

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2023

№ 2

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

Журнал индексируется в Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index и SCOPUS.

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



Томский государственный университет
2023

Учредитель – Томский государственный университет

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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 Consultants, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

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

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиреней 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 Карletonского университета, Оттава, Канада

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

Founder – Tomsk State University**“Geosphere Research”****International standard serial edition number: 2542-1379****Languages:** Russian, English**Publication are non-commercial basis (FREE)****Open access****Contacts:** 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography; <http://journals.tsu.ru/geo>**EDITORIAL BOARD*****Editor-in-Chief.* Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, RussiaE-mail: vasvr@yandex.ru***Deputy Editor-in-Chief.* Andrey V. Shpansky**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, RussiaE-mail: shpansky@ggf.tsu.ru***Executive Editor:* Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, RussiaE-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; **Kuzhevskaia I.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ

Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К. Разные типы базальтов Тес-Хемского участка Агардагской задувовой подзоны (Тува): вещественный состав и возможная геодинамическая позиция	6
Синопальников Н.И., Кислов Е.В., Шубин И.И. Форстеритизированные аподунитовые эндоскарны Йоко-Довыренского расслоенного массива, Северное Прибайкалье	18
Хлестов В.В., Леснов Ф.П. Геохронологические этапы деформаций ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)	25

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вялов В.И., Наставкин А.В., Шишов Е.П., Чернышев А.А. Прогнозно-поисковые критерии выявления металлоносных углей на Дальнем Востоке России	33
Ножкин А.Д., Лиханов И.И. Золото в породах докембрия Енисейского кряжа и геолого-геохимические предпосылки формирования золотого оруденения в Центральном металлогеническом поясе региона	49

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Гнибиденко З.Н., Маринов В.А., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г., Валащик И., Агалаков С.Е. Палеомагнетизм и стратиграфия верхнего мела северных районов Западной Сибири	71
Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Тетерина И.И. Первая надпойменная терраса и особенности ее строения в долине среднего течения реки Чумыш	92

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Хохлова О.С., Сычева С.А., Симакова А.Н., Batkhishig O., Bolormaa T., Byambaa G., Telmen T., Zolzaya M., Филиппова К.Г. Позднеледниковые и голоценовые изменения окружающей среды на севере Центральной Монголии (Дарханско-Селенгинский район)	102
Чекина А.В., Хромых В.В. Визуализация наводнений равнинных рек на карте: цифровое моделирование пойменного рельефа как основа картографирования зон затоплений (на примере реки Обь в южной части Томской области)	123

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

Асташин А.Е., Ершова К.В., Бадын М.М., Уфилина В.А., Ватина О.Е. Ландшафтная структура территории водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот»	142
Савчук Д. А., Николаева С.А., Кузнецов А.С. Дендроиндикация прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актрау (Горный Алтай)	155

CONTENTS

PETROLOGY

Mongush A.A., Kuzhuget R.V., Druzhkova E.K. Different types of basalts of the Tes-Khem site of the Agardag back-arc subzone (Tuva): material composition and possible geodynamic position	6
Sinopalnikov N.I., Kislov E.V., Shubin I.I. Forsteritized after dunite endoscarns of the Yoko-Dovyren layered massif in North Baikal region	18
Khlestov V.V., Lesnov F.P. Geochronological stages of deformations of the ultramafites of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian region)	25

GEOLOGY OF DEPOSITS

Vyalov V.I., Nastavkin A.V., Shishov E.P., Chernyshev A.A. The criteria for predicting and prospecting of metal-bearing coals in the Far East of Russia	33
Nozhkin A.D., Likhanov I.I. Gold in the Precambrian rocks of the Yenisei Ridge (East Siberia) and geological and geochemical prerequisites for the formation of gold mineralization in the Central Metallogenic Belt of the region	49

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Gnibidenko Z.N., Marinov V.A., Levicheva A.V., Smolyninova L.G., Walaszczyk I., Agalakov S.E. Upper Cretaceous paleomagnetism and stratigraphy of northern Western Siberia	71
Rusanov G.G., Shpansky A.V., Teterina I.I. The first above-floodplain terrace and the features of its structure in the valley of the middle course of the Chumysh River	92

GEOMORPHOLOGY, PALEOGEOGRAPHY

Timireva S.N., Kononov Yu.M., Khokhlova O.S., Sycheva S.A., Simakova A.N., Batkhishig O., Bolormaa T., Byambaa G., Telmen T., Zolzaya M., Filippova K.G. Late glacial and Holocene environmental changes in the north of Central Mongolia (Darkhan-Selenge Area)	102
Chekina A.A., Khromykh V.V. Visualization of floods in lowland rivers on a map: digital modelling of floodplain relief as a basis for mapping flood zones (on the example of the Ob River in the southern part of Tomsk region)	123

GEOECOLOGY, PHYSICAL GEOGRAPHY

Astashin A.E., Ershova K.V., Badin M.M., Ufilina V.A., Vatina O.E. Landscape structure of the territory of the peatland of international importance "Kamsko-Bakaldinskaya group of mires"	142
Savchuk D.A., Nikolaeva S.A., Kuznetsov A.S. Dendroindication of past events on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain (the Altai Mountains)	155

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 552.3+551.2+552.11 (571.52)

doi: 10.17223/25421379/27/1

РАЗНЫЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ ТЕС-ХЕМСКОГО УЧАСТКА АГАРДАГСКОЙ ЗАДУГОВОЙ ПОДЗОНЫ (ТУВА): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ



Андрей Александрович Монгуш¹, Ренат Васильевич Кужугет²,
Евгения Константиновна Дружкова³

^{1, 2, 3} Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

¹ amongush@inbox.ru

² rkuzhuget@mail.ru

³ druzhkova07@mail.ru

Аннотация. ОИВ-подобные ультратитанистые базальты и E-MORB-подобные кускуннугские базальты были образованы, возможно, на стадии инициации субдукции около 570 млн лет назад при 2-й и 5–15-% степенях частичного плавления гранатового перидотита соответственно. Умеренномитанистые, относительно высокоглинозёмистые, ультрекалиевые базальты, имеющие надсубдукционные геохимические характеристики, были образованы, возможно, в тылу Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы в условиях задугового растяжения.

Ключевые слова: базальты, геохимия, Sm-Nd изотопный состав, субдукция, геодинамика

Благодарности. Авторы благодарят за помощь в проведении исследований А.С. Гибшера и В.П. Мокрушникова.

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания ТувИКОПР СО РАН, научная тема – 222020400035-4.

Для цитирования: Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К. Разные типы базальтов Тес-Хемского участка Агардагской задуговой подзоны (Тува): вещественный состав и возможная геодинамическая позиция // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 6–17. doi: 10.17223/25421379/27/1

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/1

DIFFERENT TYPES OF BASALTS OF THE TES-KHEM SITE OF THE AGARDAG BACK-ARC SUBZONE (TUVA): MATERIAL COMPOSITION AND POSSIBLE GEODYNAMIC POSITION

Andrey A. Mongush¹, Renat V. Kuzhuget², Evgeniya K. Druzhkova³

^{1, 2, 3} Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia

¹ amongush@inbox.ru

² rkuzhuget@mail.ru

³ druzhkova07@mail.ru

Abstract. The Tes-Khem site is one of the main research sites of the pre-collision tectonomagmatic history of the early Caledonids of the Agardag subzone. The Agardag subzone is located in the southern part of one of the regions of Russia – the Republic of Tyva, near the border with Mongolia. This subzone is a back-arc structure that is part of the East Tuvan back-arc zone of the Early Caledonids. Spatially closely associated basalts of similar age, but of different petro- and geochemical composition, are represented within the Tes-Khem site. Basalts are found in the Kuskunnug formation and in serpentinite melange. The Kuskunnug basalts have an E-MORB-like composition. Basalts from inclusions in melange are divided into two types. The first type is similar to the *Kuskunnug basalts*, but is characterized by an ultra-titan and OIB-like composition (*Ultra-Ti basalts*). The second type is ultra-potassium basalts (*Ultra-K basalts*). The Kuskunnug basalts and Ultra-Ti basalts could have been formed from a deep mantle source at the level of garnet peridotite at different degrees of its partial melting (5–15% and 2%, respectively). According to the lithological composition of the host strata, geochemical and Sm-Nd isotopic compositions, the Kuskunnug and Ultra-Ti basalts are similar to the Aldynbulak basalts of the Sayan-Tuva fore-arc zone. Probably, both those and other basalts were formed in the same geodynamic conditions at the stage of the subduction initiation. The actualistic method

allows us to assume that the genesis of Ultra-K basalts corresponds to the potassium rear-arc basaltoids of Kamchatka and Japan, which develop under conditions of back-arc stretching. In addition, basalts with N-MORB-like characteristics, composing the Chonsair strata and inclusions in the melange in the area of the Agardag massif, represent, in our opinion, the lava complex of the Agardag back-arc ophiolites. Summarizing our assumptions, all the diversity of genetic types of basalts of the Agardag subzone can be explained as follows: 1) about 570 Ma ago, during the initiation of subduction from a deep, enriched source at 2 and 5-15% degrees, respectively, of partial melting of garnet peridotite OIB-like Ultra-Ti and E-MORB-like Kuskunnug basalts were formed; 2) in the initial stage of subduction, Agardag ophiolites, including Chonsair basalts, were formed in the process of back-arc spreading; 3) under the stationar subduction regime, moderate titanium, relatively high-alumina, ultra-potassium basalts were formed in the rear of the Tannuola-Khamsara island arc, under conditions of back-arc stretching. The results of this study, due to the limited number of analyzed samples, are considered preliminary.

Keywords: basalts, geochemistry, Sm-Nd isotopic composition, subduction, geodynamics

Acknowledgements. The authors thank Gibsher A.S. and Mokrushnikov V.P. for their help in conducting research.

Source of financing: The work was carried out according to the state task of TuvIKOPR SB RAS (theme no. 222020400035-4).

For citation: Mongush A.A., Kuzhuget R.V., Druzhkova E.K. (2023) Different types of basalts of the Tes-Khem site of the Agardag back-arc subzone (Tuva): material composition and possible geodynamic position. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 6–17. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/27/1

Введение

Химический состав базальтов широко используется в палеогеодинамических реконструкциях. Особый интерес вызывают участки с пространственно тесно ассоциирующимися базальтами близкого возраста, но разного петро- и геохимического состава. Один из них – Тес-Хемский участок, являющийся одним из опорных участков исследований доколлизионной тектономагматической истории ранних каледонид Агардагской подзоны в южной части Тувы.

Геологическое положение

Агардагская подзона представляет собой задуговую структуру, являющуюся частью Восточно-Тувинской задуговой зоны ранних каледонид [Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary..., 1999; Изох и др., 2001; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2018]. Восточно-Тувинская зона находится между Тувино-Монгольским массивом на юго-востоке и Таннуульско-Хамсаринской островодужной зоной к северо-западу; последняя, в свою очередь, далее к северо-западу сменяется Саяно-Тувинской преддуговой зоной каледонид (рис. 1 б). Наиболее ранние доколлизионные комплексы Агардагской подзоны представлены V_2 – ϵ_1^1 кускуннугской осадочно-вулканогенной и V_2 чонсаирской базальтовой толщами, V_2 офиолитами (Агардагский, Карапатский и другие массивы). Кускуннугская толща со структурным несогласием перекрыта ϵ_1^2 карахольской осадочно-вулканогенной и ϵ_1^{3-4} теректыгской осадочной свитами [Гибшер, Терлеев, 1989], образованными в надсубдукционных условиях активной субконтинентальной окраины. С офиолитами и кускуннугской толщей пространственно и парагенетически тесно связан серпентинитовый меланж. Вышеперечисленные

комплексы прорваны син- и постколлизионными ордовикскими интрузивными и субвулканическими образованиями основного и кислого состава. Все эти комплексы пород, за исключением чонсаирской базальтовой толщи, представлены на Тес-Хемском участке (рис. 1, с).

По данным А.С. Гибшера и А.А. Терлеева, для кускуннугской толщи характерна невыдержанность по простиранию лавовых потоков, пачек известняков и доломитов, особенно в нижней половине разреза толщи (свиты). Поэтому приведённый ниже разрез по одному из пересечений представляет собой частный случай стратификации этой толщи и отражает лишь ее принципиальный состав.

1. Основание толщи не вскрыто.
2. Чёрные глинисто-кремнистые сланцы с линзами кремней (90 м).
3. Пакет из лавовых потоков базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов и тефры, перемытых туфов с линзовидными телами известняков (330 м).
4. Конгломератовая пачка со взломанными пластами известняков, цементирующая масса – перемытый туф (120 м).
5. Пакет лавовых потоков, тефры с линзами кремней и перемытыми туфами (350 м).
6. Песчаная пачка с линзовидными слоями известняков. Песчаники вулканомиктового состава (130 м).
7. Конгломератовая пачка, аналогичная пачке 4, с линзовидными, взломанными слоями известняков (170 м).
8. Пачка черных ороговикованных туфов, кремнистых сланцев и вулканомиктовых песчаников (240 м).
9. Пачка серых слоистых известняков и доломитов (около 150 м).
10. Мощная, преимущественно песчано-сланцевая, подтолща с линзовидными горизонтами силицилитов,

отдельными телами лавовых потоков андезитобазальтов и линзами чёрных известняков (750 м).

Неполная мощность толщи порядка 2 300 м [Гибшер, Терлеев, 1989].

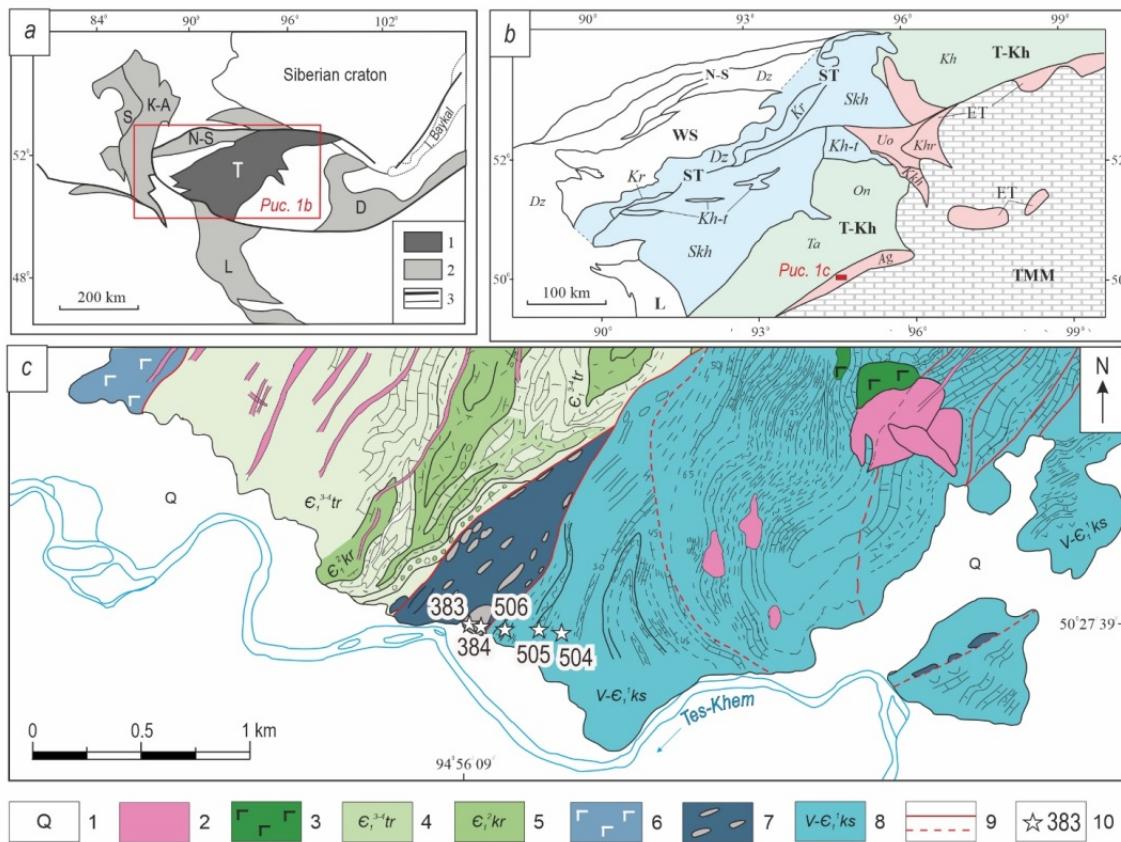


Рис. 1. Геологическое положение и строение Тес-Хемского участка

a – V–Є островодужные системы Центральной Азии (составлена с использованием данных [Добречев, Буслов, 2007]): 1 – Тувинская (Т); 2 – другие: S – Салаирская, К-А – Кузнецко-Алтайская, N-S – Северо-Саянская, L – Озерная, D – Джидинская; 3 – главные разломы и границы террейнов; **b** – схема геодинамического районирования Тувинской островодужной системы (составлена А.А. Монгушем с использованием данных [Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary..., 1999]). ST – Саяно-Тувинская преддуговая зона, подзоны: Dz – Джебашская, Kr – Куртушибинская, K-t – Хемчикско-Тапсинская, Skh – Сыстыгхемская; T-Kh – Таннуольско-Хамсаринская островодужная зона, подзоны: Ta – Таннуольская, On – Ондумская, Kh – Хамсаринская; ET – Восточно-Тувинская задуговая зона, подзоны: Ag – Агардагская, Kkh – Каахемская, Uo – Улугойская, Khr – Харальская. Другие островодужные системы: N-S – Северо-Саянская, L – Озерная. WS – Западно-Саянская окраинно-континентальная турбидитовая зона. TMM – Тувино-Монгольский массив; **c** – геологическая карта Тес-Хемского участка (составлена А.С. Гибшером, А.А. Терлеевым и С.Ю. Беляевым, 1987, неопубликованные данные). 1 – четвертичные отложения; 2–3 – габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитная серия, О: 2 – дайки и малые интрузии кислого состава, 3 – габбро; 4 – Теректигская свита (с фауной санаштыкгольского возраста): известняки, песчаники, конгломераты, ϵ_1^{3-4} ; 5 – Каракольская свита: андезиты, туфы, вулканомиктовые песчаники, конгломераты, ϵ_1^2 ; 6 – оphiолитовые габбро Тесхемской серии, V; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – кускуннугская свита: базальты, туфы, сланцы, кварциты, известняки, V– ϵ_1^1 ; 9 – разломы, достоверные и предполагаемые; 10 – точки отбора образцов и их номера

Fig. 1. Geological position and structure of the Tes-Khem site

a – V–Є island-arc systems of Central Asia (compiled using data from [Dobretsov, Buslov, 2007]): 1 – Tuva (T); 2 – others: S – Salair, K-A – Kuznetsk-Altaian, N-S – Nord-Sayan, L – Lake, D – Dzhida; 3 – main faults and terrane boundaries; **b** – The scheme of geodynamic zoning of the Tuva island-arc system (compiled by A.A. Mongush using data from [Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary..., 1999]). ST – Sayan-Tuva fore-arc zone, subzones: Dz – Dzhebash, Kr – Kurtushiba, K-t – Hemchik-Tapsa, Sk – Systyghem; T-Kh – Tannuola-Khamsara island arc zone, subzones: Ta – Tannuola, On – Ondum, Kh – Khamsara; ET – East Tuva back-arc zone, subzones: Ag – Agardag, Kkh – Kaakhem, Uo – Ulugoy, Khr – Kharal. Other island-arc systems: N-S – Nord-Sayan, L – Lake. WS – Western Sayan continental marginal turbidite zone. TMM – Tuva-Mongolian massif; **c** – Geological map of the Teskhem site (by A.S. Gibsher, A.A. Terleev and S.Y. Belyaev, 1987, unpublished data). 1 – Quaternary deposits; 2–3 – gabbro-monzonodiorite-granodiorite-granite series, О: 2 – dikes and small intrusions of acid composition, 3 – gabbro; 4 – Terektilg formation (with fauna of the Sanashtykgol age): limestones, sandstones, conglomerates, ϵ_1^{3-4} ; 5 – Karakhol formation: andesites, tuffs, volcanomictic sandstones, conglomerates, ϵ_1^2 ; 6 – ophiolitic gabbro of the Teschem series, V; 7 – serpentinite melange; 8 – Kuskunnug formation: basalts, tuffs, shales, quartzites, limestones, V– ϵ_1^1 ; 9 – faults, reliable and assumed; 10 – sampling points and their numbers



Рис. 2. Обнажение пиллоу-лав в серпентинитовом меланже (точка 384 на рис. 1, с)

Fig. 2. Pillowbasalts outcrop in serpentinite mélange (point 384 in Fig. 1, c)

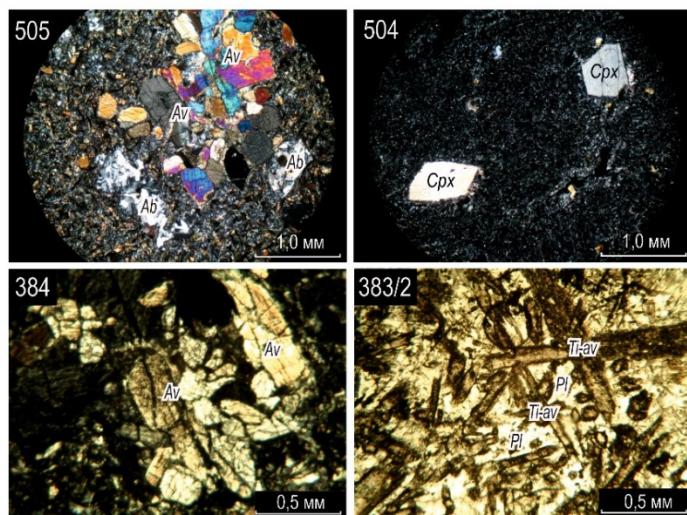


Рис. 3. Микрофотографии пиллоу-лав базальтов

Ab – альбит, *Av* – авгит, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ti-av* – титанавгит. 383/2 – николи параллельны, в остальных скрещены

Fig. 3. Micrographs pillowbasalts

Ab – albite, *Av* – augite, *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – plagioclase, *Ti-av* – titanavegite. 383/2 – nicoli are parallel, crossed in the rest

Вещественный состав

Базальты на Тес-Хемском участке находятся в составе кускуннугской толщи, а также в серпентинитовом меланже (см. рис. 1, с, рис. 2).

Базальты кускуннугской толщи (образцы 504–506) – это порфировые породы с микроофитовой или трахитоидной основной массой (см. рис. 3). Главные минералы: клинопироксен (в том числе авгит в порфировых выделениях) – 50 %, плагиоклаз – 30 %, второстепенные: ильменит – 5–7 %, актинолит – 8–10 %, хлорит < 5 %, эпидот < 1 %. Миндалины размером до 5 мм составляют около 10 % породы и сложе-

ны агрегатами: альбит + хлорит + эпидот, альбит + карбонат, кварц + карбонат, в том числе карбонат с тонкозернистым гранатом. С лавами ассоциируют комагматичные им дайки: обр. 504 – порфировый базальт с гиалопилитовой основной массой (рис. 3).

Базальты из включения в меланже отобраны в количестве четырех образцов, расстояние между точками опробования составило около 5 м. Эти породы представляют собой пиллоу-лавы с мелкоминдалекаменной текстурой и гиалокластитами в межподушечном пространстве (см. рис. 2) и с неоднородным составом и структурой, ввиду чего они разделены на две группы. Первую группу составляют

образцы 384 и 383/3. Образец 384 – порфировый базальт с пилатакситовой основной массой, включающей хлорит + эпидот + актинолит + лейкоксен (70 %), плагиоклаз (20 %) и мелкие ($\leq 0,1$ мм) игольчатые кристаллы авгита (5 %). Последний слагает также порфировые выделения и гломеропорфировые срастания размерами 0,3–1,0 мм (5 %). Образец 383/3 – базальт с мелкозернистой (0,5–1,0 мм), интерсерпельной структурой и миндалекаменной текстурой. Состоит из удлинённо-призматических кристаллов пренитизированного плагиоклаза (50 %), авгита (10 %), бурой роговой обманки (15 %), в интерстициях – продукты девитрификации стекла:

хлорит + кальцит + актинолит (17 %), встречаются включения титаномагнетита, граната, апатита.

Вторая группа пиллоу-лав – обр. 383/1 и 383/2 – это афировые базальты с игольчатыми и шестоватыми, мелкими (0,5–0,01 мм) кристаллами светло-розового титанавгита, часто образующих «звездочки», сферолиты. Интесиции между крупными кристаллами титанавгита выполнены плагиоклазом, а между мелкими кристаллами титанавгита – агрегатом из хлорита, эпидота, карбоната. Есть единичные чешуйки бурого биотита. Около 10 % площади шлифа составляют миндалины размером 0,3–3,0 мм, заполненные цеолитом и кальцитом.

Содержания главных (мас. %, скорректированные на сухой остаток) и редких (г/т) элементов в базальтах Тес-Хемского участка

Major-element (wt %, LOI corrected) and trace-element (ppm) composition of Tes-Khem site basalts

Table 1

Породы	Кускуннугские базальты			Ультра- <i>Ti</i> базальты		Ультра- <i>K</i> базальты	
	506	505	504 (d)	384	383/3	383/1	383/2
SiO ₂	49,69	52,53	52,05	47,27	44,36	50,45	50,54
TiO ₂	2,81	2,60	2,52	3,73	4,27	1,02	1,07
Al ₂ O ₃	11,86	10,77	12,54	11,47	12,64	16,40	16,32
Fe ₂ O ₃	12,06	9,20	12,93	12,45	14,99	9,90	10,03
MnO	0,13	0,14	0,14	0,15	0,17	0,15	0,15
MgO	9,15	7,50	6,19	8,60	7,21	7,63	7,73
CaO	9,96	12,12	7,37	11,61	12,28	8,04	7,96
Na ₂ O	3,69	4,36	5,27	2,82	2,28	2,81	2,70
K ₂ O	0,32	0,45	0,66	1,44	1,20	3,26	3,17
P ₂ O ₅	0,32	0,35	0,32	0,46	0,61	0,33	0,33
LOI	4,58	2,70	1,61	1,53	6,85	3,24	4,63
Всего	100,56	100,22	100,85	98,92	98,81	98,95	99,02
Mg#	0,60	0,62	0,49	0,58	0,49	0,60	0,60
Rb	0,5	3,55	3,5	27,7		28,8	
Sr	206	651	393	492		628	
Y	8,17	18,07	12,09	24,3		20,3	
Zr	65,92	134,17	89,83	228		99	
Nb	10,34	24,34	11,87	41,95		3,74	
Cs	–	–	–	1,67		0,20	
Ba	53	299	137	209		547	
La	6,56	18,7	8,36	35,41		18,52	
Ce	12,51	32,13	14,58	78,91		44,59	
Pr	2,35	5,26	2,45	9,97		6,02	
Nd	12,45	24,9	12,89	42,09		25,49	
Sm	3,86	6,71	4,17	8,94		5,13	
Eu	1,28	2,39	1,59	2,95		1,78	
Gd				7,89		4,77	
Tb				1,01		0,66	
Dy	2,88	4,81	2,74	5,82		4,04	
Ho	0,46	0,89	0,54	0,97		0,81	
Er	1,37	2,18	1,6	2,39		2,10	
Tm	0,19	0,33	0,22	0,29		0,30	
Yb	1,37	1,96	1,47	1,75		2,00	
Lu	0,18	0,3	0,21	0,26		0,29	
Hf	2,2	4,04	2,67	5,06		2,52	
Ta	0,87	1,83	0,98	2,57		0,18	
Th	0,65	2,05	0,9	3,14		1,72	

Породы	Кускуннугские базальты			Ультра- <i>Ti</i> базальты		Ультра- <i>K</i> базальты	
	506	505	504 (<i>d</i>)	384	383/3	383/1	383/2
U	0,19	0,24	0,13	0,78		0,56	
Th _n /Yb _n	2,6	5,7	3,3	9,7		4,7	
La _n /Yb _n	3,3	6,5	3,9	13,8		6,3	

Примечание. *d* – дайка. Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS на масс-спектрометре Element (аналитики С.В. Палесский и И.В. Николаева).

Note. *d* – dyke. The analyses were performed at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (Novosibirsk) by ICP-MS on the mass spectrometer Element (performers S.V. Palessky and I.V. Nikolaeva).

Различия в петрографическом составе изученных базальтов подтверждаются также их петрохимическими особенностями (см. табл. 1, рис. 4). Так, базальты кускуннугской толщи – это относительно высококремнистые породы, отвечающие составу базальта и ан-

дезибазальта, низкоглиноземистые $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,77\text{--}12,54$ мас. %, высокотитанистые $\text{TiO}_2 = 2,52\text{--}2,81$ мас. %, умереннокалиевые $\text{K}_2\text{O} = 0,32\text{--}0,66$ мас. %, субщелочные $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,01\text{--}5,94$ мас. % породы. Далее они называются кускуннугскими базальтами.

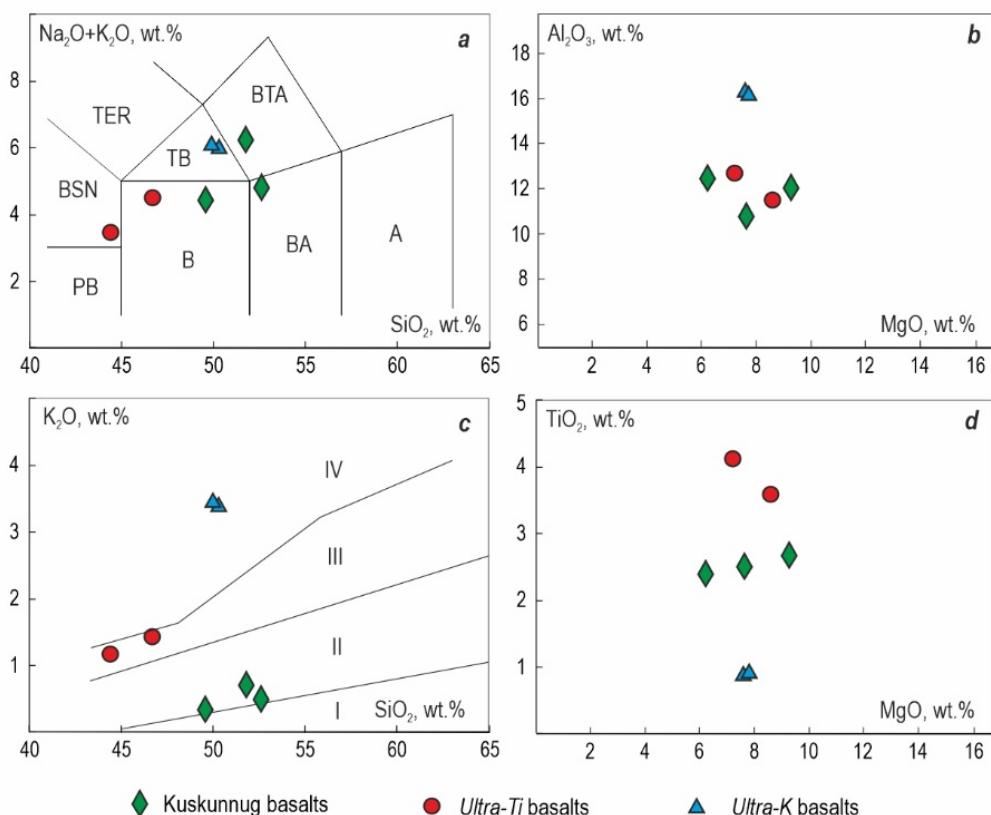


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для кускуннугских, ультратитанистых и ультракалиевых базальтов
a – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Le Bas et al., 1986]. Поля составов: А – андезит, В – базальт, ВА – андезибазальт, ВСН – базанит, ВТА – трахиандезибазальт, РВ – пикробазальт, ТВ – трахибазальт, ТЕР – тифрит; **b** – бинарная диаграмма $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$; **c** – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [Rickwood, 1989]: I – низкокалиевые, II – умереннокалиевые, III – высококалиевые, IV – ультракалиевые; **d** – бинарная диаграмма $\text{MgO} - \text{TiO}_2$

Fig. 4. Petrochemical diagrams for Kuskunnug formation basalts (green diamonds) and serpentinite melange basalts, including ultra-*Ti* (red circles) and ultra-*K* (blue triangles) basalts

a – The classification diagrams of $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Le Bas et al., 1986]. Composition fields: A – andesite, B – basalt, BA – basaltic andesite, BSN – basanite, BTA – basaltic trachyandesite, PB – picropelitic basalt, TB – trachybasalt, TEP – tefrit; **b** – The binary diagrams of $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$; **c** – The classification diagrams of $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [Rickwood, 1989]: I – low potassium, II – moderately potassium, III – high potassium, IV – ultrapotassium; **d** – The binary diagrams of $\text{MgO} - \text{TiO}_2$

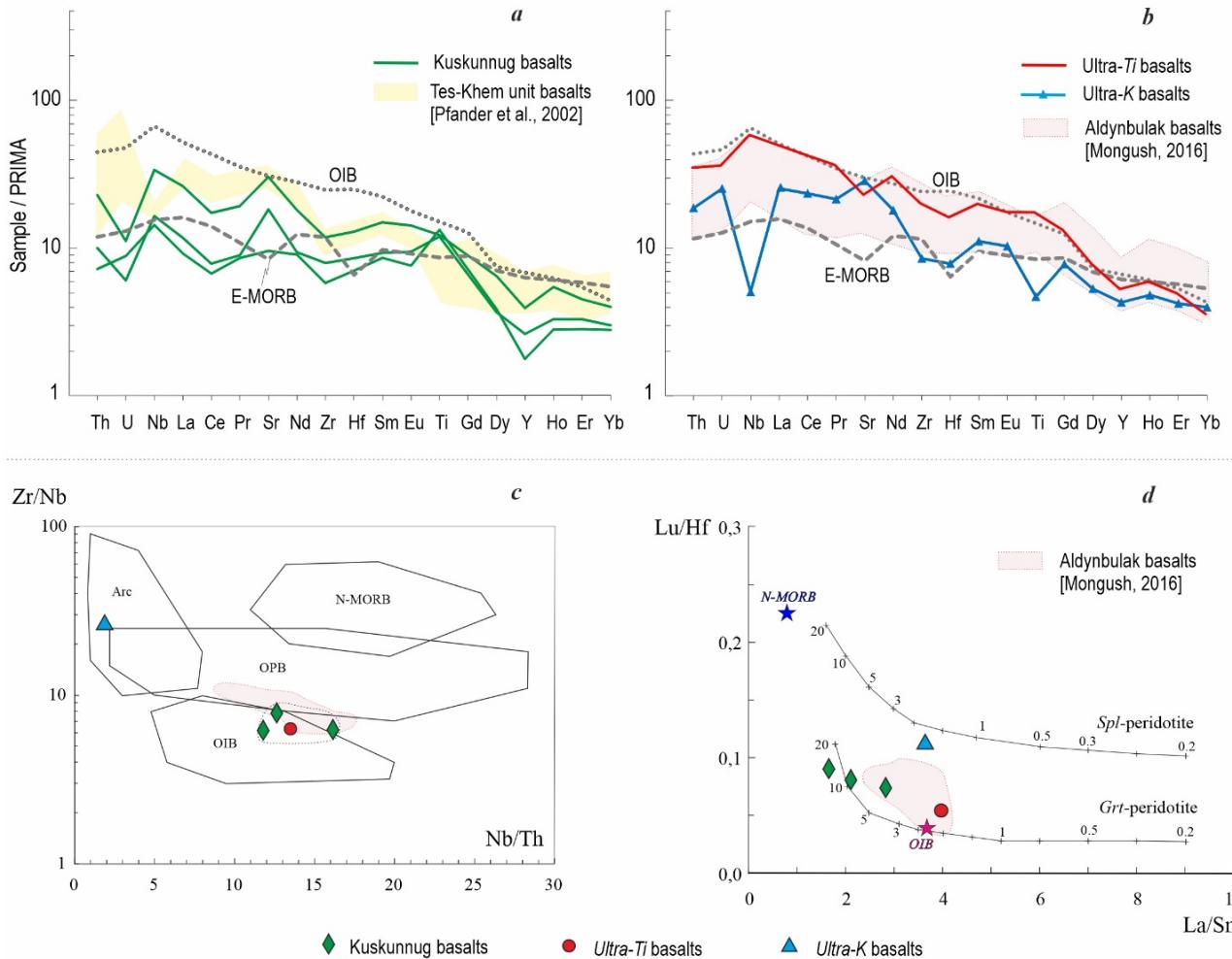


Рис. 5. Геохимические диаграммы для базальтов Тес-Хемского участка

a, b – нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] содержания несовместимых редких элементов; **c** – дискриминационная диаграмма Nb/Th–Zr/Nb [Condie, 2005]; **d** – кривые частичного плавления шпинелевого и гранатового перидотита на диаграмме La/Sm–Lu/Hf по [Regelous et al., 2003]. Составы N-MORB и OIB по [Sun, McDonough, 1989], E-MORB – [Klein, 2003]

Fig. 5. Geochemical diagrams for Tes-Khem site basalts

a, b – Concentrations of incompatible trace elements, normalised to primitive mantle values [Sun, McDonough, 1989]; **c** – discrimination diagram Nb/Th – Zr/Nb [Condie, 2005]; **d** – curves of partial melting of spinel and garnet peridotites on the La/Sm – Lu/Hf diagram by [Regelous et al., 2003]. Compositions of N-MORB and OIB by [Sun, McDonough, 1989], E-MORB – [Klein, 2003]. For some symbols, see Fig. 4.

Базальты из включения в меланже (обр. 384 и 383/1) на диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » попадают в поле базальта и базанита при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,26$ и 3,48 мас.%; для них также характерны низкие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,47$ и 12,64 мас.%, высокие – $\text{K}_2\text{O} = 1,20$ и 1,44 мас.% (см. рис. 4), а по содержанию $\text{TiO}_2 = 3,73$ и 4,27 мас.% соответственно (табл. 1), их можно назвать *ультратитанистыми базальтами* (по [Классификация..., 1981] содержание TiO_2 в базальтах нормального ряда составляет менее 3,0 мас.%).

Базальты из включения в меланже (обр. 383/1 и 383/2): на диаграмме « $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » их состав соответствует трахибазалту при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,07$

и 5,87 мас.%; для них характерны повышенные содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,40$ и 16,32 мас.% и умеренные $\text{TiO}_2 = 1,02$ и 1,07 мас.%; по содержанию $\text{K}_2\text{O} = 3,26$ и 3,17 мас.% эти породы относятся к *ультракалиевым базальтам* (см. табл. 1, рис. 4).

Обоснованность выделения трех групп базальтов, различающихся между собой петрографическими и петрохимическими особенностями, подтверждается и их геохимическим составом (см. табл. 1, рис. 5). *Кускунгуские базальты* по содержанию и особенностям распределения несовместимых редких элементов $\text{Th}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 2,6–5,7$, $\text{La}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 3,3–3,9$ близки к базальтам E-MORB-типа: $\text{Th}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 2,2$, $\text{La}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 2,9$, а на дис-

криминационной диаграмме Nb/Th–Zr/Nb точки их составов располагаются в пограничной зоне между полями OIB и OPB. Спектр распределения редких элементов в ультратитанистых базальтах: $\text{Th}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 9,7$, $\text{La}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 13,8$ (см. табл. 1, рис. 5, b), почти совпадает с таковым в OIB: $\text{Th}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 10,1$, $\text{La}_{\text{n}}/\text{Yb}_{\text{n}} = 11,7$ [Sun, McDonough, 1989]. Особенности распределения редких элементов в ультракалиевых базальтах – отрицательные аномалии Nb, Zr, Hf и Ti – свидетельствуют о формировании их мантийного источника над зоной субдукции [Pearce et al., 1984], что видно также на диаграмме Nb/Th–Zr/Nb (см. рис. 5, b, c).

На диаграмме La/Sm–Lu/Hf (см. рис. 5, d), позволяющей оценить степень плавления и фазовый состав мантийного протолита, геохимический состав кускуннугских базальтов свидетельствует о том, что

их исходные расплавы могли быть выплавлены при 5–15 %-й степенях частичного плавления гранатового перидотита. Мантийный протолит ультратитанистых базальтов плавился при более низкой степени плавления, ~2 %, гранатового перидотита, близко с источником OIB. Состав ультракалиевых базальтов свидетельствует о формировании его мантийного источника на уровне шпинелевого перидотита при низкой, ~2 %, степени его частичного плавления, что в целом согласуется с вышеуказанными данными о формировании их мантийного источника над зоной субдукции.

Значение параметра $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ в ультратитанистых базальтах имеет наиболее низкие положительные значения $\varepsilon\text{Nd}(\text{T}) = +4,0$. Для ультракалиевых базальтов $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ составляет +6,4. В кварцевом диорите карахольской свиты этот параметр равен +5,8 (табл. 2).

Sm-Nd изотопные данные для пород Тес-Хемского участка

Sm-Nd isotopic data for rocks of the Tes-Khem site

№ п/п	№ образца	Порода	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ изм.	$\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$	TNd (DM), млн лет
1	384	Ультра-Ti базальт	570	8,463	40,197	0,127254	$0,512581 \pm 9$	4,0	1006
2	383/1	Ультра-K базальт Кварцевый диорит карахольской свиты	570	5,789	27,164	0,128819	$0,512712 \pm 6$	6,4	789
3	AT-293		525	8,320	41,771	0,120411	$0,512646 \pm 25$	5,8	826

Примечание. Sm-Nd изотопные анализы получены на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом режиме П.А. Серовым в ГИ КНЦ РАН (Апатиты). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,03–0,2 нг для Sm, 0,1–0,5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0,5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,005\%$ (2σ).

Note. The Sm and Nd isotope compositions were measured on a Finnigan-MAT 262 (RPQ) mass spectrometer in the static regime at the Geological Institute, Apatity, analyst P.A. Serov. The blank sample contained 0.03–0.2 ng Sm and 0.1–0.5 ng Nd. The accuracy of determination was as follows: Sm and Nd concentrations – $\pm 0.5\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2σ).

Обсуждение результатов и возможная геодинамическая позиция базальтов

Результаты ранее проведенных палеогеодинамических исследований V– E_1^1 базальтов Агардагской подзоны весьма неоднозначны. Так, одни исследователи лавы базальтов Тес-Хемского участка рассматривают как результат низких степеней плавления погружающегося слэба на начальной стадии субдукции [Pfänder et al., 2002; Pfänder, Kröner, 2004]. Как видно из рис. 5, a, изученные Й. Пфендером с коллегами лавы базальтов Тес-Хемского участка характеризуются отрицательными аномалиями Nd. По нашим же данным, образцы пиллоу-лав кускуннугской толщи и из меланжа характеризуются, наобо-

рот, положительными аномалиями Nd (см. рис. 5 a, b), а надсубдукционные геохимические характеристики имеют только андезитовые порфиры E_1^2 карахольской свиты [Монгуш и др., 2021]. Поле развития E_1^{3-4} терешкинской свиты с археоциатами, рассеченное серией северо-восточных ордовикских даек (см. рис. 1, c), на карте зарубежных коллег показано как комплекс параллельных даек и массивных базальтов офиолитов, а возрастной диапазон обломочно-карбонатной толщи Тес-Хемского участка (карахольской и терешкинской свит по [Гибшер, Терлеев, 1989]) они от раннего кембрия неоправданно «растягивают» до неопротерозоя. Отметим, что датировка возраста офиолитов Pb-Pb методом по цирконам из плагиогранита в Агардагском массиве

показала значение $569,6 \pm 1,7$ млн лет [Pfänder, Kröner, 2004]. Другие исследователи лавы и дайки базальтов Тес-Хемского участка рассматривают как продукт начального и промежуточного этапов в тектономагматической эволюции от источника OIB-типа до источника N-MORB-типа в палеогеодинамических условиях развития рифтогенных структур типа Красноморского рифта [Куренков и др., 2002; Добрецов и др., 2005].

E-MORB-подобные кускуннугские базальты и OIB-подобные ультратитанистые базальты могли быть образованы из достаточно глубинного мантийного источника на уровне гранатового перидотита при разных степенях его частичного плавления (5–15 и 2 % соответственно). Как видно из рис. 5, b-d, по геохимическому составу они похожи на базальты $V_2-E_1^1$ алдынбулакской толщи Саяно-Тувинской преддуговой зоны (см. рис. 1, b), имеющих такие же высокие и ультравысокие содержания $TiO_2 = 2,00\text{--}4,28$ мас. % [Монгуш, 2016]. Кроме того, и по Sm-Nd изотопному составу ультратитанистые базальты Агардагской задуговой подзоны и алдынбулакские базальты Хемчикско-Тапсинской преддуговой подзоны не различаются между собой. Так, если $\epsilon Nd(T)$ для первых составляет +4,0 (см. табл. 2), то для вторых он варьирует в интервале +3,7...+4,5 [Монгуш, 2016]. Близкий состав кускуннугских и ультратитанистых базальтов, с одной стороны, и алдынбулакских базальтов – с другой, а также одинаковый возраст кускуннугской и алдынбулакской толщ и их одинаковый литологический состав (в обеих толщах представлены базальты, кремни, сланцы, песчаники, карбонаты) могут свидетельствовать в пользу того, что как те, так и другие базальты были сформированы в одних и тех же геодинамических условиях.

Ранее, опираясь на данные [Dilek, Furnes, 2011], было высказано предположение, что геохимический состав алдынбулакских (ициональных) базальтов Саяно-Тувинской преддуговой зоны может быть обусловлен магматическими процессами на стадии инициации субдукции при плавлении глубокого, обогащенного мантийного источника [Монгуш, 2016]. В своей обзорной статье Дилек и Фарнес приводят данные о том, что на стадии инициации субдукции, в результате понижения давления, происходит выплавление из фертильной мантии обогащенных несовместимыми элементами базальтов. В дальнейшем в источниках базальтов повышается роль деплетированного источника, который начинает плавиться под воздействием слэбовых флюидов и в результате проявления процессов «rollback», сопровождаемого надсубдукционным спредингом. По геохимическому составу все эти базальты соответствуют различным вариациям MORB-подобных базальтов. Мантийная магмогенерация в начальный пе-

риод субдукции охватывает широкую зону с образованием офиолитов эмбриональных задугово-преддуговых (backarc to forearc) обстановок [Dilek, Furnes, 2011]. Похожие результаты опубликованы и в других статьях [Whattam, Stern, 2011; Reagan et al., 2017; Shervais et al., 2019]. С учетом сказанного, мы предполагаем, что ультратитанистые и кускуннугские базальты были образованы на стадии инициации субдукции около 570 млн лет назад при 2 и 5–15 %-й степенях частичного плавления гранатового перидотита соответственно.

Базальты с N-MORB-подобными характеристиками, слагающие чонсаирскую толщу и включения в меланже в районе Агардагского массива [Добрецов и др., 2005; Pfänder et al., 2002; Мокрушников В.П., неопубликованные данные], представляют собой, по нашему мнению, лавовый комплекс агардагских задуговых офиолитов.

Актуалистический метод позволяет нам предположить, что генезис ультракалиевые базальтов соответствует калиевым тыловодужным базальтоидам Камчатки и Японии, которые «развиваются в условиях задугового растяжения» [Мартынов, 1999, с. 64].

Обобщая все наши предположения, всё многообразие генетических типов базальтов Агардагской подзоны возможно объяснить следующим образом: около 570 млн лет назад, во время инициации субдукции из глубинного, обогащенного источника были выплавлены ультратитанистые и кускуннугские базальты; в начальной стадии субдукции, в процессе задугового спрединга были образованы агардагские офиолиты, в том числе чонсаирские базальты; при станционарном режиме субдукции в тылу островной дуги были образованы ультракалиевые базальты.

Результаты настоящего исследования, из-за ограниченного количества проанализированных образцов, рассматриваются как предварительные.

Выводы

1. OIB-подобные ультратитанистые базальты и E-MORB-подобные кускуннугские базальты Агардагской задуговой подзоны были образованы, возможно, на стадии инициации субдукции около 570 млн лет назад при 2-й и 5–15 %-й степенях частичного плавления гранатового перидотита соответственно.

2. Умеренотитанистые, относительно высоко-глинозёмистые, ультракалиевые базальты Агардагской задуговой подзоны, имеющие надсубдукционные геохимические характеристики, были образованы, возможно, в тылу Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы в условиях задугового растяжения.

Список источников

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтая-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 952–967.
- Гибшер А.С., Терлеев А.А.** Региональная стратиграфия позднего докембра – раннего палеозоя Сангилен // Структурно-вещественные комплексы юго-восточной Тувы. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 3–26.
- Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Егорова В.В.** Эволюция базитового магматизма кембро-ордовикского коллизионного этапа Алтая-Саянской складчатой области (на примере Западного Сангилен) // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии : тез. докл. конф. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. С. 24–26.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород.** М. : Недра, 1981. 160 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М. : Геос, 2002. 294 с.
- Мартынов Ю.А.** Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток : Дальнаука, 1999. 218 с.
- Монгуш А.А.** Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколо-экономические проблемы природопользования. Вып. 14. Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2016. С. 74–94.
- Монгуш А.А.** Тектоническая эволюция ранних каледонид Тувы и метаморфизм северо-западной окраины Тувино-Монгольского массива // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты) : материалы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием (14–30.07.2018, Сангилен, Россия). Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2018. С. 75–83.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковleva С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуульской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- Монгуш А.А., Мокрушинов В.П., Дружкова Е.К.** Геолого-петрографические и петрогохимические особенности базальтов и андезитовых порфиритов Тесхемского участка Агардагской задуговой подзоны (Южная Тыва) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Взаимодействие науки, экономики и общества как фактор развития региона». Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2021. С. 112–115.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79, No. 3–4. P. 491–504.
- Dilek Y., Furnes H.** Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123(3/4). P. 387–411.
- Klein E.M.** Geochemistry of the igneous oceanic crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. The Crust / ed. by R.L. Rudnick. 2003. P. 433–463.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.** Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27, No. 3. P. 745–750.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Marginal Basin Geology, Geol. Soc / eds by B.P. Kokelaar, M.F. Howells. London, 1984. Spec. Publ. 16. P. 77–94.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt Wol.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Pfänder J.A., Kröner A.** Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: crustal growth by island arc accretion // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Edited by Timothy M. Kusky. Developments in Precambrian Geology. 2004. V. 13. P. 207–221.
- Preliminary publications book 1** from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / eds by W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999. (CD).
- Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R.R., Avery A.J., Carvallo C., Chapman T., Christeson G.L., Ferré E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Robertson A.H. F., Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A.** Subduction initiation and ophiolite crust: New insights from IODP drilling // International Geology Review. 2017. V. 59, No. 11. P. 1439–1450.
- Rickwood P.C.** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44, No. 1. P. 113–140.
- Shervais J.W., Reagan M., Haugen E., Almeev R.R., Pearce J.A., Prytulak J., Ryan J.G., Whattam S.A., Godard M., Chapman T., Li H., Kurz W., Nelson W.R., Heaton D., Kirchenbaur M., Shimizu K., Sakuyama T., Li Y., Vetter S.K.** Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Fore-arc basalts of the Izu-Bonin arc from IODP Expedition 352 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 314–338.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spac. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Whattam S.A., Stern R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Mineral Petrol. 2011. V. 162. P. 1031–1045.

References

- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. *Geodinamicheskaiia interpretatsiia geologicheskikh kompleksov Altai-Saianskoi oblasti* [Geodynamic interpretation of geological complexes of the Altai-Sayan region] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1996. V. 37. No. 1. pp. 63–81. In Russian
- Dobretsov N.L., Buslov M.M. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2007. V. 48. No. 1. pp. 93–108. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotliarov A.V. *Magnatizm i geodinamika Paleoaziatskogo okeana na vende-kembriiskom etape ego razvitiia* [Magmatism and geodynamics of the Paleoasian ocean at the Vendian-Cambrian stage of its evolution] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2005. V. 46. No. 9. pp. 952–967. In Russian
- Gibsher A.S., Terleev A.A. *Regional'naia stratigrafiia pozdnego dokembriia – rannego paleozoia Sangilena* [Regional stratigraphy of the Late Precambrian – Early Paleozoic Sangilene] // Strukturno-veschchestvennye kompleksy iugo-vostochnoi Tuvy (Structural-material complexes of Southeastern Tuva). Novosibirsk: IGI SO AN SSSR. 1989. pp. 3–26. In Russian
- Izokh A.E., Shelepaev R.A., Egorova V.V. *Evoliutsiia bazitovogo magmatizma kembro-ordovikskogo kollizionnogo etapa Altai-Saianskoi skladchatoi oblasti (na primere Zapadnogo Sangilena)* [Evolution of basitic magmatism of the Cambro-Ordovician collisional stage of the Altai-Sayan folded region (on the example of the Western Sangilen)] // Fundamental'nye problemy geologii i tektoniki Severnoi Evrazii: Tezisy dokladov konferentsii (Fundamental problems of geology and tectonics of Northern Eurasia: Abstracts of the conference reports). Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 2001. pp. 24–26. In Russian
- Klassifikatsiya i nomenklatura magmaticheskikh gornykh porod [Classification and nomenclature of igneous rocks]. Moscow: Nedra Publ., 1981, 160 p. In Russian
- Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. *Geodinamika paleospredinga* [Geodynamics of paleospreading]. Moscow : Geos. 2002. 294 p. In Russian
- Martynov Iu.A. *Geokhimiia bazal'tov aktivnykh kontinental'nykh okrain i zrelykh ostrovnykh dug (na primere Severo-Zapadnoi Patsifiki)* [Geochemistry of basalts of active continental margins and mature island arcs (North-West Pacific)]. Vladivostok: Dal'nauka. 1999. 218 p. In Russian
- Mongush A.A. *Bazal'tovye kompleksy Saiano-Tuvinской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика* [Basaltic complexes of the Sayan-Tuva forearc: geological setting, geochemistry, geodynamics] // Sostoianie i osvoenie prirodnnykh resursov Tuvy i sopredel'nykh regionov Tsentral'noi Azii. Ekologo-ekonomicheskie problemy prirodopol'zovaniia: Vypusk 14 (State and exploration of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia. Ecological and economic problems of natural resources use: fascicle 14). Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2016. pp. 74–94. In Russian
- Mongush A.A. *Tektonicheskaiia evoliutsiia rannikh kaledonid Tuvy i metamorfizm severo-zapadnoi okrainy Tuvino-Mongol'skogo massiva* [Tectonic evolution of the Early Caledonides of Tuva and metamorphism of the North-Western margin of the Tuva-Mongolia massif] // Geologiia, magmatizm i metallogeniiia Tsentral'noi Azii. 2018: Rudno-magmaticheskie sistemy Sangilena (shchelochnye intruzivy, karbonatity): Materialy I Vserossiiskoi polevoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem (Geology, magmatism and metallogeny of Central Asia. 2018: Ore-magmatic systems of the Sangilen (alkaline intrusives, carbonatites), 14–30.07.2018. Sangilen. Russia). Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2018. pp. 75–83. In Russian
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V., Serov P.A. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola zone, Tuva, in the Late Vendian–Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data) // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2011. V. 52. No. 5. pp. 649–665. In Russian
- Mongush A.A., Mokrushnikov V.P., Druzhkova E.K. *Geologo-petrograficheskie i petrogeokhimicheskie osobennosti bazal'tov i andezitovykh porfiritov Teskhemskogo uchastka Agardagskoi zadugovoi podzony (Iuzhnaia Tuva)* [Geological-petrographic and petrogeochemical features of basalts and andesitic porphyrites of the Teskhemsky area of the Agardagskaya arc subzone (South Tuva)] // Materialy Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Vzaimodeistvie nauki, ekonomiki i obshchestva kak faktor razvitiia regiona» (Interaction of science, economy and society as a factor of regional development: Proceedings of the international research-to-practice conference). Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2021. pp. 112–115. In Russian
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. No. 3–4. pp. 491–504.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. 123(3/4). pp. 387–411.
- Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. The Crust (ed. R.L. Rudnick). 2003. pp. 433–463.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. 3. pp. 745–750.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokeelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds) Marginal Basin Geology, Geol. Soc. London. 1984. Spec. Publ. 16. pp. 77–94.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt Wol. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. pp. 154–174.
- Pfänder J.A., Kröner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: crustal growth by island arc accretion // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Ed. by Timothy M. Kusky. Developments in Precambrian Geology. 2004. V. 13. pp. 207–221.
- Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Editors Warren J. Nokleberg, Vera V. Naumova, Mikhail I. Kuzmin, and Tatiana V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999. (CD).

Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R.R., Avery A.J., Carvallo C., Chapman T., Christeson G.L., Ferré E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Robertson A.H. F., Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A. Subduction initiation and ophiolite crust: New insights from IODP drilling. International Geology Review, 2017. V. 59. No. 11. pp. 1439–1450.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. pp. 247–263.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44. No. 1. pp. 113–140.

Shervais J.W., Reagan M., Haugen E., Almeev R. R., Pearce J.A., Prytulak J., Ryan J.G., Whattam S.A., Godard M., Chapman T., Li H., Kurz W., Nelson W.R., Heaton D., Kirchenbaur M., Shimizu K., Sakuyama T., Li Y., Vetter S.K. Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Fore-arc basalts of the Izu-Bonin arc from IODP Expedition 352 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. 20. pp. 314–338.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spac. Publ. 1989. V. 42. pp. 313–346.

Whattam S.A., Stern R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Mineral Petrol. 2011. 162. pp. 1031–1045.

Информация об авторах:

Монгуш А.А., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: amongush@inbox.ru

Кужугет Р.В., кандидат геолого-минералогических наук, директор, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Дружкова Е.К., инженер, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: druzhkova07@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Mongush Andrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: amongush@inbox.ru

Kuzhuget Renat V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Director, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Druzhkova Evgeniya K., Engineer, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: druzhkova07@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 10.02.2022; одобрена после рецензирования 04.02.2023; принята к публикации 20.06.2023

The article was submitted 10.02.2022; approved after reviewing 04.02.2023; accepted for publication 20.06.2023

Научная статья
УДК 552.161
doi: 10.17223/25421379/27/2

ФОРСТЕРИТИЗИРОВАННЫЕ АПОДУНИТОВЫЕ ЭНДОСКАРНЫ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Никита Игоревич Синопальников¹, Евгений Владимирович Кислов², Иван Игоревич Шубин³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,

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

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия.

¹ niksinop@gmail.com

² evg-kislov@yandex.ru

³ shubin.ivann@mail.ru

Аннотация. Впервые подробно изучены форстеритизированные аподунитовые эндоскарны Йоко-Довыренского расслоенного массива основного-ультраосновного состава. Новообразованный форстерит обогащен магнием, кальцием и обеднен никелем. В процессе распада твердого раствора образуются ламели монтичеллита. При сбросе никеля образуется высоконикелестый пентландит. В ходе процесса скарнообразования произошел привнос магния из доломитов с выносом большинства элементов. Установлен процесс форстеритизации дунитов с образованием своеобразных высокомагнезиальных эндоскарнов.

Ключевые слова: оливин, монтичеллит, форстеритизация, эндоскарны, Йоко-Довыренский массив

Благодарности: авторы искренне признательны Э.М. Спиридонову за постановку проблемы и помочь в работе, аналитику Е.В. Гусевой за помошь в проведении микрозондовых анализов.

Источник финансирования: Исследование выполнено в рамках государственных заданий ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9 и ГЕОХИ РАН с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Для цитирования: Синопальников Н.И., Кислов Е.В., Шубин И.И. Форстеритизированные аподунитовые эндоскарны Йоко-Довыренского расслоенного массива, Северное Прибайкалье // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 18–24. doi: 10.17223/25421379/27/2

Original article
doi: 10.17223/25421379/27/2

FORSTERITIZED AFTER DUNITE ENDOSCARNS OF THE YOKO-DOVYREN LAYERED MASSIF IN NORTH BAIKAL REGION

Nikita I. Sinopalnikov¹, Evgeniy V. Kislov², Ivan I. Shubin³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Dobretsov Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

¹ niksinop@gmail.com

² evg-kislov@yandex.ru

³ shubin.ivann@mail.ru

Abstract. Magnesian skarns are among the highest-temperature metasomatites associated with intrusions of both granitoids and gabbroids, sometimes peridotites. Experimental studies have shown that magnesian skarns are formed with the participation of essentially magnesium chloride solutions, and calcareous skarns - with the participation of essentially calcium chloride solutions. Magnesian after gabbro and after granite endoskars of clinopyroxene-plagioclase, clinopyroxene-scapolite composition and others are widely known. This work is devoted to the first identified after dunit forsterite endoskars of the Yoko-Dovyren massif.

The Neoproterozoic layered Yoko-Dovyren dunite-troctolite-anorthosite-gabbronorite-dolerite pluton is one of the most interesting formations in the Baikalides of the northern Baikal region. This hypabyssal intrusive, 26 × 5–6 × 2–4 km in size, actively intruded into the terrigenous-dolomite sequence. It contains a mass of xenoliths of hornfelsed carbonaceous-argillaceous

shales, skarnized or turned into brucite marbles of dolomite marbles, silicate dolomitic marbles with quartzite lenses and nodules flints. Most of the xenoliths of skarn dolomites are confined to the tops of the dunite horizon, under the troctolites. The thickness of sheet-like xenoliths of dolomites transformed into brucite marbles in the northeastern part of the intrusion is up to several tens of meters.

In the southwestern direction of the intrusion, dolomite xenoliths gradually disappear. It is believed that here the dolomite material was absorbed by the melt and contaminated dunites arose. However, the estimate of the formation temperature of the minerals of these rocks is 850 °C, which is hundreds of degrees lower than the formation temperature of the dunites of the Yoko-Dovyren massif - 1250 °C. In the composition of "contaminated dunites", olivine is much more magnesian and significantly depleted in Ni compared to olivine of igneous dunites of the Yoko-Dovyren pluton, as well as fassaite and spinel with a high content of Al_2O_3 , which is not at all characteristic of orthomagmatic rocks of this intrusion.

Previously, chromitites of the Yoko-Dovyren massif were described as endoskarns in dunites.

Our observations show that a significant part of the "skarnized dunites" are igneous dunites, whose olivine Fo 82–84–87 with 0.15–0.40 % Ni and up to 0.1 % CaO is to some extent replaced in the network microcracks with more magnesian olivine to almost pure forsterite Fo 89–93–99 with up to 0.15 % Ni and up to 1 % CaO. The newly formed forsterite with 0.9 % CaO contains the thinnest lamellae of monticellite decomposition, which previously explained the perfect parting of olivine. Lameli in most samples are converted into individual crystals. Dispersed dissemination of pentlandite, which is very rich in iron and poor in cobalt, arose due to the nickel discharged during this process ($\text{Fe}_{5.7}\text{Ni}_{3.1}\text{Co}_{0.2}\text{S}_8$).

We compared the protolith compositions of dunites from after dunitic forsterite endoskarn, wt. %: SiO_2 40.5 and 39.5; Cr_2O_3 0.55 and 0.60; TiO_2 0.07 and 0.02; Al_2O_3 2.20 and 0.70; FeO 12.5 and 11.8; MnO 0.20 and 0.18; MgO 41.5 and 46.0; CaO 1.55 and 0.55; Na_2O 0.12 and traces, K_2O 0.05 and 0.01; P_2O_5 0.01 and traces; ppm: Ni 3340 and 2085; Co 160 and 155; V 43.0 and 22.2; Zn 105 and 78.5; Pb 10.30 and 3.95; Ba 53.0 and 21.0; Sr 56.9 and 6.0; Rb 2.30 and 0.55; Li 17.5 and 3.35; Zr 6.40 and 1.45; Sc 8.3 and 4.3; Y 2.14 and 0.55; Sum REE 9.55 and 0.85. Note that Si, Cr, Mn, Co almost did not change in concentration. The addition of Mg is significant. Most of the other chemical elements have noticeably decreased in concentration: 1.5 times – Ni, Zn; 2 times – V, Pb, Ba, Sc; 3 times – Al, Ti, Ca, Y; 4–6 times – K, Rb, Li, Zr; 8 times – Sr; lanthanides by an order of magnitude – 11 times; removal of these chemical elements.

Thus, the process of forsteritization of dunites with the formation of peculiar high-magnesian endoskarns was established. Olivine-chrysotile Fo 82–87 is replaced by calcium-enriched chrysolite Fo 88–89 and then by forsterite Fo 90–99. The most magnesian forsterite is depleted in calcium. Obviously, because of this, monticellite grains are often associated with it. Skarn forsterite is poor in nickel. The calcium-enriched forsterite formed in many areas underwent decay and turned into a forsterite matrix with a system of thin parallel monticellite lamellae. Monticellite itself is a low-resistant mineral, in most cases it is dissolved, which leads to the formation of cleavage cracks. Estimation of the temperature of their formation from the composition of coexisting forsterite and monticellite, using the data – 860–880 °C.

Keywords: olivine, monticellite, forsteritization, endoskarns, Yoko-Dovyren massif

Acknowledgements. The authors are sincerely grateful to E.M. Spiridonov for posing the problem and help in the work, analyst E.V. Guseva for help with microprobe analysis.

Source of financing: The study was carried out within the framework of the state tasks of the GIN SB RAS AAAA-A21-121011390003-9 and GEOKHI RAS using equipment purchased at the expense of the Development Program of the Lomonosov Moscow State University.

For citation: Sinopalnikov N.I., Kislov E.V., Shubin I.I. (2023) Forsteritized after dunite endoscarns of the Yoko-Dovyren layered massif in North Baikal region. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 18–24. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/27/2

Введение

Магнезиальные скарны – одни из наиболее высокотемпературных метасоматитов, сопряжённые с интрузивами как гранитоидов, так и габброидов [Коржинский, 1953; Туровцев, 2002], иногда и перidotитов [Перцев, Шабынин, 1979; Перцев и др., 2003]. Экспериментальные исследования показали, что магнезиальные скарны образуются при участии существенно хлоридно-магниевых растворов, а известковые скарны – при участии существенно хлоридно-кальциевых растворов [Жариков, Ходоревская, 1987]. Широко известны магнезиальные апогабброидные и апогранитоидные эндоскарны клинопироксен-плагиоклазового, клинопироксен-скаполитового состава и другие. Данная работа посвящена

впервые выявленным аподунитовым форстеритовым эндоскарнам Йоко-Довыренского массива.

Скарны Йоко-Довыренского массива

Неопротерозойский расслоенный Йоко-Довыренский дунит-троктолит-анортозит-габбронорит-долеритовый pluton – одно из интереснейших образований в байкалидах Северного Прибайкалья. Этот гипабиссальный интрузив размером 26×5 – 6×2 – 4 км активно внедрился в терригенно-доломитовую толщу.

Массив содержит массу ксенолитов ороговиковых углеродисто-глинистых сланцев, скарнированных или превращенных в бруцитовые мраморы доломитовых мраморов, силикатных доломитовых мраморов с линзами кварцитов и перекристаллизо-

ванными стяжениями кремней [Гурулёв, 1965; Перцев, Шабынин, 1979; Кислов, 1998; Перцев и др., 2003]. Большая часть ксенолитов скарнированных доломитов приурочена к верхам дунитового горизонта, под троктолитами. Мощность пластообразных ксенолитов преобразованных в бруситовые мраморы доломитов в троктолитах в северо-восточной части интрузива до нескольких десятков метров. В юго-западном направлении интрузива ксенолиты доломитов постепенно исчезают.

Ранее эндоскарны в дунитах Йоко-Довыренского массива не отмечались. Исключение – хромититы в дунитах Йоко-Довыренского массива [Пушкарев, Кислов, 2005; Kislov et al., 2019; Kislov, Khudyakova, 2020], описанные как высокохромистые эндоскарны магматического этапа.

Методика

Исследования породообразующих и сульфидных минералов проведены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенном энергодисперсионным спектрометром X-Max-N50 (Oxford Instruments, Великобритания).

Стандарты и образцы измерялись в режиме сфокусированного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока на зонде 10 нА. При этом применялись стандарты металлов, стехиометрических оксидов и сульфидов. Для обработки результатов измерений по алгоритму XPP-коррекции использовалась оболочка INCA (Oxford Instruments, версия 21b), что обеспечивало точность оценки содержаний для главных элементов в интервале 0,5–2 отн. %.

Содержания петрогенных оксидов были определены методом РФА по схеме НСАМ ВИМС 439-РС на вакуумном спектрометре последовательного действия (модель Axios mAX Advanced производства PANalytical, Нидерланды) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев).

В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы геологической службы США (USGS). Концентрации микроэлементов были определены методом ИСП-АЭС (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, tIris Intrepid Duo II XDL (Thermo Electron Corp., США)) в Аналитическом центре ГЕОХИ РАН (Москва). В качестве стандарта использовали ICP-MS-68B solution (A, B) (High-Purity Standards, США).

Результаты

Наши наблюдения показывают, что заметная часть «скарнированных дунитов» представляют собой магматические дуниты, оливин которых Fo 82–84–87 с 0,15–0,40 % Ni и до 0,1 % CaO в той или иной степени замещён, частично по сети микротрешин, более магнезиальным оливином до почти чистого форстерита Fo 89–93–99 с до 0,15 % Ni и до 1 % CaO (рис. 1–4).

Новообразованный форстерит с 0,9 % CaO содержит тончайшие ламели распада монтчеллита (рис. 5), которыми ранее была объяснена совершенная отдельность оливина [Bailau et al., 2008]. Ламели в большинстве образцов преобразуются в отдельные кристаллы (см. рис. 1). Отмечается рассеянная вкрапленность пентландита, который весьма богат железом и беден кобальтом ($Fe_{5.7}Ni_{3.1}Co_{0.2}S_8$) (рис. 6, табл. 1).

Проведено сравнение составов незатронутого форстеритизацией дунита и существенно форстеритизированного, мас. %: SiO_2 40,5 и 39,5; Cr_2O_3 0,55 и 0,60; TiO_2 0,07 и 0,02; Al_2O_3 2,20 и 0,70; FeO 12,5 и 11,8; MnO 0,20 и 0,18; MgO 41,5 и 46,0; CaO 1,55 и 0,55; Na_2O 0,12 и следы, K_2O 0,05 и 0,01; P_2O_5 0,01 и следы; г/т: Ni 3340 и 2085; Co 160 и 155; V 43,0 и 22,2; Zn 105 и 78,5; Pb 10,30 и 3,95; Ba 53,0 и 21,0; Sr 56,9 и 6,0; Rb 2,30 и 0,55; Li 17,5 и 3,35; Zr 6,40 и 1,45; Sc 8,3 и 4,3; Y 2,14 и 0,55; сумма REE 9,55 и 0,85.

Обсуждение

В юго-западном направлении интрузива ксенолиты доломитов постепенно исчезают. Считается, что здесь вещество доломитов поглощено расплавом и возникли контаминованные дуниты [Кислов, 1998; Wenzel et al., 2002; Пушкарев и др., 2004; Аристкин и др., 2013]. Однако, оценка температура образования минералов этих пород отвечает 850 °C [Wenzel et al., 2002]. Это на сотни градусов ниже температуры формирования дунитов Йоко-Довыренского массива – 1 250 °C. В составе «контаминованных дунитов» оливин гораздо более магнезиальный и значительно обедненный Ni по сравнению с оливином магматических дунитов Йоко-Довыренского plutона, содержит фассаит и шпинель с большим содержанием Al_2O_3 , что вовсе не характерно для ортомагматических пород данного интрузива [Кислов, 1998; Wenzel et al., 2002; Аристкин и др., 2013].

Изученный нами идиоморфный оливин дунитов состава Fo 82–87 с 0,15–0,40 Ni и до 0,1 % CaO – исходный, магматический. Его замещение прожилковым форстеритом Fo 89–99 с 0–0,15 % Ni и до 1 % CaO отражает метасоматический, скарновый процесс.

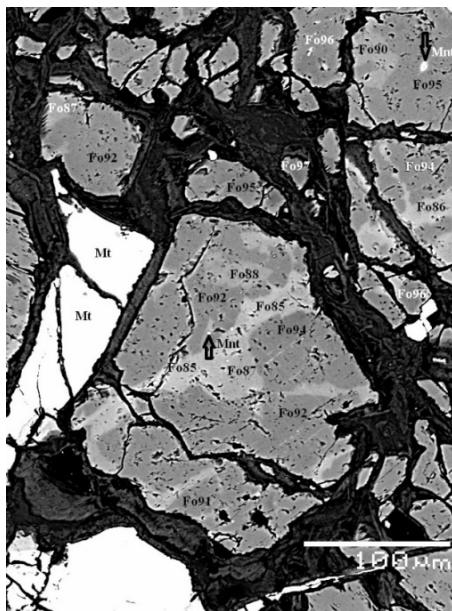


Рис. 1. В различной степени форстеритизированные дуниты Йоко-Довыренского массива (обнажение по р. Большой)

Рядом с надписью Fo указано содержание форстеритового компонента. Тёмно-серые, чёрные прожилки состоят из минералов группы серпентина. Здесь и на рис. 2 фотография в отраженных электронах. Mt – магнетит, Mnt – монтичеллит

Fig. 1. Variably forsteritized dunites of the Yoko-Dovyren massif (outcrop along the creek Bolshoy)

Next to the inscription Fo, the concentration of the forsterite component is indicated. The dark/gray, black veins are composed of minerals of the serpentine group. Here and in Fig. 2 photography in reflected electrons. Mt – magnetite, Mnt – monticellite

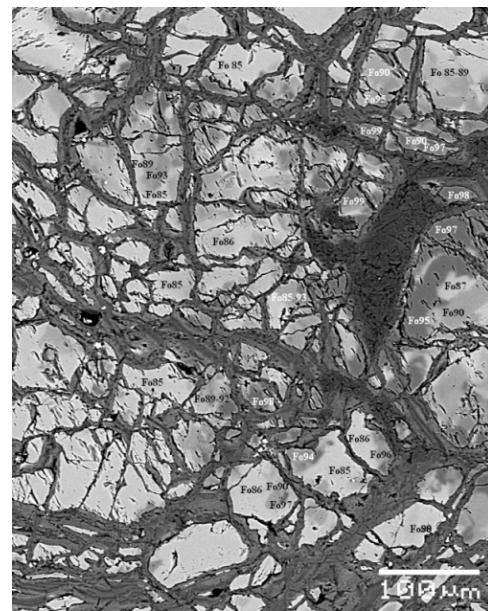


Рис. 2. Интенсивно форстеритизированные дуниты Йоко-Довыренского массива (обнажение по р. Большой)

Fig. 2. Intensely forsteritized dunites of the Yoko-Dovyren massif (outcrop along the creek Bolshoy)

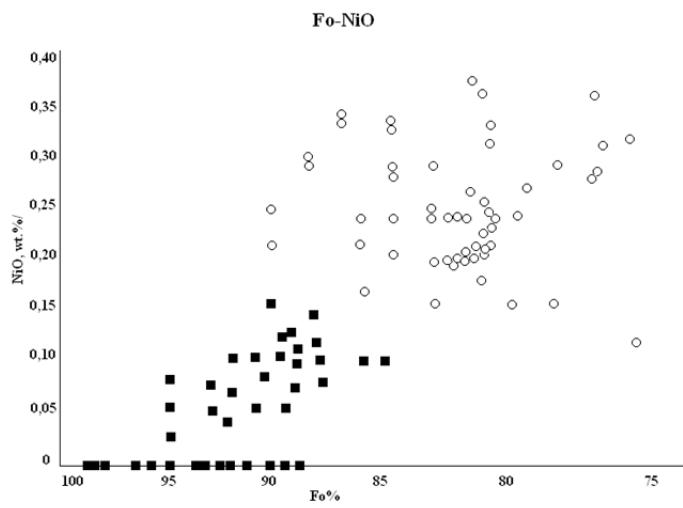


Рис. 3. Диаграмма состава оливина в координатах Fo, % – NiO, мас. % исходных дунитов (круги) и аподунитовых форстеритизированных эндоскарнов (квадраты)

Fig.3. Composition diagram of olivine in coordinates Fo, % – NiO, wt. % of original dunites (circles) and after dunite forsteritized endoskarns (squares)

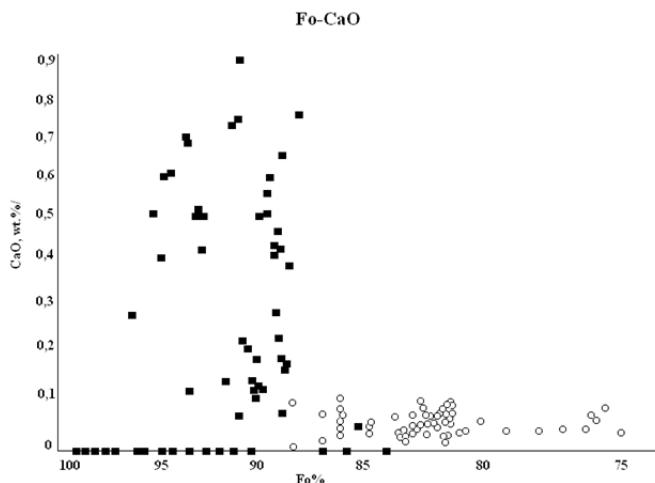


Рис. 4. Диаграмма состава оливина в координатах $\text{Fo, \%} - \text{CaO}$, мас. % исходных дунитов (круги) и аподунитовых форстеритизированных эндоскарнов (квадраты)

Fig.4. Composition diagram of olivine in coordinates $\text{Fo, \%} - \text{CaO}$, wt. % of original dunites (circles) and after dunite forsteritized endoskarns (squares)

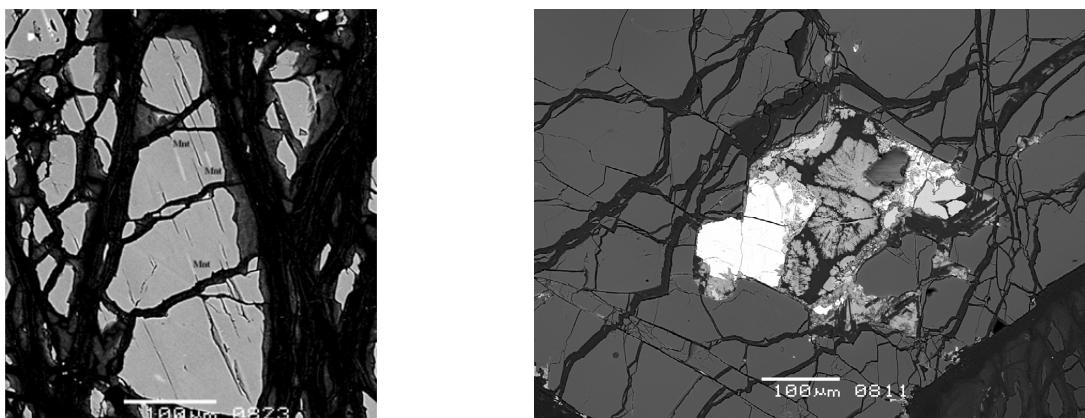


Рис. 5. Структура распада высокотемпературного твёрдого раствора обогащённого Са форстерита
Тонкие ламели монтчеллита (Mnt) в матрице форстерита. Тёмно-серые, чёрные прожилки состоят из минералов группы серпентина. Фотография в отраженных электронах здесь и на рис. 6

Fig. 5. Structure of the dissolution of a high-temperature of Ca-enriched forsterite
Thin lamels of monticellite (Mnt) in a forsterite matrix. The dark/gray, black veins are composed of minerals of the serpentine group. Photography in reflected electrons here and in Fig. 6

Рис. 6. Cr-магнетит (светлые кристаллы) с пентландитом (серые кристаллы) в оливине, хлорите и серпентином в прожилках

Fig. 6. Cr-magnetite (white crystals) with pentlandite (gray crystals) in olivine, chlorite and serpentine in veins

Таблица 1

Химический состав пентландита

Table 1

Chemical composition of pentlandite

Компонент	Состав, мас. %		Компонент	Число атомов в формуле	
	1	2		1	2
Cu	0,17	0,29	Fe	5.77	5.69
Fe	41,34	40,90	Ni	2.98	3.05
Ni	22,42	23,05	Co	0.23	0.21
Co	1,77	1,68	Cu	0.02	0.04
S	32,95	33,06	S	8.00	8.01
<i>Сумма</i>	98,65	98,98	<i>Сумма</i>	17	17

Примечание. Ag не был обнаружен.
Note. Ag not found.

Ламели монтичеллита образуются в результате распада твердого раствора высококальциевого новообразованного форстерита. Этими ламелями ранее была объяснена совершенная отдельность оливина [Bailau et al., 2008].

Рассеянная вкрапленность высоконикелистого пентландита сформировалась за счёт сброшенного при процессе замещения никелистого магматического оливина низконикелистым метасоматическим форстеритом. Он ассоциирует с метаморфогенно-гидротермальным Cr-магнетитом (см. рис. 6).

Сравнение составов исходного магматического дунита и аподунитовых форстеритовых эндоскарнов показало, что Si, Cr, Mn, Co почти не изменились в концентрации. Существенен привнос Mg. Большинство других химических элементов заметно снизилось в концентрации: в 1,5 раза – Ni, Zn; в 2 раза – V, Pb, Ba, Sc; в 3 раза – Al, Ti, Ca, Y; в 4–6 раз – K, Rb, Li, Zr; в 8 раз – Sr; лантанидов на порядок – в 11 раз. То есть произошёл вынос большинства химических элементов при привносе только магния.

Таким образом, установлен процесс форстеритизации дунитов с образованием своеобразных высокомагнезиальных эндоскарнов. Оливин – хризолит Fo 82–87 замещается обогащенным кальцием хризолитом Fo 88–89 и далее форстеритом Fo 90–99. Скарновый форстерит беден никелем. Наиболее

магнезиальный форстерит обеднён кальцием. Очевидно, это вызвано распадом твердого раствора. Новообразованный обогащенный кальцием форстерит во многих участках в результате превратился в матрицу форстерита с системой тонких параллельных ламелей монтичеллита. Сам монтичеллит – малоустойчивый минерал, в большинстве случаев растворен, что приводит к образованию трещин отдельности (см. рис. 5). В других случаях он перекристаллизовывается с формированием зёрен монтичеллита. Оценка температуры его образования по составу сосуществующих форстерита и монтичеллита с использованием данных [Warner, Luth, 1973] 860–880 °C.

Заключение

В эндоконтакте дунитов Йоко-Довыренского расслоенного массива основного-ультраосновного состава развиты своеобразные высокомагнезиальные форстеритовые эндоскарны. Новообразованный форстерит обогащен магнием, кальцием и обеднен никелем. В процессе распада твердого раствора образуются ламели монтичеллита. При сбросе никеля образуется высоконикелистый пентландит. В ходе процесса скарнообразования произошел привнос магния из доломитов с выносом большинства элементов.

Список источников

- Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–1052.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перidotитового массива. М. : Наука, 1965. 122 с.
- Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Экспериментальное изучение реакций образования клинтонита // Доклады Академии наук СССР. 1987. Т. 294. С. 952–955.
- Кислов Е.В. Иоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М. : Изд-во АН СССР, 1953. С. 334–456.
- Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Иоко-Довыренского массива // Контактовые процессы и оруденение в габбро-перidotитовых интрузиях. М. : Наука, 1979. С. 85–96.
- Перцев Н.Н., Шабынин Л.И., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Некрасов А.Н. Магнезиальные скарны мервinitовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 512–523.
- Пушкирев Е.В., Кислов Е.В. Высококромистые скарны Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5: Материалы всероссийской научной конференции. Томск : ЦНТИ, 2005. Т. II. С. 392–395.
- Пушкирев Е.В., Воляков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395, № 1. С. 108–112.
- Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм Норильских интрузий. М. : Научный Мир, 2002. 319 с.
- Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V., Galuskin E.V. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia – Special Papers. 2008. V. 32. P. 41.
- Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko-Dovyren Layered Massif: Composition, Mineralization, Overburden and Dump Rock Utilization // Minerals. 2020. V. 10. 682. doi: 10.3390/min10080682
- Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Vanteev V.V. Yoko-Dovyren massif, Irkutsk LIP: genesis of chromitites // Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk : CSTI Publishing house, 2019. P. 66–68.
- Warner R.R., Luth W.C. Two-phase data for the join monticellite (CaMgSiO_4) - forsterite (Mg_2SiO_4): Experimental results // Amer. Mineral. 1973. V. 58. P. 998–1008.
- Wenzel T., Baumgartner L.P., Brügman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: Joko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 2049–2074.

References

- Ariskin A.A., Kostitsyn Y.A., Konnikov E.G., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill E., Kislov E.V., Orsoev D.A. Geochronology of the Dovyren intrusive complex, northwestern Baikal area, Russia, in the Neoproterozoic // *Geokhimiya [Geochemistry International]*. 2013. V. 51, No. 11. pp. 955–1052. In Russian
- Gurulev SA. *Geologiya I usloviya formirovaniya Yoko-Dovyrenskogo gabbro-peridotitovogo massiva* [Geology and formation conditions of the Yoko-Dovyren gabbro-peridotite massif]. Moscow: Nauka, 1965. 122 p. In Russian
- Zharikov V.A., Khodorevskaya L.I. *Experimental'noe izuchenie reaktsiy obrazovaniya klintonita* [Experimental study of clintonite formation reactions] // *Doklady AN SSSR*. 1987. V. 294. pp. 952–955. In Russian.
- Kislov E.V. *Ioko-Dovyrenskiy rassloennyi massiv* [Yoko-Dovyren layered massif]. Ulan-Ude: BSC SB RAS. 1998. 265 p. In Russian.
- Korzhinsky D.S. *Ocherk metasomaticeskikh protsessov* [Essay on metasomatic processes] // Main problems in the theory of magmatogenic ore deposits. Moscow : ed. Academy of Sciences of the USSR. 1953, pp. 334–456. In Russian
- Pertsev N.N., Shabynin L.I. *Skarnovye, karbonatnye I brusitovye xenolity iok-Dovyrenskogo massiva* [Skarn, carbonate and brucite xenoliths of the Yoko-Dovyren massif] // Contact processes and mineralization in gabbro-peridotite intrusions. Moscow : Nauka, 1979. pp. 85–96. In Russian
- Pertsev N.N., Shabynin L.I., Konnikov E.G., Kislov E.V., Orsoev D.A., Nekrasov A.N. Merwinite-Facies Magnesian Skarns in Xenoliths from Dunite of the Dovyren Layered Intrusion // *Petrology*. 2003. V. 11, No. 5. pp. 464–475.
- Pushkarev E.V., Kislov E.V. *Vysoskhromistye skarny Yoko-Dovyrenskogo massiva (Severnaya Pribaikalskaya)* [High-chromium skarns of the Yoko-Dovyren massif (Northern Baikal region)] // Petrology of igneous and metamorphic complexes. Issue. 5. Materials of the All-Russian scientific conference. Tomsk: TSNTI, 2005. V. II. pp. 392–395. In Russian.
- Pushkarev E.V., Votyakov S.L., Chashchukhin I.S., Kislov E.V. Olivine-chromospinel oxythermobarometry of ultramafic rocks of the Ioko-Dovyren layered massif // *Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]*. 2004. V. 395, No. 2. pp. 108–112. In Russian
- Turovtsev D.M. *Kontaktovyi metamorfizm Noril'skikh intruziy* [Contact metamorphism of the Norilsk intrusions]. Moscow : Scientific World, 2002. 319 p. In Russian
- Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V., Galuskin E.V. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia – Special Papers. 2008. V. 32. pp. 41.
- Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko-Dovyren Layered Massif: Composition, Mineralization, Overburden and Dump Rock Utilization // Minerals. 2020. V. 10. 682. doi: 10.3390/min10080682
- Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Vanteev V.V. Yoko-Dovyren massif, Irkutsk LIP: genesis of chromitites // Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. pp. 66–68.
- Warner R.R., Luth W.C. Two-phase data for the join monticellite (CaMgSiO_4)-forsterite (Mg_2SiO_4): Experimental results // *Amer. Mineral.* 1973. V. 58. pp. 998–1008.
- Wenzel T., Baumgartner L.P., Brügman G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // *J. Petrol.* 2002. V. 43. pp. 2049–2074.

Информация об авторах:

- Синопальников Н.И.**, аспирант, геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия.
E-mail: nksinop@gmail.com
- Кислов Е.В.**, ведущий научный сотрудник, Геологический институт им. Н.Л. Добретцова СО РАН, Улан-Удэ, Россия.
E-mail: evg-kislov@yandex.ru
- Шубин И.И.**, младший научный сотрудник, аспирант, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН Москва, Россия.
E-mail: shubin.ivann@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

- Sinopalnikov Nikita I.**, Post-Graduate Student, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.
E-mail: nksinop@gmail.com
- Kislov Evgeny V.**, Cand. Sci. (Geol-Miner.), Leading Researcher, Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia.
E-mail: evg-kislov@yandex.ru
- Shubin Ivan I.**, Junior Researcher, Graduate Student, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.
E-mail: shubin.ivann@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.05.2022; одобрена после рецензирования 30.06.2022; принята к публикации 20.06.2023

The article was submitted 15.05.2022; approved after reviewing 30.06.2022; accepted for publication 20.06.2023

Научная статья

УДК 553.86+546.815+539.183.2+552.321.6+553.461+571.55

doi: 10.17223/25421379/27/3

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ УЛЬТРАМАФИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



Владимир Васильевич Хлестов¹, Феликс Петрович Леснов²

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

¹ vladkh@list.ru

² lesnovfp@list.nsc

Аннотация. На основе ранее полученных данных по U-Pb изотопному датированию полихронных цирконов (от >2880 до <500 млн лет) из ультрамафитов Шаманского массива с применением специальной методики компьютерных расчетов детализирована геохронология масштабных деформаций пород массива, структурно приуроченного к зоне глубинного разлома, разграничающего Сибирский кратон и его юго-западное складчатое обрамление. Согласно расчетам, цирконы и содержащие их ультрамафиты, по меньшей мере, четырежды (1870, 1016, 613 и 360 млн лет назад) подвергались пластическим деформациям. Это вызвало частичную потерю цирконами радиогенных изотопов свинца диффузионным путем, которая обусловила их неравномерное «омоложение» и связанные с этим значительные вариации их U-Pb изотопных датировок. Фиксируются несколько изохрон, благодаря тому, что на каждом этапе пластические течения захватывали не весь Шаманский массив, а только некоторые его зоны с неповторяющимся их распределением. Особо отмечен этап деформаций с возрастом около 613 млн лет, в результате которых произошла полная потеря радиогенных изотопов Pb почти у половины зерен циркона. Трактовка наиболее древней датировки циркона (около 3 млрд лет) менее однозначна. Возможно, что это еще один наиболее древний этап деформаций пород массива, сопутствовавший крупным тектоническим подвижкам, выведшим блок мантийных ультрамафитов Шаманского массива на коровые уровни. Не исключено также, что таким подвижкам соответствует и возраст около 1870 млн лет, в то время как значение около 3 млрд лет отвечает времени инициализации цирконов еще в верхней мантии. Тектонические события моложе 360 млн лет, включая неотектонические движения в Байкальской рифтовой зоне, в наших материалах не отразились, поскольку со временем массив оказывался все ближе к поверхности, т.е. в зоне пониженных температур, где преобладают не пластические, а хрупкие деформации.

Ключевые слова: циркон, U-Pb изотопный возраст, пластические деформации, ультрамафиты, Шаманский массив, Восточное Забайкалье

Благодарности: Авторы особо признательны академику В.С. Шацкому, любезно согласившемуся ознакомиться с работой. Его ценнейшие критические замечания оказали нам большую пользу при окончательной подготовке рукописи.

Источник финансирования: Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в рамках госзадания № 0330-2018-0023.

Для цитирования: Хлестов В.В., Леснов Ф.П. Геохронологические этапы деформаций ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 25–32. 10.17223/25421379/27/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/3

GEOCHRONOLOGICAL STAGES OF DEFORMATIONS OF THE ULTRAMAFITES OF THE SHAMAN MASSIF (EASTERN TRANSBAIKALIAN REGION)

Vladimir V. Khlestov¹, Felix P. Lesnov²

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

¹ vladkh@list.ru

² lesnovfp@list.nsc

Abstract. Based on previously obtained data on U-Pb isotopic dating of polychronic zircons (from >2880 to <500 Ma) from ultramafic rocks of the Shaman massif, using a special method of computer calculations, the geochronology of large-scale deformations of the rocks of the massif, structurally confined to the deep fault zone that delimits the Siberian craton and its southwestern folded framing. According to calculations, zircons and their containing ultramafic rocks were subjected to plastic deformation at least four times (1870, 1016, 613, and 360 Ma ago). This caused a partial loss of radiogenic lead isotopes by zircons by

diffusion, which caused their uneven "rejuvenation" and the associated significant variations in their U-Pb isotopic dating. Several isochrones are fixed, due to the fact that at each stage plastic flows captured not the entire Shaman massif, but only some of its zones with their non-repeating distribution. Particularly noteworthy is the stage of deformations with an age of about 613 Ma, as a result of which there was a complete loss of radiogenic Pb isotopes in almost half of the zircon grains. The interpretation of the most ancient dating of zircon (about 3 billion years) is less unambiguous. It is possible that this is another most ancient stage of deformation of the rocks of the massif, which was accompanied by large tectonic movements that brought the block of mantle ultramafic rocks of the Shaman massif to the crustal levels. It is also possible that such shifts correspond to an age of about 1870 Ma, while a value of about 3 Ga corresponds to the time of initialization of zircons still in the upper mantle. Tectonic events younger than 360 Ma, including neotectonic movements in the Baikal rift zone, were not reflected in our materials, since over time the massif turned out to be closer to the surface, that is, in a zone of low temperatures, where not plastic, but brittle deformations predominate.

Keywords: zircon, U-Pb isotopic age, plastic deformation, ultramafic rocks, Shaman massif, Eastern Transbaikalian region

Acknowledgments: The authors are especially grateful to Academician V.S. Shatsky, who kindly agreed to be acquainted with the work. His most valuable critical remarks were of great help to us in the final preparation of the manuscript.

Source of financing: The work was carried out at the Institute of Geology and Mineralogy named after V.S. Sobolev SB RAS within the framework of the state assignment No. 0330-2018-0023.

For citation: Khlestov V.V., Lesnov F.P. (2023) Geochronological stages of deformations of the ultramafites of the Shaman massif (Eastern Transbaikalian region). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 5–32. doi: 10.17223/25421379/27/3

Введение

Шаманский массив (Восточное Забайкалье), расположенный на юго-восточном фланге Байкало-Муйского оphiолитового пояса и обнажающийся на площади 6×25 км, сложен гарцбургитами, подчиненными им дунитами, очень редкими лерцолитами, а также серпентинитами. Микроструктурным методом ранее было установлено, что массив имеет концентрически-зональную динамометаморфическую макроструктуру, и что по интенсивности пластических деформаций оливины из его пород могут быть разделены на ряд микроструктурных типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфиокластовый,

порфиролейстовый, мозаичный [Леснов и др., 2016]. Все зерна циркона, выявленные в породах массива, характеризуются округлой формой, шероховатой поверхностью, микротрециноватостью, а также низкой (до полного отсутствия) интенсивностью катодолюминесцентного свечения (рис. 1).

При сканировании зерен циркона методом ЛА-ИСП-МС по профилям было обнаружено, что содержание редкоземельных элементов в них характеризуется очень неравномерным и разнотипным распределением (рис. 2).

Датирование цирконов U-Pb методом показало, что значения их возраста варьируют в очень широких пределах (табл. 1, рис. 3).

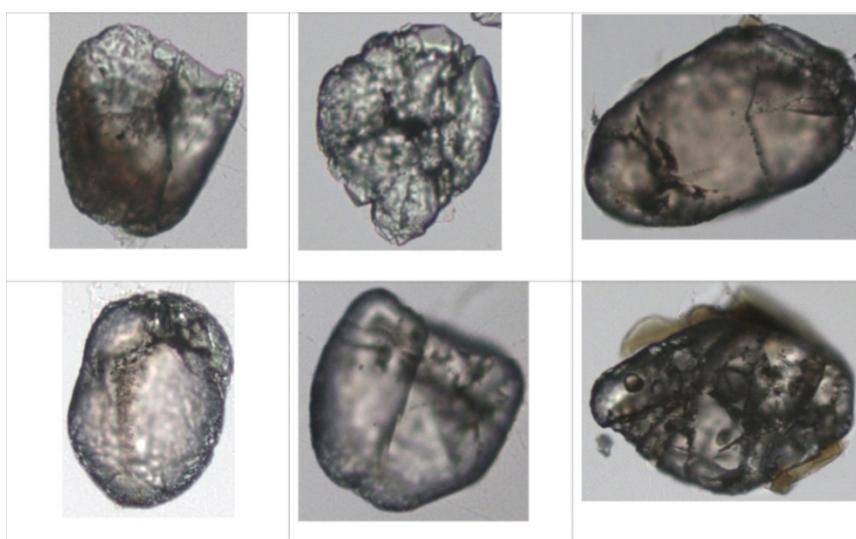


Рис. 1. Цирконы из ультрамафитов Шаманского массива. \times ок. 400

Fig. 1. The zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif. \times approx. 400

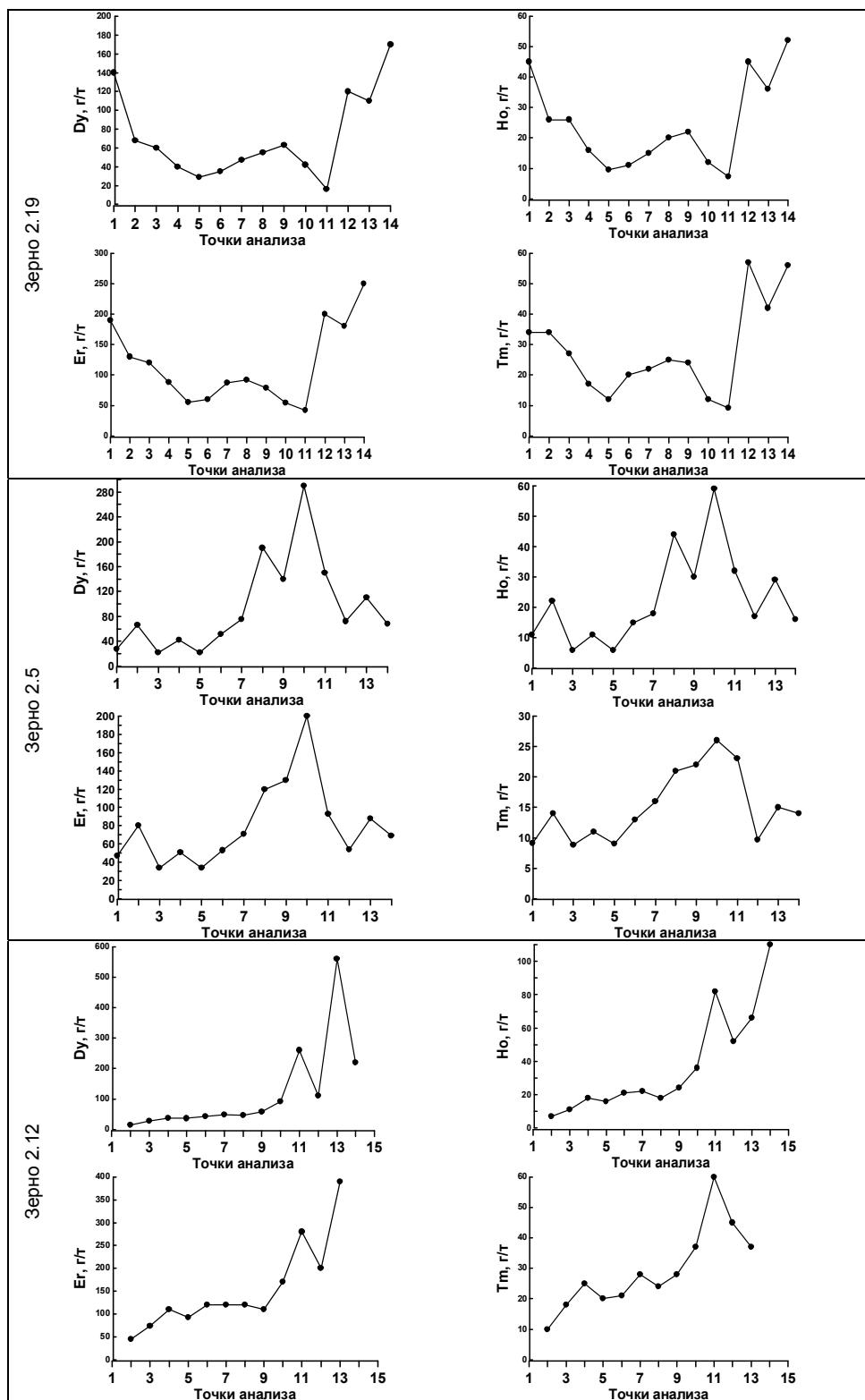


Рис. 2. Примеры графиков распределения редкоземельных элементов в цирконах вдоль профиля сканирования их зерен по [Леснов и др., 2021].
Номера зерен соответствуют номерам анализов в табл. 1

Fig. 2. Examples of plots of the distribution of rare earth elements in zircons along the scanning profile of their grains, after [Lesnov et al., 2021].
The numbers of grains correspond to the numbers of analyses in Table 1

Таблица 1

Результаты датирования цирконов из ультрамафитов Шаманского массива U-Pb изотопным методом

Table 1

Results of dating of zircons from ultramafic rocks from Shaman massif by U-Pb isotopic method

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	U, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), млн лет	Возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
3.14	0,04	229	86,5	2350±24	2881±8	0,2069	0,5	12,550	1,3	0,4399	1,2
3.11	0,01	765	267,0	2200±21	2426±5	0,1572	0,3	8,820	1,2	0,4068	1,1
3.5	0,01	1282	388,0	1945±19	2068±6	0,1278	0,3	6,207	1,2	0,3522	1,1
2.6	0,24	70	20,6	1884±23	1867±31	0,1142	1,7	5,340	2,2	0,3395	1,4
3.8	0,10	221	64,0	1871±20	1878±15	0,1149	0,8	5,335	1,5	0,3368	1,2
3.13	0,22	445	125,0	1820±18	1919±16	0,1175	0,9	5,286	1,4	0,3261	1,1
3.7	Н.д.	1076	294,0	1779±17	1841±6	0,1126	0,4	4,932	1,2	0,3178	1,1
3.2	0,05	475	98,5	1393±14	1793±12	0,1096	0,6	3,646	1,3	0,2412	1,1
2.2	0,09	144	24,8	1177±14	1189±29	0,0797	1,5	2,201	1,9	0,2003	1,3
2.7	Н.д.	57	6,7	827±12	778±63	0,0651	3,0	1,229	3,4	0,1369	1,6
3.4	0,06	356	41,1	812±9	804±27	0,0659	1,3	1,220	1,8	0,1342	1,2
3.1	0,15	325	28,7	630±7	623±44	0,0605	2,1	0,856	2,4	0,1026	1,2
2.10	0,40	93	8,27	630±9	579±97	0,0593	4,5	0,840	4,7	0,1027	1,4
3.10	Н.д.	83	7,2	619±9	675±60	0,0620	2,8	0,861	3,2	0,1007	1,4
3.12	0,03	1377	119,0	616±7	596±17	0,0598	0,8	0,827	1,4	0,1003	1,1
2.13	0,09	415	35,7	615±7	581±34	0,0594	1,6	0,820	1,9	0,1001	1,2
2.17	Н.д.	131	11,3	614±8	612±52	0,0602	2,4	0,830	2,7	0,0999	1,3
2.11	0,05	694	59,1	610±7	598±24	0,0599	1,1	0,818	1,6	0,0992	1,1
2.16	0,14	198	16,8	607±7	640±47	0,0610	2,2	0,830	2,5	0,0987	1,3
2.15	Н.д.	959	80,9	604±7	596±19	0,0598	0,9	0,810	1,4	0,0983	1,1
3.6	0,06	684	57,5	602±7	619±25	0,0604	1,2	0,816	1,6	0,0979	1,1
2.9	Н.д.	465	39,0	601±7	587±27	0,0596	1,3	0,802	1,7	0,0976	1,2
3.3	0,07	582	47,0	579±6	579±28	0,0593	1,3	0,768	1,7	0,0939	1,2
2.18	0,55	166	11,9	513±7	459±120	0,0562	5,2	0,642	5,4	0,0829	1,4
2.14	Н.д.	148	10,3	502±7	502±54	0,0573	2,5	0,640	2,8	0,0811	1,4

Примечание. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) U-Pb методом (SIMS на масс-спектрометре SHRIMP II) (по данным [Леснов, 2018]). Н.д. – нет данных. Ошибки 1σ . Pb_{c} и Pb^* – общая и радиогенная части соответственно. Погрешность стандартной калибровки прибора составила 0,42 % (не входит в перечисленные выше погрешности).

Note. The analyses were performed at the Center for Isotope Research (VSEGEI, St. Petersburg) by the U-Pb method (SIMS on a SHRIMP II mass spectrometer), according to [Lesnov, 2018]. Н.д. – no data. Errors 1σ . Pb_{c} and Pb^* are the common and radiogenic parts, respectively. The error of the standard calibration of the device was 0.42 % (not included in the above errors).

Состояние проблемы U-Pb изотопного датирования цирконов из ультрамафитов

В геологических публикациях последних десятилетий представлено немало примеров очень широких вариаций возраста цирконов из пород ультрамафитовых и других комплексов с разбросом датировок до 1 млрд лет и более. При этом общепринятого объяснения этим фактам пока нет [Бортников и др., 2008; Малич и др., 2009; Краснобаев и др., 2013; Ко-

стицын и др., 2015; Lesnov, 2017]. Пожалуй, наибольшего внимания заслуживают предположения о том, что диффузионные потери радиогенных изотопов Pb, повлекшие за собой значительные вариации датировок, были вызваны пластическими деформациями кристаллов циркона [Богомолов, 1992; Скототнев и др., 2010; Kovaleva et al., 2017].

Известно, что интенсивные деформации твердых тел обычно сопровождаются их фрагментацией на множественные зоны пластического течения и на располага-

ющиеся среди них слабо деформированные или совсем недеформированные домены. Причем эффекты такого рода характерны как в региональных масштабах,

например, при сопряженности зон смятия и срединных массивов, так и в мезо- и микромасштабных объектах [Панин и др., 1990; Кайбышев, Фаизова, 1998].

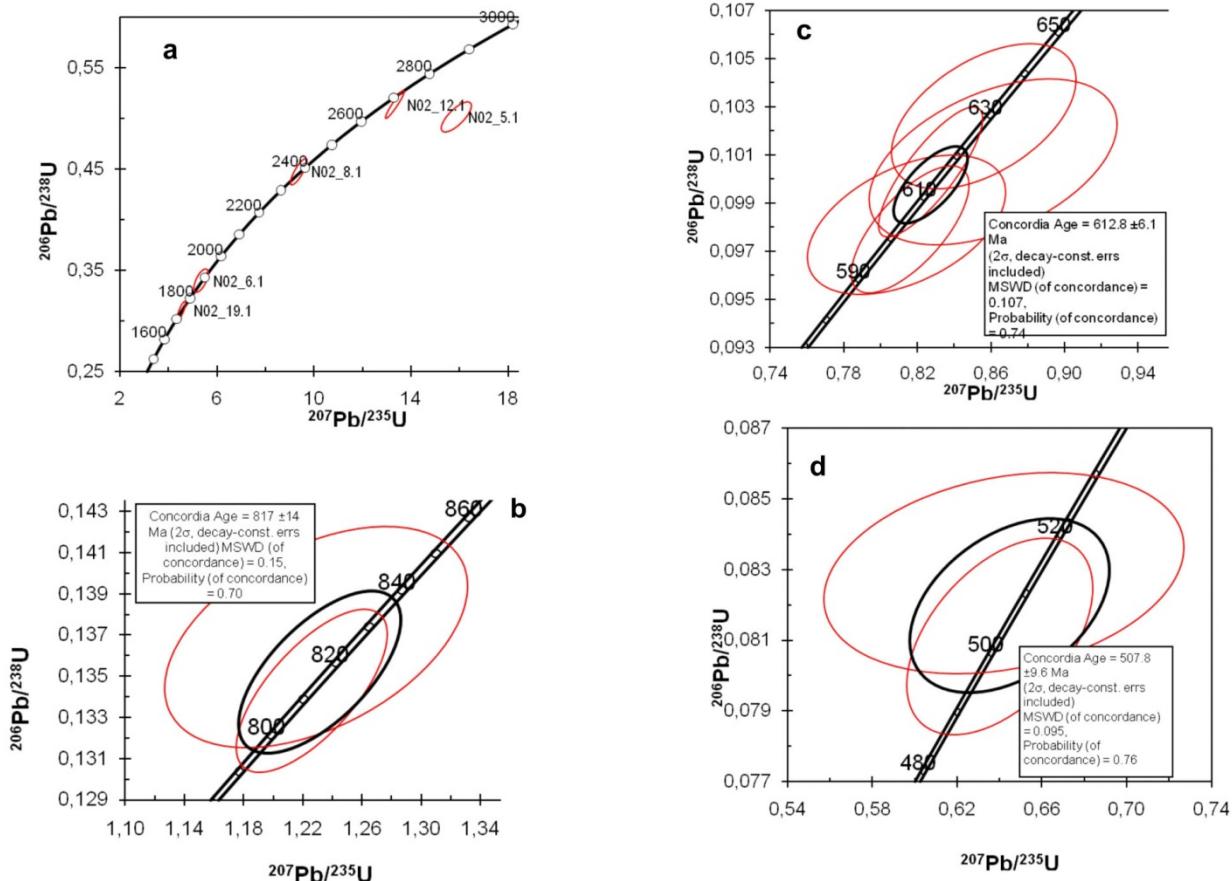


Рис. 3. Диаграммы с конкордиями для четырех возрастных групп цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

a – более 1 млрд лет; b – около 800 млн лет; c – около 600 млн лет; d – около 500 млн лет (по данным табл. 1)

Fig. 3. Concordia plots for four age groups of zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif
a – more than 1 Ga; b – about 800 Ma; c – about 600 Ma; d – about 500 Ma (according to Table 1)

Весьма существенно и то, что в процессе пластических деформаций такие объекты становятся «диффузионно прозрачными» из-за чрезвычайно активной динамики кристаллических дефектов. При этом коэффициенты массопереноса могут возрастать на 8–10 десятичных порядков [Панин и др., 1990], причем ощутимые диффузионные эффекты сопровождают пластические деформации даже при достаточно низких температурах [Кайбышев, Фаизова, 1998].

Вместе с тем при стандартных процедурах U-Pb датирования цирконов принято считать, что при температурах ниже так называемой температуры закрытия изотопной системы радиогенные изотопы Pb, кристаллохимически чуждые циркону, не удаляются из этого минерала ввиду полной блокировки

процессов диффузии. Однако в случае цирконов, подвергавшихся пластическим деформациям, указанное условие не выполняется, поскольку при этом открывается возможность диффузионной утечки изотопов свинца, а значит, неизбежны искажения в результатах их U-Pb датирования.

Метод расчетов

Используя известные уравнения радиоизотопной динамики [White, 2015], можно показать, что в случае однократного этапа пластических деформаций кристаллов циркона и сопряженного с этим их «омоложения» современная концентрация радиогенного изотопа свинца составит:

$[Pb_i] = [U_i] (\text{Exp}[\lambda_i t_0] (1 - z) + z \text{Exp}[\lambda_i t_d] - 1)$, (1)
где $[Pb_i]$ и $[U_i]$ – современные концентрации в цирконе ^{206}Pb и ^{238}U либо ^{207}Pb и ^{235}U ; λ_i – константа распада для соответствующего изотопа U; z – доля свинца, потеряного при деформации; t_d – возраст этапа деформации; t_0 – возраст «инициализации» циркона, т.е. возраст последнего предыдущего момента, когда циркон практически не содержал радиогенного свинца.

Если несколько из исследованных зерен циркона частично «омоложены» лишь однократно и в ходе одного и того же этапа пластических деформаций, то их датировки должны отвечать одной изохроне. Точный расчет отдельной изохроны по изотопным данным выполним с помощью известных компьютерных пакетов Isoplot или IsoplotR [Ludwig, 1991; Vermeesch, 2018], предназначенных для решения широкого круга задач в радиогеохронологии. Но учитывая расположение Шаманского массива в зоне долгоживущего глубинного разлома, приходится предполагать многократные деформации его пород и минералов с разнообразным расположением зон пластического течения.

Таким образом, приведенные в табл. 1 изотопные данные могут включать информацию сразу о нескольких изохронах, а также одновременно отражать и случаи наложения двух или нескольких частично «омолаживающих» деформаций на одно и то же зерно циркона, не укладывающихся в простые изохронные трактовки. В названных выше универсальных пакетах не предусмотрены программные средства для таких примеров, когда отбор образцов, отвечающих разным изохронам, далеко не очевиден. Поэтому нам пришлось искать самостоятельные решения.

Мы исходили из того, что если каким-либо образом в табл. 1 удается выделить группу зерен циркона, отвечающих одной изохроне, то при определенном наборе значений для t_0 , t_d и Q вариантов z_j (Q – число образцов) с достаточно хорошей точностью должны выполняться условия системы из Q пар уравнений вида:

$(R_U)_j = (R_U^*)_j$ и $(R_{Pb})_j = (R_{Pb}^*)_j$ ($j = 1, 2, \dots, Q$), (2)
где $(R_U)_j$ и $(R_{Pb})_j$ – измеренные величины, соответственно, для $[^{238}\text{U}]/[^{206}\text{Pb}]$ и для $[^{206}\text{Pb}]/[^{207}\text{Pb}]$, а

$(R_U^*)_j$ и $(R_{Pb}^*)_j$ – те же отношения, представленные как функции от t_0 , t_d и z_j , что выполнимо с использованием уравнения (1) и с учетом того, что в свинец-свинцовом варианте современное отношение $[^{238}\text{U}]/[^{235}\text{U}]$ равно 137,8 [White, 2015]. При этом мерой точности могут служить безразмерные относительные невязки между R и R^* :

$$\Delta U = |R_U - R_U^*| / R_U \text{ и } \Delta Pb = |R_{Pb} - R_{Pb}^*| / R_{Pb}. \quad (3)$$

Фактически, мы приходим к системе из 2Q уравнений при Q+2 неизвестных (t_0 , t_d и z_j). Если Q ≥ 3, то это переопределенная система. Оптимальные решения таких систем уравнений находятся методом наименьших квадратов. При этом в рассмотренном нами случае минимизируется сумма квадратов для всех 2Q невязок. Эти расчеты выполнялись нами в среде компьютерного пакета Mathematica-11 (фирма Wolfram Research) с помощью оператора FindMinimum.

Компьютерными средствами нами были перебраны и протестированы все комбинации по три образца циркона из табл. 1. При этом решения со средней невязкой $\Delta_{\text{сред}}$ больше, чем 3 %, выбраковывались, а среди остальных выбирались и объединялись случаи с близкими результатами для t_0 и для t_d , формируя более представительные группы.

Результаты расчетов и их обсуждение

Изохроны, смоделированные в итоге таких расчетов, охарактеризованы в табл. 2. В каждом случае t_0 и t_d отвечают пересечениям линии изохроны с конкордией: t_0 – возраст инициализации циркона, а t_d – возраст омолаживающей деформации. Стандартные отклонения σ_{t_0} и σ_{t_d} дают представление о доверительных интервалах для приведенных оценок t_0 и t_d . Они получены известным методом определения точности косвенных измерений [Тойберт, 1988] при допущении, что все невязки обусловлены погрешностями для t_0 и t_d . Предложенный расчетный метод позволил выявить и датировать сразу несколько важных событий в геологической истории Шаманского массива, и при этом фактически доказал, что наблюдаемая «полихронность» циркона, обнаруженных в его породах, обусловлена, в первую очередь, их неоднократным и неравномерным деформационным «омоложением».

Таблица 2

Table 2

Параметры расчетных изохрон для цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

Parameters of calculated isochrones for zircons from ultramafic rocks of Shaman massif

Номера зерен	t_0 , млн лет	σ_{t_0} , млн лет	t_d , млн лет	σ_{t_d} , млн лет	$\Delta_{\text{сред}}, \%$
3.11, 3.5, 2.6, 3.8	3000	25,6	1870	8,8	0,435
3.4, 2.7, 3.10, 3.1	1016	60,5	625	23,7	2,201
2.16, 3.6, 2.17, 2.11, 2.15, 3.12, 2.9, 2.13, 3.3, 2.14	613	6,4	360	34,5	0,764

Примечание. Номера зерен соответствуют номерам анализов в табл. 1.

Note. The numbers of grains correspond to the numbers of analyzes in Table 1.

В итоге вполне надежно установлены четыре этапа масштабных деформаций ультрамафитов Шаманского массива с датировками 1870, 1016, 613 и 360 млн лет соответственно. Ведь только масштабные деформации могли вызвать столь широкое проявление пластического течения в кристаллическом субстрате. При этом фиксируются сразу несколько изохрон благодаря тому, что на каждом этапе пластические течения захватывают не весь Шаманский массив, а лишь некоторые его зоны с неповторяющимся их распределением. Особо отметим этап деформаций с возрастом около 613 млн лет, в результате которых произошла полная потеря радиогенных изотопов Pb почти у половины зерен циркона.

Что касается трактовки наиболее древней датировки циркона (около 3 млрд лет), то она представ-

ляется менее однозначной. Возможно, что это еще один наиболее древний этап деформаций пород массива, сопутствовавший крупным тектоническим подвижкам, выведшим блок мантийных ультрамафитов Шаманского массива на коровые уровни. Но не исключено, что таким подвижкам соответствует возраст около 1870 млн лет, а значение около 3 млрд лет отвечает времени инициализации цирконов еще в верхней мантии. Тектонические события моложе 360 млн лет, включая неотектонические движения в Байкальской рифтовой зоне, в наших материалах не отразились, поскольку со временем, за счет нарастающей денудации массив оказывался все ближе к поверхности, т.е. в зоне пониженных температур, где преобладают не пластические, а хрупкие деформации.

Список источников

- Богомолов Е.С.** Диффузия радиогенного свинца в цирконах : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб. : ИГГД РАН, 1992. 16 с.
- Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А.** Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30'6"-5°32.4' (результаты SHRIMP II U-Pb – датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421, № 2. С. 240–248.
- Кайбышев О.А., Фаизова С.Н.** Диффузия при сверхпластической деформации // Доклады Академии наук. 1998. Т. 361, № 4. С. 495–497.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.** Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.
- Красноваев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В.** Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451, № 1. С. 81–86.
- Леснов Ф.П.** U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2018. № 1. С. 6–16.
- Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Королюк В.Н.** Геохимическая неоднородность кристаллов полихронных реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2021. № 6. С. 912–930.
- Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е.** Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30–53.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.** Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Геохимия. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
- Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др.** Структурные уровни пластической деформации и разрушения. М. : Наука, 1990. 255 с.
- Сколотнев С.Г., Бельтенев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.** Молодые и древние цирконы из пород океанической липотсферы Центральной Атлантики: геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
- Тойберт П.** Оценка точности результатов измерений. М. : Энергоатомиздат, 1988. 88 с.
- Kovaleva E., Klotzli U., Gerlinde H., Guan B., Y.-bin Rhede D.** The effect of crystal-plastic deformation on isotope and trace element distribution in zircon: Combined BSE, CL, EBSD, FEG-EMPA and NanoSIMS study // Chemical Geology. 2017. V. 450. P. 183–198.
- Lesnov F.P.** Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. Leiden : Taylor & Francis Group. 2017. 300 p.
- Ludwig K.R.** USGS Open File Rept. 1991. P. 91–445.
- Vermeesch P.** Geoscience Frontiers. 2018. No. 9. P. 1479–1493.
- White W.M.** Isotope Geochemistry. John Wiley & Sons, 2015. 496 p.

References

- Bogomolov E.S. *Diffuziya radiogennogo svintsa v tsirkonakh* [Diffusion of radiogenic lead in zircons] // Abstract of the thesis. diss... Cand. geol.-miner. Sciences. St. Petersburg: IGGD RAN. 1992. 16 p. In Russian
- Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Bogatikov O.A., Zinger T.F., Lepikhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. Findings of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov Basin, Mid-Atlantic Ridge, 5°30'6"-5°32.4' (SHRIMP II U-Pb dating): implications for understanding the deep geodynamics of modern oceans // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 421. No. 2, pp. 240–248. In Russian.
- Kaibyshev O.A., Faizova S.N. *Diffuziya pri sverkhplasticheskoy deformatsii* [Diffusion under superplastic deformation] // Doklady Earth Sciences. 1998. V. 361. No. 4, pp. 495–497. In Russian

- Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silantiev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks // Geochronometric isotope systems, methods of their study, chronology of geological processes // Geokhimiya [Geochemistry International]. 2015. No. 9. pp. 771–800. In Russian
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Antonov A.V. Zirconology of dunites of the Saranovsky chromite-bearing ultramafic complex (Middle Urals) // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 451. No. 1. pp. 81–86. In Russian
- Lesnov F.P. U-Pb isotope dating of zircons from ultramafic restites of Shaman massif (Eastern Transbaikalia) // Geofernye issledovaniya – Geosphere Research. 2018. No. 1. pp. 6–16. In Russian
- Lesnov F.P. Petrologia poligennyyh mafit-ul'tramafitovyh massivov Vostochno-Sahalinskoy ophiolitovoj associacii. [Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association]. Novosibirsk: Academic Publishing House «GEO». 2015. 240 p. In Russian
- Lesnov F.P., Medvedev N.S., Korolyuk V.N. Geochemical heterogeneity of crystals of polychronous relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of Shaman massif (Eastern Transbaikalia) // Litosfera. 2021. No. 6, pp. 912–930. In Russian
- Lesnov F.P., Chernyshov A.I., Pugacheva E.E. Geochemistry of rare and rare earth elements in the rocks of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikalia) // Litosfera. 2016. No. 4. pp. 30–53. In Russian
- Malich K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. Archean U-Pb isotopic age of zircon from dunites of the Nizhnii Tagil massif (Platiniferous belt of the Urals) // Geokhimiya [Geochemistry International]. 2009. V. 427. No. 1, pp. 101–105. In Russian
- Panin V.E., Grinyaev Yu.V., Danilov V.I. Strukturnyye urovni plasticheskoy deformatsii i razrusheniya [Structural levels of plastic deformation and destruction]. Moscow: Nauka. 1990. 255 p. In Russian
- Skolotnev S.G., Beltenev V.E., Lepikhina E.N., Ipatieva I.S. Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere of the Central Atlantic: geotectonic implications // Geotectonics. 2010. No. 6, pp. 24–59. In Russian
- Toybert P. Otsenka tochnosti rezul'tatov izmereniy [Estimation of accuracy of measurement results]. Moscow: Energoatomizdat. 1988. 88 p. In Russian
- Kovaleva E., Klotzli U., Gerlinde H., Guan B., Y.-bin Rhede D. The effect of crystal-plastic deformation on isotope and trace element distribution in zircon: Combined BSE, CL, EBSD, FEG-EMPA and NanoSIMS study // Chemical Geology. 2017. V. 450. pp. 183–198.
- Ludwig K.R. USGS Open File Rept. 1991, pp. 91–445.
- Vermeesch P. Geoscience Frontiers. 2018. No. 9. pp. 1479–1493.
- White W.M. Isotope Geochemistry. John Wiley & Sons. 2015. 496 p.

Информация об авторах:

Хлестов В.В., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: vladkhl@mail.ru

Леснов Ф.П., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: lesnovfp@list.ru

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

Information about the authors:

Khlestov V.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Metamorphism and Metasomatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: vladkhl@mail.ru

Lesnov F.P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics and Magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia.
E-mail: lesnovfp@list.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 09.03.2022; одобрена после рецензирования 17.11.2022; принята к публикации 20.06.2023

The article was submitted 09.03.2022; approved after reviewing 17.11.2022; accepted for publication 20.06.2023

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научная статья
УДК 553.3.072:552.57
doi: 10.17223/25421379/27/4



ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ УГЛЕЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Владимир Ильич Вялов¹, Алексей Валерьевич Наставкин²,
Евгений Павлович Шишов³, Артем Артурович Чернышев⁴

^{1, 2} Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия

^{1, 3, 4} Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

¹ vi_vialov@mail.ru

² nastavkin@sfedu.ru

³ Evgeny_Shishov@vsegei.ru

⁴ Artem_Chernyshev@vsegei.ru

Аннотация. Приводятся результаты исследований металлоносных углей, проведенных на ряде буроугольных месторождений Дальнего Востока России. Изложены наиболее вероятные механизмы возникновения германиеносных и других металлоносных углей на Дальнем Востоке. Разработаны прогнозно-поисковые критерии выявления металлоносных углей, их прямые и косвенные признаки.

Ключевые слова: минерально-сырьевая база, комплексное освоение недр, металлоносность углей, прогнозно-поисковые критерии.

Источник финансирования: Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда № 18-17-00004, <https://rscf.ru/project/18-17-00004/> и № 23-27-00479, <https://rscf.ru/project/23-27-00479/>

Для цитирования: Вялов В.И., Наставкин А.В., Шишов Е.П., Чернышев А.А. Прогнозно-поисковые критерии выявления металлоносных углей на Дальнем Востоке России // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 33–48. doi: 10.17223/25421379/27/4

Original article
doi: 10.17223/25421379/27/4

THE CRITERIA FOR PREDICTING AND PROSPECTING OF METAL-BEARING COALS IN THE FAR EAST OF RUSSIA

Vladimir I. Vyalov¹, Aleksey V. Nastavkin², Evgeny P. Shishov³, Artem A. Chernyshev⁴

^{1, 2} Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia

^{1, 3, 4} A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia

¹ vi_vialov@mail.ru

² nastavkin@sfedu.ru

³ Evgeny_Shishov@vsegei.ru

⁴ Artem_Chernyshev@vsegei.ru

Abstract. The article presents the results of studies of metal-bearing coals of a number of brown coals deposits in the Russian Far East. The most probable mechanisms for the emergence of germanium-bearing and other metal-bearing coals in the Far East are outlined. It is shown that the main mechanisms for the accumulation of high concentrations of germanium and other metals in coals are the destruction of primary ore deposits, the migration of metals in colloidal and molecular dispersion, the concentration of metals by the organic matter of coals. The «hydrothermal model» of germanium mineralization at the Pavlovskoe germanium-coal deposit is criticized. The criteria for predicting and prospecting of metal-bearing coals in the Far East of Russia are developed: the presence of granites or other Paleozoic-Mesozoic igneous rocks near brown coal deposits or coal manifestations of the Cenozoic age, which could serve as a source of Ge and a number of rare elements during the destruction of these igneous rocks; the presence of coal seams of low thickness (0.5–0.6 m, up to a meter) in deposits or coal manifestations; high content of vitrinite (huminite) in the organic matter of coals according to coal petrographic data; single direct analytical determinations of high concentrations of germanium in reservoir and differential samples, direct analytical determinations of the concentrations of «ele-

ment-indicators» of germanium content of coals. The developed criteria can be used to improve the reliability of the forecast assessment of metal-bearing coals. In the Russian Far East the numbers of coal deposits and coal manifestations with marked rare-metal mineralization have been identified. Based on them, an estimate of the predicted resources of Ge was made. A number of coal objects were identified for predictive and prospecting works. Author's studies on the distribution of metals in the coals of the Far East made it possible to outline the main range of metal-bearing coal objects existing in this largest region of Russia.

Keywords: mineral resource base, integrated development of mineral resources, metal content of coals, predicting and prospecting criteria

Source of financing: The research was carried out under the support of the grants of the Russian Science Foundation (Project no. 18-17-00004), <https://rscf.ru/en/project/18-17-00004/> and № 23-27-00479, <https://rscf.ru/project/23-27-00479/>

For citation: Vyalov V.I., Nastavkin A.V., Shishov E.P., Chernyshev A.A. (2023) The criteria for predicting and prospecting of metal-bearing coals in the Far East of Russia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 33–48. doi: 10.17223/25421379/27/4

Введение

Редкие, редкоземельные, благородные, цветные, радиоактивные металлы иногда достигают высоких концентраций в углях, поэтому металлоносные угли, их месторождения, известные также как редкометалльно-угольные (что не совсем правильно, поскольку в этих угольных объектах содержатся в высоких концентрациях не только редкие и рассеянные элементы), давно рассматриваются как реальный или потенциальный источник стратегически важных элементов, таких как Ge, U, лантаноиды, Y, Sc, Be, Ti, Nb, Zr, Ta, Au, Ag, Re, а также Ga, V, Al, Mg и других [Угольная база России, 2004; Петрологический атлас..., 2006; Юдович, Кетрис, 2006; Арбузов, 2007; Шпирт, Ращевский, 2010; Шпирт, 2012; Ren et al., 2006]. В связи с этим проблема разработки прогнозно-поисковых критериев выявления металлоносных углей, особенно на Дальнем Востоке России, является высокоактуальной. Решению этой проблемы и посвящена данная статья.

Предваряя обсуждение данной проблемы, следует отметить, что термин «металлоносные угли» – свободного пользования [Угольная база России, 2004], и с его формулировкой следует правильно определиться.

Если провести аналогию с так называемыми металлоносными осадками (metalliferous sediments), обогащенными, по сравнению с фоновыми содержаниями, сопутствующими металлами (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U, Mg, As) [Геологический словарь, 2011], то под «металлоносными углями» следует понимать угли, обогащенные этими металлами по сравнению с фоновыми содержаниями в углях (бурых, каменных или в углях России, мира). Однако спектр встречающихся в углях в повышенных концентрациях металлов значительно шире [Угольная база России, 2004; Петрологический атлас..., 2006; Юдович, Кетрис, 2006; Арбузов, 2007; Шпирт, Ращевский, 2010; Шпирт, 2012; Ren et al., 2006] благодаря взаимодействию ряда металлов с органическим

веществом, из которого уголь состоит более чем на 50 % [Петрологический атлас..., 2006].

Современное состояние исследований

Исторически (со времен открытия В.М. Гольдшмидтом германия в угольной саже и углях) и в технологическом аспекте сложилось так, что основное внимание в углях уделялось германию, широко использующемуся в электронной промышленности материалу. Были выделены германиеносные угли (germanium-bearing coals) – угли с повышенным (более 1 г/т) содержанием германия. Было принято, что по содержанию Ge угли делятся на четыре группы: 8 г/т и выше, от 3 до 8 г/т, от 1 до 3 г/т и меньше 1 г/т. При этом к числу генетических признаков общего характера, определяющих перспективность германиеносных углей, относятся состав пород области сноса, расстояние от нее до области седиментации, фациальная и геохимическая остановка углеобразования, геотектонический режим осадконакопления, степень метаморфизма углей [Геологический словарь, 2010]. Некоторые из этих генетических признаков можно считать прогнозно-поисковыми критериями, например, наличие гранитоидов области сноса, непосредственно примыкающих к границе угленосной зоны (древнего торфонакопления), или степень метаморфизма (в бурых углях концентрации Ge и многих других металлов выше, чем в каменных) [Угольная база России, 2004; Юдович, Кетрис, 2006].

Уровень концентраций металлов в углях, которые следует считать металлоносными, принимался произвольно, например, в «10 и более раз выше средних содержаний для углей» [Угольная база России, 2004], что не обосновано. Очевидно, что понятие «металлоносные угли» должно связываться с потенциальной возможностью промышленного использования углей для рентабельного извлечения металлов, содержащихся в них в концентрациях на достаточных уровнях.

Методика исследований

В работе [Вялов, Наставкин, 2019] был предложен следующий авторский подход и обоснование для предварительной промышленной оценки редких, цветных, благородных элементов в углях: если эти элементы имеют в углях концентрации, достигающие или превышающие так называемые минимальные промышленные содержания тех или иных элементов в специальных типах промышленных руд, тогда они должны учитываться, подлежать количественной оценке и, соответственно, их ресурсы должны быть обязательно оценены и учтены. Минимальные промышленные концентрации ценных металлов представлены в ежегодных пометалльных выпусках (томах) Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации. При этом следует учитывать возможные ежегодные изменения в значениях минимальных промышленных концентраций тех или иных ценных металлов. Но эти минимальные промышленные содержания элементов в промышленных рудах следует использовать с определенными ограничениями: учитывать только руды, которые близки по составу основных компонентов минеральной матрице углей (или основных оксидов золы углей), и, соответственно, сопоставимы по уровням концентраций содержащихся в них полезных компонентов. Минеральная матрица углей, как известно, состоит в основном из глинистых минералов, кварца, карбонатов, сульфидов (и в очень малых количествах – рутила, монацита и др.) [Гамов и др., 2016; Петрологический атлас..., 2006]. В золах углей – это оксиды макроэлементов (Si, Al, Ca, Mg, Na, K и др.). Для сравнения с углями следует рассматривать содержания металлов в силикатных, алюмосиликатных рудах, сульфидных рудах (поскольку в углях часто отмечаются высокие содержания сульфидов), а также в россыпных осадочных рудах. В исключительных случаях можно привлечь данные по концентрациям металлов в иных типах промышленных руд. При выборе концентраций для предварительной оценки промышленной значимости элементов в углях или золах углей, рационально ориентироваться на промышленный уровень концентраций, который заведомо в рудах был обусловлен как технологически, так и экономически.

Отсюда следует, что под термином «металлоносные угли» следует понимать такие угли, которые заключают в себе минимальные промышленные концентрации тех или иных ценных металлов. Подобной оценке подлежат не все встречаемые в углях элементы: так, содержания Li, B, Ba, Cr, Mn, Co, Ni в углях или золах оказались значительно ниже минимальных промышленных концентраций в рудах. Та-

кой подход существенно сокращает перечень угольных объектов в поле зрения на металлоносность углей, подчеркивает исключительный характер потенциальной промышленной металлоносности твердого топлива и позволяет поставить конкретную задачу о прогнозно-поисковых критериях выявления металлоносных углей на основе детального изучения металлоносных угольных объектов и разработки геолого-генетической модели формирования металлоносных углей.

Следует подчеркнуть, что без реальной геологогенетической модели формирования металлоносных углей разработка действенных прогнозно-поисковых критериев их выявления невозможна. Перед прогнозированием необходимо объективно представлять особенности генезиса ценных металлов в конкретных металлоносных угольных объектах.

Объекты исследований

Объектами исследований являлся целый ряд буровугольных месторождений Дальневосточного федерального округа, по которым было проведено опробование (количество проб углей и пород дано в скобках (уголь/порода)):

– Приморский край – Павловское месторождение, участки: Спецугли (34/5), Павловский 2 (49/12), Павловский Восточный (7/2), Северная депрессия (35/9); месторождения: Шкотовское (57/3), Раковское (33/3), Бикинское (Нижне-Бикинское, участки 4, разрез Лучегорский-1 (135/11));

– Хабаровский край – Лианское месторождение (92/-), Хурмулинское (участок Хурмулинский) месторождение (30/6), Еврейская АО – Ушумунское месторождение (71/76);

– Амурская область – Ерковецкое месторождение, участки Западный, Восточный (42/9);

– Сахалинская область – Новиковское месторождение, участки Восточный, Резервный Новиковского разреза (80/38);

– Магаданской области: Эльгенское, участки нераспределенного фонда недр (24/6), Ланковское, участок Ланковский 1, месторождение (10/6); Вилигинское месторождение (15/4);

– Камчатский край – Корфское месторождение, участки нераспределенного фонда недр (46/3), Эчвяямское (участок Лосиный) месторождение (16/9).

Все пробы углей и пород были проанализированы в ЦЛ ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии на более чем 50 химических элементов. На основании геолого-геохимического изучения указанных угольных объектов получены следующие результаты и выводы.

Результаты исследований

По сути, первым и основным прогнозно-поисковым признаком металлоносных углей выступает минимальная промышленная концентрация в углях тех или иных ценных металлов (см. табл. [Вялов, Наставкин, 2019]).

Авторские исследования по распределению металлов в углях Дальнего Востока позволили очертить, на основании выявления минимальных промышленных концентраций, основной круг существующих в этом крупнейшем регионе России металлоносных угольных объектов: Лианское и Хурмулинское угольные месторождения в Хабаровском крае, Ушумунское в ЕАО, Ерковецкое месторождение в Амурской области, Новиковское (в том числе участок Восточный, резервный участок Новиковского разреза) месторождение на Сахалине, Эльгенское месторождение в Магаданской области, Корфское и Эчваемское в Камчатском крае, Павловское месторождение, его отдельные участки (особенно разрабатываемый на Ge участок Спецугли), Бикинское (Нижне-Бикинское), Шкотовское, Раковское месторождения в Приморском крае.

Угольные месторождения или их участки находятся в нераспределенном фонде недр, подготовлены или доступны для эксплуатации открытым способом. На основании проведенных анализов (масс-спектрометрия с индукционно-связанной плазмой и др.) более 740 отобранных на указанных объектах угольных проб, установлено, что отдельные пробы этих углей или ценные угольные пласти эти месторождений обладают, в сравнении с [Вялов, Наставкин, 2019], промышленными (Ge) и потенциально промышленными концентрациями Ga, Be, Sc, W, Sb, редкоземельных металлов, металлов платиновой группы (МПГ), Ag и Au и других металлов. Наибольшее значение имеют ценные попутные компоненты, для которых существуют промышленные технологии и технологические схемы извлечения из золы углей (Be, Sc, V, Ga, Ge, Y и REE, Sb, Au) и те, для которых такие технологии могут быть разработаны в перспективе – Li, Rb, Sr, Zr, Cs, W, Pd и др. [Вялов и др., 2017]. Результаты исследований по концентрациям ценных, потенциально-промышленных металлов в углях указанных месторождений авторами опубликованы в [Вялов и др., 2010, 2012, 2017, 2019, 2020, 2021а, 2021б; Олейникова и др., 2019].

Анализ материалов предыдущих исследователей показывает возможную металлоносность и других крупных угольных объектов Дальневосточного региона – Южно-Якутского, Ленского, Буреинского, Зырянского бассейнов [Вялов и др., 2019], которые нуждаются в более детальном изучении.

Исследования [Вялов и др., 2017, 2021а] показывают, что можно говорить о разных видах минерали-

зации в углях, «разновидностях» металлоносных углей, весьма сложной генетической картине их формирования, что, безусловно, затрудняет разработку прогнозно-поисковых критериев металлоносности углей. Большую путаницу и усложненность в понимание процесса генезиса тех или иных металлов (и, соответственно, в прогнозирование металлоносности) вносят представления, отраженные в работе [Угольная база России, 2004]. Эти воззрения, преимущественно гипотетического характера, представленные под видом обобщенных потенциальных генетических моделей, показывают лишь возможные пути привнесения тех или иных металлов в угли или древние торфяники. Речь же должна идти о конкретных геологических процессах, определяющих потенциально-промышленную металлоносность углей, с учетом геологического строения территории, геологической истории развития региона, его металлогенеза, проявлений магматизма, особенностей формирования угленосной формации с металлоносными углями, палеогеографической и фациальной обстановки древнего торфонакопления.

В отношении генезиса в углях германия и сопутствующих ему металлов наиболее реалистичными представляются взгляды, до сих пор не потерявшие своей актуальности, выдающегося отечественного геохимика Ф.Я. Сапрыкина (ВСЕГЕИ), детально предложенные им с сотрудниками [Методическое руководство..., 1967].

Но исследовавшие угленосную толщу Павловского месторождения в Приморье Ю.П. Костин, В.М. Витовтова и И.Г. Шарова [Мейтов, Федоров, 1984] посчитали, что площадь локального германиевого оруденения углей приурочена к зоне тектонических нарушений, синхронных торфонакоплению. Торфонакоплению предшествовал крупный магматический цикл, отчетливо проявившийся на сопредельных территориях; во время торфонакопления магматической деятельности в любых ее проявлениях в районе не наблюдалось, но имели место постмагматические процессы, одним из проявлений которых было образование трещинных термальных вод; причиной германиевого оруденения углей являлись термальные воды, формировавшиеся в условиях аномального геотермического режима в зонах разломов, синхронных торfonакоплению.

Были опубликованы некоторые работы, якобы обосновывающие именно подобный механизм образования германия в углях [Костин, Мейтов, 1972; Левицкий и др., 1994]. Позже В.В. Середин, в том числе с соавторами, активно развивал точку зрения о якобы гидротермальном генезисе редкометалльного оруденения в углях [Середин, 2003; Угольная база России, 2004].

В.И. Вялов с сотрудниками, на основании проведенных исследований редкometалльного оруденения углей Приморского края в 2006–2008 гг., опубликовал работу, фактически отрицающую гидротермальный генезис герmania и сопутствующих ему металлов в углях [Вялов и др., 2012].

Так, в соответствии с известными, обобщенными в объяснительной записке геологическими данными по геологии Павловского буроугольного месторождения [Государственная геологическая карта..., 2011], следует основываться, в первую очередь, на геологических особенностях и отметить следующее.

На территории Павловского месторождения и в его обрамлении обширно развиты магматические породы (рис. 1). Наиболее близки по пространственному расположению к угленосной толще граниты рязановского комплекса, его третьей фазы. По последним единичным данным, граниты непосредственно на участке Спецугли могут иметь ордовикский возраст и относиться к вознесенскому комплексу [Arbuzov et al., 2021a]. Но магматические породы, прорывающие угленосные отложения на Пав-

ловском месторождении, не установлены. На юго-восточных окраинах месторождения (участок Озерная Падь, на достаточном удалении от участка Спецугли), в виде небольших покровов мощностью до 30 м сохранились лавы базальтового и андезит-базальтового состава, перекрывающие суйфунскую свиту и сопоставляемые с образованиями шуфансской свиты плиоцена ($\beta N_2 sf$). В угленосной толще павловской свиты ($P_3-N_1 rv$) мощностью до 350 м присутствуют в основном песчаники, аргиллиты, алевролиты, бурые угли, конгломераты, гравелиты, туффиты и туфодиатомиты, туфоалевролиты и туфы кислого состава [Угольная база..., 1997].

Терригенное осадконакопление (и древнее торфонакопление) могло происходить только в длительные периоды затишья вулканизма. Вулканализм даже в условиях гумидного климата уничтожал бы развитие растений-углеобразователей, неминуемо вызывал бы обширные лесные пожары. В углепетрографическом составе фиксировались бы значительные количества фюзинита, чего в реальности не наблюдается. Угольные пласты сложены гумусовым углем [Вялов и др., 2012].



Рис. 1. Схема геологического строения района Павловского угольного месторождения по данным [Государственная геологическая карта..., 2011]

Fig. 1. The scheme of the geological structure of the Pavlovsky coal deposit area according to [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]

Проведенные авторами углепетрографические исследования показали, что в исходном растительном материале углей преобладают остатки стеблевой древесины, в меньшем количестве наблюдаются остатки листовой паренхимы и коровые ткани

(феллинит). Матеральный состав углей характеризуется высоким содержанием витринита – от 80 до 99 %, представленным главным образом аттриито-витринитом. Существенную часть угля (до 30 %) составляет телинит, преимущественно хорошо

структурный, реже слабоструктурный. Инертинит и липтинит распространены незначительно, соответственно 1–16 % (в среднем 7–8 %) и 1–20 % (в среднем 3–6 %). Инертинит встречается преимущественно в виде обломков мацералов семифюзинита (инертодетринит). Встречаются склероции грибов. Липтинит представлен суберинитом, феллинитом, кутинитом, споринитом, резинитом и битуминитом. Минеральные примеси – в основном привнесенное глинистое вещество (от 1 до 32 %) и обломочный кварц (от 1 до 42 %), редко зерна полевого шпата. Встречаются карбонаты, сульфиды железа (аутогенные) [Петрологический атлас..., 2006; Вялов и др., 2012].

Местоположение Павловского угольного объекта приведено на фрагменте тектонической схемы (рис. 2). По [Государственная геологическая карта..., 2011] это кайнозойский песчано-алевролитовый угленосный молассовый и платобазальтовый структурно-вулканический комплекс (СВК), обозначенный на рис. 2 как BP (KZ). Активная магматическая деятельность в этом районе была в значительно более древнее геологическое время. Это пермский вулканический и интрузивный структурно-вулканический комплекс (СВК) Западно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса (на схеме аббревиатура AO (P)).

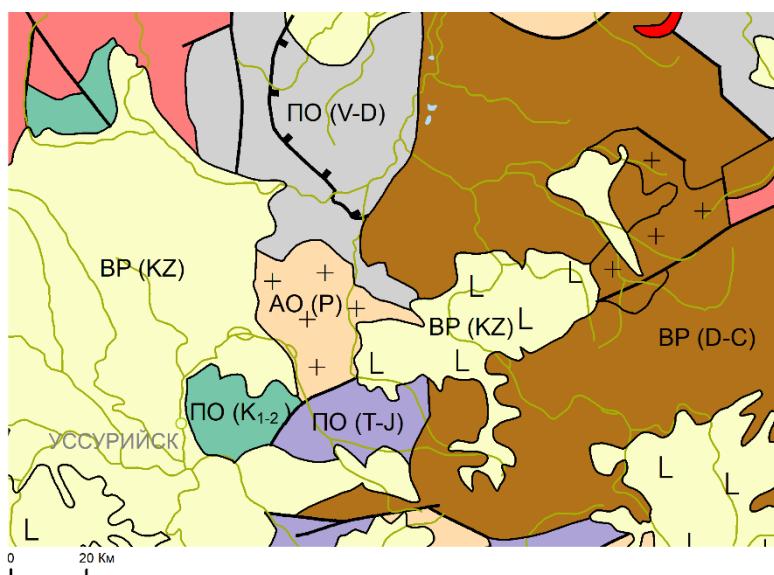


Рис. 2. Фрагмент тектонической схемы [Государственная геологическая карта..., 2011]

АО (P) – геодинамический комплекс (ГДК) активной континентальной окраины: пермские вулканогенные и интрузивные структурно-вещественные комплексы (СВК); ПО – ГДК пассивных континентальных окраин: (V-D) вендские, кембрийские, силурийские и девонские карбонатный, песчано-сланцевый и молассовый СВК, (T-J) – триасовые и юрские терригенные, в том числе угленосные СВК, (K₁₋₂) – ранне-позднемеловые угленосные и пестроцветные безугольные СВК; ВР – ГДК внутриконтинентальных рифтов: (D-C) – девонские и каменноугольные вулканогенные и интрузивные СВК, (KZ) – кайнозойские песчано-алевролитовый угленосный, молассовый и платобазальтовый СВК

Fig. 2. Fragment of the tectonic scheme [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]

АО (P) – геодинамический комплекс (ГДК) активной континентальной окраины: пермские вулканогенные и интрузивные структурно-вещественные комплексы (СВК); ПО – ГДК пассивных континентальных окраин: (V-D) вендские, кембрийские, силурийские и девонские карбонатный, песчано-сланцевый и молассовый СВК, (T-J) – триасовые и юрские терригенные, в том числе угленосные СВК, (K₁₋₂) – ранне-позднемеловые угленосные и пестроцветные безугольные СВК; ВР – ГДК внутриконтинентальных рифтов: (D-C) – девонские и каменноугольные вулканогенные и интрузивные СВК, (KZ) – кайнозойские песчано-алевролитовый угленосный, молассовый и платобазальтовый СВК

Угленосные породы кайнозоя формировались на древнем жестком срединном Ханкайском массиве. На схеме (рис. 3, желтым цветом, № 1) представлена неотектоническая структура Павловской кайнозойской континентальной впадины, которая залегает на породах Вознесенской зоны (10а – Ярославская и 10б – Первомайская древние подзоны) Ханкайского массива и на наложенных меловых впадинах (7).

Окраинно-континентальные вулканические структуры (Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса), с мел-неогеновым (K_{1-N}) «временем жизни», расположены на восточной половине Приморского края на удалении от Павловского угольного объекта, а зона Алчанского ареала (K_{1-P}) далеко на севере (см. схему геологического районирования [Государственная геологическая карта..., 2011]).

Исходя из данных материалов, активная роль вулканизма при образовании германиеносности кайнозойских углей Павловского месторождения не просматривается.

Возможно ли влияние разломов, по которым могли подниматься «германиеносные гидротермы» в угленосную толщу? Среднеханкайский разлом, показанный на ССВ от Павловской впадины на схеме геолого-структурного районирования [Государственная геологическая карта..., 2011], выделяемый как плутоническая зона шириной 10–20 км, и транссируемый гранитными интрузиями был активен только до кайнозоя. Роль разломов проявилась в формировании угленосных наложенных впадин Приморья, которые представляют собой одно- или двухсторонние грабены, выполненные эоцен-миоцен угленосной или безугольной молассой с максимальной мощностью до 1 км. Поскольку угленосная кайнозойская толща залегает, в том числе на наложенных впадинах мелового возраста, эти разломы имеют

унаследованный характер и не являются рудоносными.

Обратимся теперь к карте полезных ископаемых (ее фрагмент представлен на рис. 4).

Участок Спецугли расположен внутри Павловского угольного узла, в Вознесенском Zn-редкометалльно-Sn-флюоритовом рудном районе, относящемся к Уссурийско-Вознесенской Mn-Fe-редкометалльно-флюоритовой минерагенической зоне, Ханкайской минерагенической субпровинции, Ханкайско-Буреинской металлогенической провинции. Как видно из фрагмента карты, в рудном районе имеются месторождения и проявления W, Pb, Fe, Ta, Nb и других металлов, флюорита, а в самой зоне в том числе Au и U. В объяснительной записке к [Государственная геологическая карта..., 2011] приводится, что с ордовикскими биотитовыми гранитами связаны оловорудная и вольфрамовая минерализации. Наиболее продуктивна на Sn, W мел-раннепалеогеновая эпоха рудообразования, также на полиметаллы, Au-Ag, B, Cu-Mo, Hg-Sb.

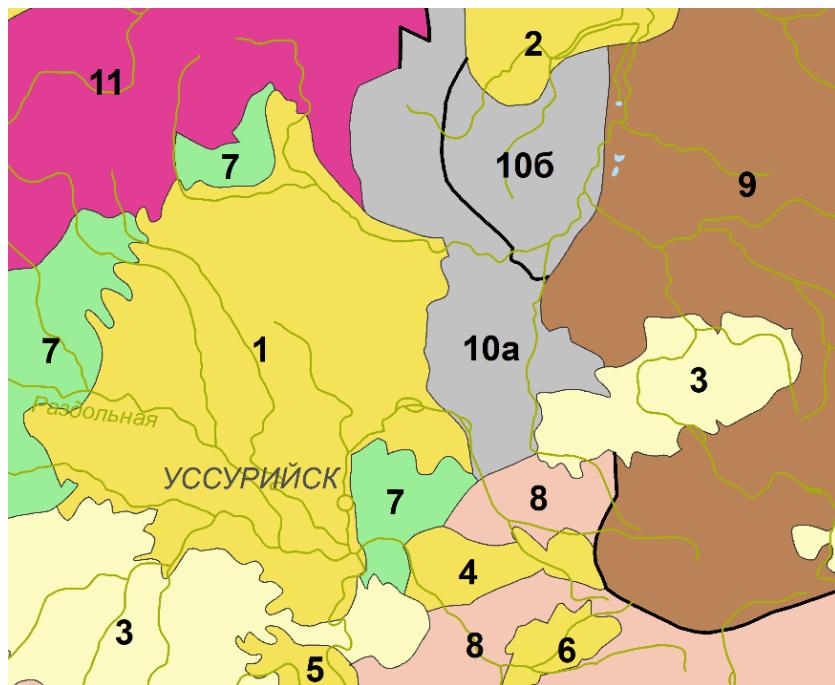


Рис. 3. Фрагмент схемы геолого-структурного районирования по [Государственная геологическая карта..., 2011]

Кайнозойские континентальные впадины (P-N): 1 – Павловская; 2 – Жариковская; 4 – Глуховская; 5 – Артемо-Тавричанская; 6 – Комаровская. Покровы базальтов (N): 3 – Шуфандская. Наложенные впадины: 7 – Раздольнинская (K). Структуры деформированного чехла Ханкайского массива: 8 – Муравьевско-Дунайская зона (P₁-J); 9 – Синегорская зона (D-P). Ханкайский массив: Вознесенская зона (E): 10а – Ярославская подзона, 10б – Первомайская подзона; 11 – Гродековская зона (PR₁-RF)

Fig. 3. Fragment of the scheme of geological-structural zoning [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]

Cenozoic continental depressions (P-N): 1 – Pavlovskaya; 2 – Zharkovskaya; 4 – Glukhovskaya; 5 – Artem-Tavrichanskaya; 6 – Komarovskaya. Basalt covers (N): 3 – Shufansky. Superimposed depressions: 7 – Razdolninskaya (K). Structures of the deformed cover of the Khankai massif: 8 – Muravyovo-Danube zone (P₁-J); 9 – Sinegorskaya zone (D-P). Khankai massif: Voznesenskaya zone (E): 10a – Yaroslavl subzone, 10b – Pervomaiskaya subzone; 11 – Grodekovskaya zone (PR₁-RF)

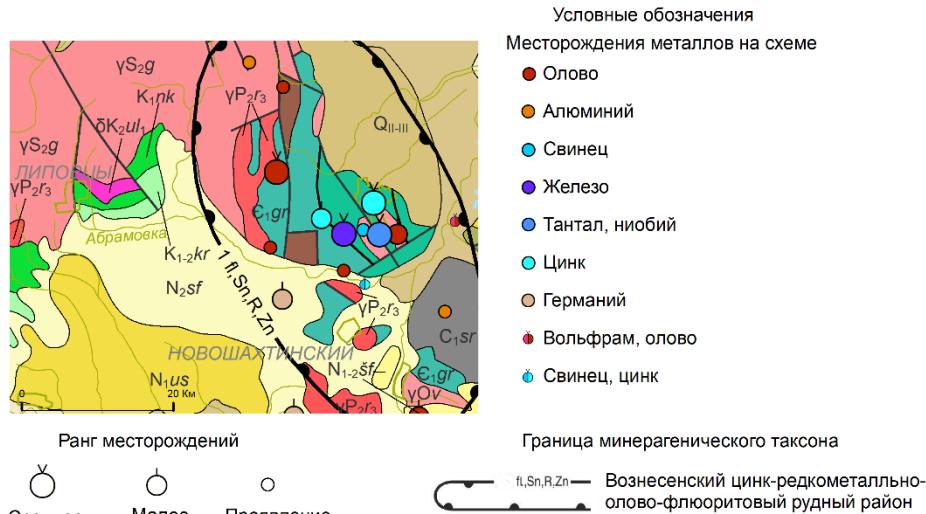


Рис. 4. Схема основных месторождений и проявлений металлов в районе Павловского угольного месторождения по [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]
Условные обозначения геологической основы см. на рис. 1

Fig. 4. The scheme of the main deposits and manifestations of metals in the area of the Pavlovsky coal deposit according to [State Geological Map ..., 2011]

For the symbols of the geological basis, see Fig. 1

С раннемеловыми коллизионными гранитами связаны уникальные скарново-гнейзеновые месторождения вольфрама и проявления оловянно-вольфрамовой минерализации. Отметим, что вольфрамовая минерализация, проявления которой связаны с этапом гранит-мигматитовых преобразований метагабброидных комплексов, проявилась еще в протерозойскую рудогенную эпоху. Рудопроявления этой эпохи выделяются только в древних структурах Ханкайской субпровинции.

Формированию позднемеловых габбро-гранитных ассоциаций обязаны своим происхождением основные месторождения и проявления олова и олово-полиметаллов с серебром, а также золото-серебряные проявления.

Редкометалльно-флюоритовая и олово-цинковая минерализация Ханкайской субпровинции связана со становлением литий-фтористых гранитов вознесенского комплекса и тальк-магнезитовой минерализацией, проявилась она в раннепалеозойскую (кембрий-ордовик) рудогенную эпоху. При этом Sn, как считается, имеет гидротермально-плутоногенный и гидротермально-вулканогенный генезис, Zn — гидротермально-плутоногенный. Редкие, рассеянные, редкоземельные элементы относятся к гидротермально-плутоногенному типу рудообразования.

Что касается урана, то он проявился еще в позднепалеозойскую (девон-пермскую) рудогенную эпоху. Девонский и пермский этапы формирования вулканотектонических структур несут урановую, уран-

ториевую и слабопроявленную полиметаллическую минерализации; с карбоновым этапом тектономагматической активизации связаны проявления и месторождения полиметаллов и в меньшей степени — уран-редкометалльная минерализация [Государственная геологическая карта..., 2011].

Рудогенная эпоха, которая охватывает время образования континентальных угленосных впадин (три основных цикла углеобразования: эоцен, эоцен-олигоцен и олигоцен-миоцен), кроме промышленной угленосности, характеризуется богатой германиевой и урановой минерализацией, приуроченной к тем же циклам угленакопления [Государственная геологическая карта..., 2011]. Германий составителями данной карты отнесен к «метаморфогенному» генетическому типу рудообразования. Уран, который обнаружен в ураганных концентрациях в углях (например, на Раковском месторождении [Вялов и др., 2021б]), следует отнести к классическому гидрогенному типу.

Таким образом, встречающиеся в углях в повышенных концентрациях Sn, W, Mo, Sb, Au, редкие металлы скорее могли попасть в угли (точнее, в древние торфяники, давшие затем угли) из месторождений или рудопроявлений этих металлов при их разрушении (выветривании), нежели из гипотетических «постмагматических растворов», реальность проявления которых весьма сомнительна по изученным геологическим данным.

Наиболее реальный источник германия и урана в углях (возможно, также ряда сопутствующих им ме-

таллов) – выступы позднепалеозойских магматических пород (гранитоидов рязановского комплекса, его третьей фазы ($\gamma P_2 g_3$) (теперь, в связи с введением трехчленной системы пермского периода, должно быть $\gamma P_3 g_3$)) внутри или на бортах наложенных кайнозойских впадин, где они широко развиты (см. рис. 1). В последнее время появились новые данные по возрасту этих гранитоидов [Arbuzov et al., 2021a], как отмечалось выше. Мобилизация металлов произошла при их выветривании, во время формирования угленосной формации.

Хотя месторождений первичных каолинов, связанных с корами выветривания на палеозойских гранитоидах, пока не установлено, однако в погребенном состоянии отмечается их широкое развитие во многих депрессиях Ханкайского массива (из которых Раковская и Павловская являются объектами прогноза) [Государственная геологическая карта..., 2011]. Именно в этих депрессиях установлены германоносные угли.

Из [Государственная геологическая карта..., 2011] известно проявление Каолиновое (VI-2-29). Оно находится юго-западнее с. Павловка Михайловского района и охватывает Павловскую депрессию и её обрамление в пределах Павловского буроугольного месторождения. В геологическом строении принимают участие главным образом палеозойские граниты, образующие фундамент и обрамление угленосной палеоген-

неогеновой депрессии, а на гранитном фундаменте развита мощная (до 70 м) кора выветривания каолинового профиля. Скважиной, пробуренной на карьере на глубине 40 м от поверхности, вскрыт следующий разрез: 0–6,0 м – уголь; 6,0–6,8 м – переотложенный каолин сероватого цвета; 6,8–23,8 м – каолинитовая порода (кора выветривания гранитов). На Павловском месторождении при разведке было пробурено более 20 разведочных профилей с расстояниями между скважинами от 200 до 50 м. В связи с тем, что основная часть буроугольных залежей расположена в основании кайнозойской впадины, все скважины пробурены до фундамента и почти повсеместно вскрыли на нём мощную (до 70 м) кору выветривания, имеющую площадной характер развития. В верхней части коры выветривания отмечается каолиновый слой мощностью до 10 м, состоящий из каолинита (50–80 %) и кварца (20–50 %). Минералогический состав глинистой фракции преимущественно каолиновый, с примесью галлуазита и реликтов полевых шпатов. На Павловском разрезе коры выветривания залегают непосредственно под буроугольной залежью, и на поле разреза «Павловский-2», где находится германо-угольное месторождение «Спецугли», породы фундамента (преимущественно палеозойские граниты) подвергнуты выветриванию в основном каолинового профиля (белая глина с зернами кварца) – рис. 5, на глубину 30–50 м.

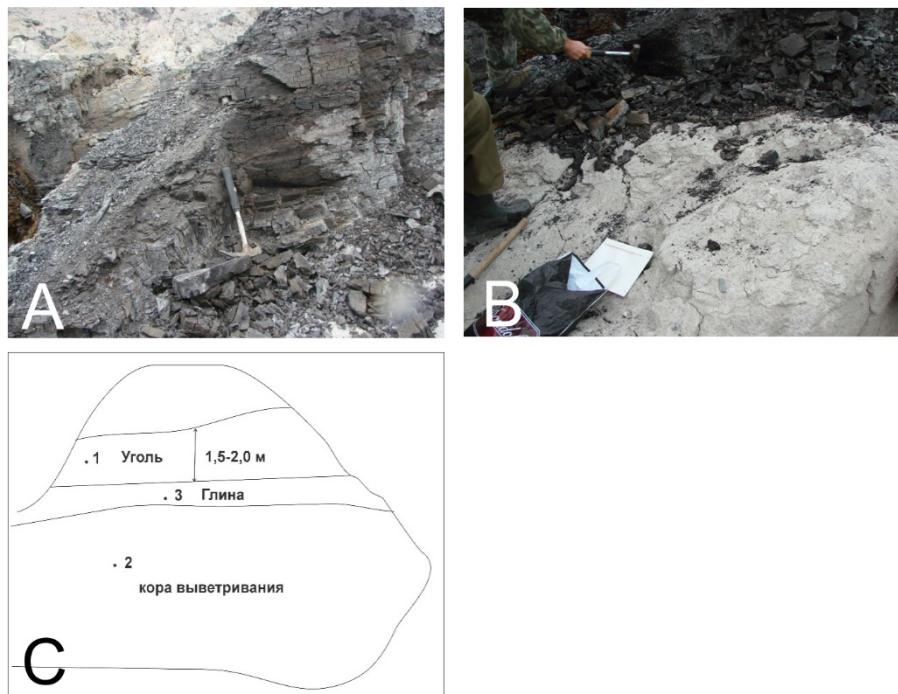


Рис. 5, А–С. Разрез Павловский-2. Пласт I. Район куполовидного поднятия. Привязка: 44°03.986, 132°04.335
А – выход пласта I. В – угольный пласт и кора выветривания. С – зарисовка мест взятия проб. 1 – уголь, 2 – кора выветривания по гранитам – белая выветрелая глина с зернами кварца, достигающими песчаного и гравийного размера, 3 – глина из почвы пласта

Fig. 5, A–C. Pavlovsky-2 section. Stratum I. Dome-shaped uplift area. Anchor: 44°03.986, 132°04.335
A – outcrop of seam I. B – coal seam and weathering crust. C – sketch of sampling sites. 1 – coal, 2 – weathering crust over granites - white weathered clay with quartz grains reaching sandy and gravel sizes, 3 – clay from the soil layer

На разрезе Павловский-2 выделяется ряд гранитных выступов площадью 0,5–7 км², выходящих на поверхность, также подвергавшихся выветриванию. Гранитный выступ имеется на самом участке Спецугли [Вялов и др., 2012].

По всей видимости, вещество кор выветривания вместе с микроэлементами из этих гранитоидных выступов и близрасположенных на краю угольной впадины гранитоидов мигрировало в формировавшиеся древние торфяники. За счет терригенного сноса, включающего в себя кластогенный и гидрогенный перенос, образовано минеральное вещество углей и пород и редкометалльная минерализация углей.

Значение гранитоидного выступа как источника микроэлементов, в конкретном случае – германия, отчетливо просматривается по материалам отчета по разведочному бурению на участке Спецугли. Выступ гранитного фундамента четко «окружен» изолиниями концентраций Ge. Ближе к граниту изолиния 300 г/т в угле, затем, дальше от гранитного выступа, – 200 и еще дальше – 100 г/т [Вялов и др., 2012]. На Шкотовском месторождении изолинии концентраций Ge также тяготеют к гранитоидам [Вялов и др., 2012].

С.И. Арбузов с соавторами, на основании выполненного комплексного минералого-геохимического и геолого-структурного анализа особенностей состава и строения Ge-угольного месторождения Спецугли, пересмотрели принятую ранее гидротермальную модель рудоносности и обосновали предложенную ранее гипергенную модель, когда источником металлов являются породы фундамента, вмещающие угольные месторождения. Формирование Ge и сопутствующего оруденения в месторождении Спецугли происходило под влиянием формирующейся коры выветривания по редкометалльному граниту вознесенского комплекса, прорванному дайками позднепермского возраста. Месторождение приурочено к возвышенности гранитного состава, образуя концентрически-зональный ореол Ge и сопутствующих элементов вокруг неё. Граниты подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям до кайнозойского возраста с формированием кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов и грейзенов, содержащих W-Mo и Hg-Sb-As минерализацию. Образование редкометалльного оруденения в углях связано с формированием каолиновой коры выветривания по гранитам, выносом и переотложением основных элементов в окружающие палеоторфяники в палеогеновое время [Arbuzov et al., 2021a].

В работе [Bo Jiu et al., 2021] недавно была сделана попытка реанимировать гидротермальную модель германиевого рудогенеза в углях. Накопление Ge

обеспечено взаимодействием между верхней мантией и фундаментом и вторичной тепловой конвекцией между гидротермальными флюидами и поверхностными пресными водами, несущими кислород. По мнению авторов, это обеспечивает необходимые флюидные условия для развития крупного Геместорождения в Вулантуге (Китай). Предложенная авторами вторичная тепловая конвекция якобы непосредственно привела к максимальному растворению родительской породы (гранитоидов) и образовала богатую германием гидротермально-пресноводную площадь. Три стадии накопления германия в угольных пластах напрямую контролировались потоками растворов, богатых Ge, в трех эпизодах мантийной деятельности в синседиментарный период, возникшей в результате мантийно-тектонических движений от поздней юры до раннего мела. Предложены три необходимых условия для формирования потенциала угольных месторождений германия: наличие богатых германием материнских пород, наличие гидротермальных флюидов и наличие благоприятных гидрогоеологических условий. Низкая степень метаморфизма угольных пластов и контрастные окислительно-восстановительные режимы также являются важными факторами для образования угольных месторождений Ge. Наложение этих факторов и условий во времени и пространстве с периодом углеобразования и периодом гидротермальной деятельности якобы могут служить руководством по поиску потенциальных месторождений германия. То есть китайскими авторами признается, что на месторождении Вулантуга Ge выносился из гранитов, но предложен эндогенный механизм рудообразования, контролирующийся тектонической, гидротермальной и в дальнейшем гидрогоеологической деятельностями. Однако выше отмечалось, для Павловского месторождения, фактического аналога месторождения Вулантуга, что подобные разломы не являются рудоносными; признаков гидротермальной деятельности не наблюдается, а субсинхронный магматизм в период древнего торфонакопления и на его площади не проявлялся. Однако полностью роль разломов игнорировать нельзя – иногда они могут служить зоной разгрузки как подземных, так и поверхностных металлоносных вод.

Таким образом, для формирования металлоносных углей необходимы следующие условия:

1. Наличие источника микроэлементов (породы, руды) вблизи области древнего торфонакопления.

2. Проявление к началу и во время древнего торфонакопления процессов выветривания близрасположенных к области древнего торфонакопления магматических пород (преимущественно гранитоидов) и(или) рудных объектов. Кора выветривания

позднепалеозойских гранитов, мощностью в десятки метров в Приморье является примером проявления этого процесса.

3. Аквагенное и гидрогенное формирование концентраций металлов. В работе [Вялов и др., 2021a] было показано, что в германиеносных углях объекта «Спецугли» существует общая, «зольная» ассоциация микроэлементов, имеющих положительную значимую корреляцию с зольностью: Hg, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Cs, Ba, REE, Pb, Th, U. Слабая связь с зольностью отмечается у Sr, Zn, Sb. Связь с зольностью, которая в углях обра- зуется из минеральной части древних торфяников, показывает, что многие микроэлементы были «до- ставлены» в древний торфяник путем привноса ми- нерального вещества поверхностными, речными, паводковыми, торфяными водами в виде терриген- ных компонентов, во взвесях и растворах.

4. Проявление определяющей роли органическо- го вещества в концентрации металлов, формирова- нии их высоких, вплоть до промышленных, концен- траций в углях. Отсутствие, очень слабая или значи- мая отрицательная корреляционная связь с зольно- стью у Ge, Mo, W свидетельствуют о преобладаю- щем вхождении данных металлов в органическое вещество (ОВ) углей. Это и аномально высокие кон- центрации Ge и сопутствующих ему металлов в ма- лозольных углях означают, что в древнем торфянике с меньшим количеством минеральных примесей бы- ло больше гуминовых и фульвокислот, взаимодей- ствующих с Ge, W, Mo и тем самым способствую- щих их высокой концентрации [Вялов и др., 2012, 2020, 2021a]. Активная же роль ОВ в концентриро- вании Ge и ряда металлов гуминовыми и фульво- кислотами давно доказана экспериментально [Ман- ская, Дроздова, 1969; Манская, Кодина, 1975; Arbuzov et al., 2021b].

Проблематичны:

1. Субсинхронная роль вулканизма (отсутствуют внедрения магматических пород в угленосную тол- щу). Но здесь нельзя отрицать часто важную роль пирокластического материала в формировании ме- таллоносных углей «туфового» типа.

2. Проявления гидротермальной активности в угле- носной толще и углях. Признаки воздействия на угли – окисленность ОВ углей и их выветривание по тре- щинам и порам – отсутствуют, в связи с чем германие- носные угли ничем не отличаются по петрографиче- скому составу от рядовых, фоновых углей [Вялов и др., 2012, 2020]. То же следует отметить для углей Шко- товского месторождения и других изученных авторами металлоносных объектов.

Исходя из необходимых условий образования ме- таллоносных углей, можно сформулировать следу-

ющие прогнозно-поисковые критерии и признаки металлоносности углей.

Прогнозно-поисковые критерии:

Палеогеографический критерий. Это специфи- ческая геологическая и палеогеографическая обста- новка, наличие и определенная продолжительность выветривания гранитоидных пород с образованием коры выветривания в десятки метров мощностью, в непосредственной близости от области древнего торфонакопления, с эффектом краевого обогащения угольных объектов Ge и рядом других ценных ме- таллов.

Отметим, что так называемый эффект краевого обогащения на Ge и сопутствующие ему металлы может выступать прогнозно-поисковым признаком. Он отмечается на Ушумунском, Хурмулинском и других угольных месторождениях Дальнего Восто- ка. Для формирования металлоносных углей, в первую очередь Ge, на основании материального баланса (фоновое содержание металла в гранитах на объем коры выветривания гранитоидов, в сопостав- лении с количеством ресурсов Ge, например на объ- екте «Спецугли») – основным представляется имен- но этот критерий.

Металлогенический критерий. Это наличие в районе угленакопления или вблизи него рудных объектов определенных металлов (W, Mo, Sb, U, РЗЭ, МПГ, Au и др.), более раннего возраста форми- рования по сравнению с углями, которые были под- вергнуты разрушению с гидрогенным выносом ме- таллов, что приводит к совпадению ассоциации ме- таллов в углях и рудных объектах.

На основании тесной корреляционной связи мно- гих элементов с зольностью можно уверенно счи- тать, что они поступали в древний торфяник из об- ласти сноса, богатой рудопроявлениями металлов (REE, W, Sb, Zn, Sr), затем оказавшихся характер- ными и для углей. Высокие концентрации, напри- мер, Sb и Zn в углях нижнего пласта участка Спецу- гли явно вызваны их привносом из близко расположенных разрушающихся рудных объектов этих ме- таллов. Налицо влияние металлогенеза региона на особенности металлоносности углей в результате гидрогенного рудогенеза.

Углепетрографический критерий. Прежде все- го, это степень разложенности ОВ, повышенное со- держание коллинита или аттрито-витринита в угле- петрографическом составе углей.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно- связанный плазмой (с лазерной абляцией) установ- лено, что в витрините, при большем разложении ОВ и поэтому, соответственно, большем количестве гу- миновых и фульвокислот (особенно в малозольных палеоторфах вследствие большего количества ОВ),

связывалось и накапливалось больше Ge, W, Sb, несколько больше Mo, As – элементов, сопутствующих германию, а также некоторых других (Nb, Ba, Tl, Bi) [Вялов и др., 2017, 2021a].

В аттрито-витрините, по сравнению с витринитом, несколько больше содержания Be, Sc, Co, Sr, Zr, Ag, Sn, Cs, Y, REE, Th, U. Аттрито-витринит формировался из привнесенных мелких обрывков растительных тканей, преимущественно в аллохтонных условиях, с более активным гидrogenным минеральным привносом (в том числе микроэлементов) по сравнению с более спокойными условиями застойной гелификации (с большим разложением растительных остатков), приведшими в конечном итоге углефикации к образованию витринита [Вялов и др., 2021a].

Литологический критерий. Малая (около 0,5–0,6 м, до 1 м) мощность металлоносных угольных пластов. Этот признак отмечался многими исследователями. Повышенные концентрации германия и сопутствующих ему ценных элементов приурочены к тонким угольным пластам: на участке Спецугли Павловского месторождения германиеносные угольные пласти маломощны (0,45–0,65 м), как и на Шкотовском, Бикинском германиеносных месторождениях. Видимо, на торфяной стадии будущий германиеносный угольный пласт в плане накопления ОВ развивался слабо, по ряду причин (рельеф, проточность торфяных вод, геотектонический режим). В течение определенного времени (но такого же, как и в интенсивно «растущих» по мощности торфяных пластах, как, например, на других участках Павловского месторождения, где мощности угольных пластов до 2,5 м и более) в него однотипно вносились германий и другие элементы, причем в непосредственной близости от выветриваемых в то время гранитоидов, примыкающих к зоне древнего торфонакопления, или вокруг куполовидных поднятий гранитного фундамента, расположенных в самой зоне торфонакопления. Поэтому концентрации германия и сопутствующих ему металлов в итоге получились значительно больше в тонких угольных пластах (а в мощных пластах концентрации металлов как бы «равномерно распределились» по всей мощности) [Вялов и др., 2017].

При этом установлено, что в угольных пластах более высокие концентрации германия обычно находятся в средней части – в малозольных углях [Вялов и др., 2012, 2020].

Критерий количества органического вещества.

Основная роль в концентрации не только германия, но и ряда сопутствующих ему микроэлементов принадлежит ОВ. В металлоносных малозольных бурых углях большее содержание ОВ и, соответственно,

высокие концентрации Ge, W и сопутствующих им металлов [Вялов и др., 2020, 2021a] образовались за счет взаимодействия с гуминовым и фульвокислотами в древнем торфянике. Так, после извлечения гумусовых кислот в щелочную вытяжку переходит в среднем 99% вольфрама, около половины его связано с гуминовыми кислотами, а остальная часть – с низкомолекулярными органическими кислотами [Arbuzov et al., 2021b].

Следует отметить, что концентрации микроэлементов в минеральном (преобладающем глинистом) веществе не оказывают заметного влияния на общую концентрацию в углях (исключения – As, возможно, In, Tl [Вялов и др., 2021a]).

Корреляционный критерий. Наличие значимых положительных корреляционных связей ценных металлов с количеством ОВ углей, с зольностью, а также между собой с образованием определенных геохимических или «рудных» ассоциаций в металлоносных углях [Вялов и др., 2012, 2017, 2021a].

Непосредственно сопутствующие Ge микроэлементы – W, Sb, Mo, а также Hg и As, промышленно ценные содержания которых редки (Hg) или их не достигают (As). Be и Sr – щелочно-земельные редкие металлы – сопутствуют Ge опосредованно – через связь с Mo. Ga сопутствует Ge не напрямую, а через Sb, а Ni – через As. REE образуют свою отдельную ассоциацию. Они не связаны с Ge, W, Mo, Sb, коррелируют со Sc и многими другими микроэлементами, видимо, из-за общей их связи с зольностью. Можно выделить ассоциацию цветных металлов, и в ней – отдельные «группировки»: Ni–Co, Pb–Cu–Cr–Sn; ассоциацию радиоактивных элементов (U–Th), ассоциацию Ba–Zn; Zr–Nb–Ag и др. Отметим, что в металлоносных на Ge–W, Sb, REE+Y существует общая, «зольная» ассоциация микроэлементов, имеющих положительную значимую корреляцию с зольностью: Hg, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Cs, Ba, REE, Pb, Th, U.

На основе корреляционного и кластерного анализов содержания металлов в углях ушумунской свиты Ушумунского месторождения, выделена ассоциация Sb, Ge, W, которую объединяет общая форма нахождения этих элементов в ОВ углей, так как связь с зольностью отрицательная [Вялов и др., 2017]. Это свидетельствует о том, что угли месторождения являются металлоносными.

Критерий элементов-индикаторов Ge оруденения в углях: Be, Ga, W, Mo [Вялов и др., 2012, 2021a].

Минералогический критерий. Ценные металлы в металлоносных углях отчетливо фиксируются и в минеральной форме. Так, в металлоносных углях (оказавшихся не только высокогерманиеносными) ме-

сторождения Спецугли [Вялов и др., 2012, 2020, 2021a]. Ge характеризуется разнообразными формами нахождения [Arbuzov et al., 2021b], наряду с преобладающей германий-органической формой значительную роль играют минеральные фазы. В угольных пластах, особенно отчетливо вблизи коры выветривания по грейзенизованным гранитам, широко распространены различные германийсодержащие минеральные фазы микронной и нанометровой размерности. В углях выявлены алюмосиликатная (силикатная) форма германия, разнообразные железистые (гидрогётит, гётит, ярозит) и полиминеральные фазы. Алюмосиликатная (силикатная) фаза представлена пленкоподобными агрегатами, содержащими 0,15–0,4 % германия. В железистых минеральных агрегатах содержится от 0,1 до 6,2 % германия. Аномальные содержания германия совместно с вольфрамом и мышьяком установлены в железомарганцевых корках – продуктах выветривания грейзенизованных гранитов фундамента, сформировавшихся в условиях палеоболота. Наличие вторичных минеральных фаз германия в углях, развитых по диагенетическим минералам, позволяет предполагать, что формирование германиевой минерализации в месторождении может быть полихронным и не ограничивается торфянной стадией. Для вольфрама выявлена преимущественно органическая форма нахождения. Роль минеральных форм вольфрама в общем его балансе в углях месторождения Спецугли незначительна. В изученных девяти пробах угля выявлено всего одно зерно шеелита. Вблизи коры выветривания вольфрам в углях также встречается в качестве примеси в железомарганцевых «корках» [Arbuzov et al., 2021b].

Получены электронные снимки с данными микронализа средней по плотности ($1,4\text{--}1,6 \text{ г}/\text{см}^3$) фракции угля Эльгенского месторождения, где было установлено платиносодержащее металлическое включение. Именно это месторождение характеризуется наличием минимальных промышленных содержаний МПГ (среднее содержание в угле 0,03 г/т) [Вялов и др., 2017].

Монацит обнаружен в тяжелой фракции угля (больше $1,6 \text{ г}/\text{см}^3$) Ланковского месторождения при

среднем содержании REE в золе этих углей 691 г/т [Вялов и др., 2017].

Отметим, что наличие в углях тех или иных металлов может послужить, в свою очередь, поисковыми признаками месторождения или рудопроявления, которое еще не обнаружено на прилегающей территории. Например, вблизи Эльгенского буроугольного месторождения в Магаданской области.

Перспективные площади и объекты металлоносных углей Дальнего Востока (на примере Приморья). В качестве примера применения основных прогнозно-поисковых критериев (наличие вблизи буроугольных месторождений или углепроявлений кайнозойского возраста гранитов или иных магматических пород палеозоя–мезозоя, которые могли послужить источником Ge и ряда редких элементов при выветривании этих магматических пород; наличие на месторождениях или углепроявлениях угольных пластов малой мощности (0,5–0,6 м до 1 м); высокое содержание витринита (гуминита) в составе органического вещества углей по углепетрографическим данным; единичные прямые аналитические определения высоких концентраций германия по пластовым и дифференциальным пробам, прямые аналитические определения концентраций «элементов-индикаторов» германиеносности углей (это Be, Ga, W и др.), для выявления металлоносных углей в основном редкометалльного оруденения (на Ge и сопутствующие ему металлы), произведено прогнозирование на примере Приморья. При этом использованы данные из [Государственная геологическая карта..., 2011] и [Угольная база, 1997].

Выделены следующие угольные месторождения и углепроявления с отмеченной редкометалльной минерализацией: Верхне-Бикинское, Ганцангинское, Ташанзовское, Шимухинское, Крыловское, Березовское, Даниловское, Амба-Бирское, Глуховское. К этому списку могут быть добавлены еще некоторые углепроявления – Пушкинское, Пятилетка, Шивкинское, Р₃-Н₁ возраста.

Применение других вышеупомянутых критериев следует использовать для детализации выделенных по основным критериям металлоносных углей, при их дальнейшем исследовании.

Список источников

- Арбузов С.И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2007. Т. 311, № 1. С. 77–83.
- Вялов В.И., Кузеванова Е.В., Нелиубов П.А., Змиевский Ю.П., Ключарев Д.С. Редкометалльно-угольные месторождения Приморья // Разведка и охрана недр. 2010. № 12. С. 53–57.
- Вялов В.И., Ларичев А.И., Кузеванова Е.В., Богомолов А.Х., Гамов М.И. Редкие металлы в буроугольных месторождениях Приморья и их ресурсный потенциал // Региональная геология и металлогенез. 2012. № 51. С. 96–105.
- Вялов В.И., Богомолов А.Х., Шишиов Е.П., Чернышев А.А. Угольные месторождения Дальнего Востока России и ресурсный потенциал содержащихся в них ценных металлов // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 2. С. 256–262.
- Вялов В.И., Наставкин А.В. Уровни содержаний промышленно-ценных микроэлементов в углях // Химия твердого топлива. 2019. № 5. С. 63–67.

- Вялов В.И., Богомолов А.Х., Наставкин А.В., Кузеванова Е.В., Шишов Е.П., Чернышев А.А.** Ценные металлы в углях Арктической зоны России // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 53–62.
- Вялов В.И., Олейникова Г.А., Наставкин А.В.** Особенности распределения германия в углях Павловского месторождения // Химия твердого топлива. 2020. № 3. С. 42–49.
- Вялов В.И., Наставкин А.В., Шишов Е.П.** Особенности распределения сопутствующих германию промышленно ценных микроэлементов в углях Павловского месторождения (участок «Спецугли») // Химия твердого топлива. 2021а. № 1. С. 17–28.
- Вялов В.И., Наставкин А.В., Шишов Е.П.** Уран и торий в бурых углях Дальнего Востока // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека : материалы VI Междунар. конф. (Томск, 20–24 сентября 2021 г.) : в 2 т. Томск, 2021б. Т. 1. С. 661–666.
- Гамов М.И., Наставкин А.В., Вялов В.И.** Результаты применения растровой электронной микроскопии для изучения минеральных компонентов углей // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. № 1. С. 10–23.
- Геологический словарь.** В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / гл. ред. О.В. Петров. Т. 1: А–Й. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
- Геологический словарь : в 3 т. 3-е изд., перераб. и доп. / гл. ред. О.В. Петров. Т. 2: К–П. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист (Л–(52), 53; (К–52, 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 684 с. + 8 вкл.
- Костин Ю.П., Мейтов Е.С.** К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков // Известия АН СССР. Сер. геол. 1972. № 1. С. 112–119.
- Левицкий В.В., Седых А.К., Ульмясбаев Ш.Г.** Германий-угольные месторождения Приморья // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 61–67.
- Манская С.М., Дроздова Т.В.** Геохимия органического вещества. М. : Наука, 1964. 315 с.
- Манская С.М., Кодина Л.А.** Геохимия лигнина. М. : Наука, 1975. 228 с.
- Мейтов Е.С., Федоров А.В.** Заключение по оценке на германий и токсичные элементы углей разведемых участков Павловского и Нижне-Бикинского месторождений. М. : ИМГРЭ, 1984.
- Методическое руководство по изучению и оценке месторождений угля на редкие элементы** / под ред. Ф.Я. Сапрыкина и В.В. Богданова. М. : Недра, 1967.
- Олейникова Г.А., Вялов В.И., Фадин Я.Ю.** Особенности распределения микроэлементов в бурых углях Приамурья и их субмикронных фракциях // Химия твердого топлива. 2019. № 3. С. 51–59.
- Петрологический атлас** ископаемого органического вещества России / В.И. Вялов, И.Б. Волкова, Г.М. Волкова и др. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С. 32, 63, 102.
- Середин В.В.** Гидротермальная минерализация кайнозойских рифтогенных структур Приморья // Геодинамика, магматизм и минерагения Севера Пацифика. Т. 3. Магадан, 2003. С. 159–162.
- Угольная база России. Т. V. Книга 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО).** М. : Геоинформмарк, 1997. 371 с.
- Угольная база России. Т. VI (Сводный, заключительный): Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России.** М. : Геоинформмарк, 2004. С. 453–519.
- Шпирт М.Я.** Современная наука: исследования, идеи, результаты, технологии. Днепропетровск : Частное предприятие Научно-производственная внедренческая компания Триакон, 2012. № 1 (9). С. 42.
- Шпирт М.Я., Рашевский В.В.** Микроэлементы горючих ископаемых. М. : Кучково поле, 2010. 383 с. (Библиотека горного инженера. Т. 5, кн. 4).
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург : Наука УрО РАН, 2006. 538 с.
- Arbuzov S.I., Chekryzhov I.Yu., Spears D.A., Ilenok S.S., Soktoev B.R., Popov N.Yu.** Geology, geochemistry, mineralogy and genesis of the Spetsugli high-germanium coal deposit in the Pavlovsk coalfield, Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2021a. V. 139. Part B. P. 104537.
- Arbuzov S.I., Spears D.A., Ilenok S.S., Chekryzhov I.Yu., Ivanov V.P.** Modes of occurrence of germanium and tungsten in the Spetsugli germanium ore field, Pavlovka brown coal deposit, Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2021b. V. 132. P. 103986.
- Bo Jiu, Wenhui Huang, Yuan Li.** The origin, migration, and accumulation mechanism of germanium and the metallogenic model of coal-hosted Ge ore deposits in Wulantuga, Erlian Basin, China // Journal of Geochemical Exploration. 2021. V. 226. P. 106779.
- Ren D., Zhao F., Dai Sh., Zhang J., Luo K.** Geochemistry of trace elements in coal. 2006. 564 p.

References

- Arbuzov S.I. *Metallonosnost' ugley Sibiri* [Metal content of Siberian coals] // Izv. Tomsk. politekhn. un-ta. 2007. V. 311. No. 1. pp. 77–83. In Russian
- Vyalov V.I., Kuzevanova E.V., Nelyubov P.A., Zmievskiy Yu.P., Klyucharev D.S. *Redkometall'no-ugol'nye mestorozhdeniya Primory'a* [Rare metal-coal deposits of Primorye] // Razvedka i okhrana nedr. 2010. No. 12. pp. 53–57. In Russian
- Vyalov V.I., Larichev A.I., Kuzevanova E.V., Bogomolov A.Kh., Gamov M.I. *Redkie metally v burougol'nykh mestorozhdeniyakh Primory'a i ikh resursnyy potentsial* [Rare metals in brown coal deposits of Primorye and their resource potential] // Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2012. No. 51. pp. 96–105. In Russian
- Vyalov V.I., Bogomolov A.Kh., Shishov E.P., Chernyshev A.A. Coal deposits of the Far East Russia and resource potential of precious metals contained in them // Georesursy = Georesources. Special issue. 2017. Part 2. pp. 256–262. doi: 10.18599/grs.19.25
- Vyalov V.I., Nastavkin A.V. Concentration levels of industrially valuable trace elements in coals // Solid Fuel Chem. 2019. No. 5. pp. 63–67. In Russian
- Vyalov V.I., Bogomolov A.Kh., Nastavkin A.V., Kuzevanova E.V., Shishov E.P., Chernyshev A.A. *Tsennye metally v uglyakh Arkticheskoy zony Rossii* [Valuable metals in coals of the Russian Arctic zone] // Georesursy. 2019. V. 21. No. 2. pp. 53–62. In Russian. doi: 10.18599/grs.2019.2.53-62

- Vyalov V.I., Oleinikova G.A., Nastavkin A.V. Distribution of germanium in coals of the Pavlovsk deposit // Solid Fuel Chemistry. 2020. V. 54. No. 3. pp. 42–49. In Russian
- Vyalov V.I., Nastavkin A.V., Shishov E.P. Distribution of industrially valuable trace elements associated with germanium in the coals of the Pavlovsk deposit (Spetsugli section) // Solid Fuel Chemistry. 2021a. No. 1. pp. 17–28. In Russian
- Vyalov V.I., Nastavkin A.V., Shishov E.P. *Uran i toriy v burykh uglyakh Dal'nego Vostoka* [Uranium and thorium in brown coals of the Far East] // Radioaktivnost' i radioaktivnye elementy v srede obitaniya cheloveka: materialy VI Mezhdunarodnoy konferentsii (Tomsk, 20–24 sentyabrya 2021 g.). V 2 tomakh. Izd-vo Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Tomsk, 2021. V. 1. pp. 661–666. In Russian
- Gamov M.I., Nastavkin A.V., Vyalov V.I. *Rezul'taty primeneniya rastrovoy elektronnoy mikroskopii dlya izucheniya mineral'nykh komponentov ugley* [Results of the application of scanning electron microscopy to study the mineral components of coals] // Gornyy inform.-anal. byul. 2016. No. 1. pp. 10–23. In Russian
- Geologicheskiy slovar'* [Geological dictionary] V trekh tomakh. Izdanie tret'e, pererab. i dop. / Gl. red. O.V. Petrov. V. 1. A–Y. – St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI, 2010. 432 p. In Russian
- Geologicheskiy slovar'* [Geological dictionary] V trekh tomakh. Izdanie tret'e, pererab. i dop. / Gl. red. O.V. Petrov. V. 2. K–P. – St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI, 2011. 480 p. In Russian
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossii Federatsii. Masshtab 1: 1 000 000 (tret'e pokolenie). List (L-(52), 53; (K-52, 53) – oz. Khanka. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation). Sheet (L-(52), 53; (K-52, 53) - Lake Khanka. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2011. 684 p. In Russian
- Kostin Yu.P., Meytov E.S. *K genezisu mestorozhdeniy vysokogermanienosnykh ugley i kriteriyam ikh poiskov* [To the genesis of deposits of high-germanium-bearing coals and the criteria for their search] // Izv. AN SSSR. Ser. geol. 1972. No. 1. pp. 112–119. In Russian
- Levitksiy V.V., Sedykh A.K., Ul'myasbaev Sh.G. *Germaniy-ugol'nye mestorozhdeniya Primorya* [Germanium-coal deposits of Primorye] // Otechestvennaya geologiya. 1994. No. 7. pp. 61–67. In Russian
- Manskaya S.M., Drozdova T.V. *Geokhimiya organicheskogo veshchestva* [Geochemistry of organic matter]. Moscow : Nauka. 1964. 315 p. In Russian
- Manskaya S.M., Kodina L.A. *Geokhimiya lignina* [Geochemistry of lignin]. Moscow : Nauka, 1975. 228 p. In Russian
- Meytov E.S., Fedorov A.V. *Zaklyuchenie po otsenke na germaniy i toksichnye elementy ugley razveduemykh uchastkov Pavlovskogo i Nizhne-Bikinskogo mestorozhdeniy* [Conclusion on the assessment of germanium and toxic elements of coals from the explored areas of the Pavlovsky and Nizhne-Bikinsky deposits]. Moscow: IMGRE, 1984. In Russian
- Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniyu i otsenke mestorozhdeniy ugley na redkie elementy* [Methodological guide for the study and evaluation of coal deposits for rare elements] / Pod red. F.Ya. Saprykina i V.V. Bogdanova. Moscow: Nedra, 1967. In Russian
- Oleinikova G.A., Vyalov V.I., Fadin Ya.Yu. Distribution of trace elements in brown coals from the Amur river region and in their submicron fractions // Solid Fuel Chemistry. 2019. V. 53. No. 3. pp. 51–59. In Russian
- Petrologicheskiy atlas iskopaemogo organicheskogo veshchestva Rossii* [Petrological Atlas of Fossil Organic Matter in Russia] // V.I. Vyalov, I.B. Volkova, G.M. Volkova i dr. St. Petersburg : Izd-vo VSEGEI, 2006. pp. 32, 63, 102. In Russian
- Seredin V.V. *Gidrotermal'naya mineralizatsiya kaynozoyskikh riftogennykh struktur Primorya* // *Geodinamika, magmatizm i minerazeniya Severa Patsifiki* [Hydrothermal mineralization of Cenozoic rift structures of Primorye]. V. 3. Magadan. 2003. pp. 159–162. In Russian
- Ugol'naya baza Rossii. T. V. Kniga 1. Ugol'nye basseyny i mestorozhdeniya Dal'nego Vostoka (Khabarovskiy kray, Amurskaya oblast', Primorskiy kray, Evreyskaya AO)* [Coal base of Russia. V. V. Book 1. Coal basins and deposits of the Far East (Khabarovsk Territory, Amur Region, Primorsky Territory, Jewish Autonomous Region)]. Moscow: ZAO «Geoinformmark». 1997. 371 p. In Russian
- Ugol'naya baza Rossii. T. VI (Svodnyy, zaklyuchitel'nyy). Osnovnye zakonomernosti ugleobrazovaniya i razmeshcheniya uglenosnosti na territorii Rossii* [Coal base of Russia. V. VI (Consolidated, final). The main regularities of coal formation and distribution of coal content in Russia]. Moscow : OOO «Geoinformmark», 2004. pp. 453–519. In Russian
- Shpirt M.Ya. *Sovremennaya nauka: issledovaniya, idei, rezul'taty, tekhnologii*. Dnepropetrovsk: Izd-e “Chastnoe predpriyatiye Nauchno-proizvodstvennaya vnedrencheskaya kompaniya Triakon”. 2012. No. 1 (9). p. 42. In Russian
- Shpirt M.Ya., Rashevskiy V.V. *Mikroelementy goryuchikh iskopaemykh* [Trace elements of fossil fuels]. Moscow : Izd-vo “Kuchkovo pole”, 2010. 383 p. (Biblioteka gornogo inzhenera. V. 5. Kn. 4). In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Tsennye elementy-primesi v uglyakh* [Valuable elements-impurities in coals]. Ekaterinburg: Nauka UrO RAN, 2006. 538 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Chekryzhov I.Yu, Spears D.A., Il'enok S.S., Soktoev B.R., Popov N.Yu. Geology, geochemistry, mineralogy and genesis of the Spetsugli high-germanium coal deposit in the Pavlovsk coalfield, Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2021a. V. 139. Part B. 104537. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104537
- Arbuzov S.I., Spears D.A., Il'enok S.S., Chekryzhov I.Yu, Ivanov V.P. Modes of occurrence of germanium and tungsten in the Spetsugli germanium ore field, Pavlovka brown coal deposit, Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2021. V. 132. 103986. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.103986
- Bo Jiu, Wenhui Huang, Yuan Li. The origin, migration, and accumulation mechanism of germanium and the metallogenetic model of coal-hosted Ge ore deposits in Wulantuga, Erlian Basin, China // Journal of Geochemical Exploration. 2021. V. 226. 106779. doi: 10.1016/j.gexplo.2021.106779
- Ren Deyi, Zhao Fenghua, Dai Shifeng, Zhang Junying, Luo Kunli. Geochemistry of trace elements in coal. 2006. 564 p.

Информация об авторах:

Вялов В.И., доктор геолого-минералогических наук, профессор, Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия; главный научный сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия.
E-mail: vi_vialov@mail.ru

Наставкин А.В., кандидат геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой месторождений полезных ископаемых, Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия.

E-mail: nastavkin@sfedu.ru

Шишов Е.П., ведущий инженер, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: Evgeny_Shishov@vsegei.ru

Чернышев А.А., научный сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: Artem_Chernyshev@vsegei.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Vyalov V.I., D. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia; Chief Researcher, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia.

E-mail: vi_vialov@mail.ru

Nastavkin A.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Department, Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia.

E-mail: nastavkin@sfedu.ru

Shishov E.P., Leading Engineer, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia.

E-mail: Evgeny_Shishov@vsegei.ru

Chernyshev A.A., Researcher, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia.

E-mail: Artem_Chernyshev@vsegei.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 26.04.2022; одобрена после рецензирования 14.11.2022; принята к публикации 16.06.2023

The article was submitted 26.04.2022; approved after reviewing 14.11.2022; accepted for publication 16.06.2023

Научная статья
УДК 552.3:553.41
doi: 10.17223/25421379/27/5

ЗОЛОТО В ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ РЕГИОНА



Александр Дмитриевич Ножкин¹, Игорь Иванович Лиханов²

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

¹ nozhkin@igm.nsc.ru

² likh@igm.nsc.ru

Аннотация. Енисейский кряж как крупная золотоносная провинция не выделяется повышенным фоном по Au. Во всех типах осадочных, метаморфических и магматических пород, за исключением черных углеродистых сланцев, концентрация золота находится на уровне кларковых значений. Месторождения Au сосредоточены в пределах Центрального металлогенического пояса, в котором имеются благоприятные геолого-геохимические предпосылки для формирования золотого и золото-уранового оруденения. Важнейшие из них: размещение месторождений в троговой структуре и неоднократное проявление рифтогенного плюмового магматизма, приведшего к привносу, перераспределению и концентрации золота и урана; развитие рудообразующих и рудоконцентрирующих систем, формирующих экономически значимые месторождения, сопровождающиеся зонами гидротермального метаморфизма и геохимическими ореолами Pb, Zn, Ag, Au, Bi и As.

Ключевые слова: кларки Au, этапы, типы и особенности формирования золото-урановой и золоторудной минерализации, Центральный металлогенический пояс, Енисейский кряж

Источник финансирования: Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН (122041400176/5).

Для цитирования: Ножкин А.Д., Лиханов И.И. Золото в породах докембрия Енисейского кряжа и геолого-геохимические предпосылки формирования золотого оруденения в Центральном металлогеническом поясе региона // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 49–70. doi: 10.17223/25421379/27/5

Original article
doi: 10.17223/25421379/27/5

GOLD IN THE PRECAMBRIAN ROCKS OF THE YENISEI RIDGE (EAST SIBERIA) AND GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL PREREQUISITES FOR THE FORMATION OF GOLD MINERALIZATION IN THE CENTRAL METALLOGENIC BELT OF THE REGION

Alexander D. Nozhkin¹, Igor I. Likhanov²

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

¹ nozhkin@igm.nsc.ru

² likh@igm.nsc.ru

The results of a study of the Precambrian rocks of the Yenisei Ridge to identify gold contents in them are presented. It is shown that in all types of sedimentary, metamorphic and igneous rocks, with the exception of black carbonaceous shales, the concentration of the noble metal is at the level of its Clarke values – the average abundance in these rocks. The maximum gold content (from 10-20 to 60 mg/t) was found in the black carbonaceous shales of the Teya and Sukhoi Pit groups, Rybinskaya and Panimba sequences. Gold ore bodies of deposits are confined to numerous horizons of carbonaceous shales. The data obtained show that the Yenisei Ridge, as a large gold-bearing province, is not distinguished by an increased background in Au. All gold deposits are concentrated within a single Central metallogenic belt, in which there are favorable geological and geochemical prerequisites for the formation of gold and gold-uranium mineralization. The most important of them are: the location of deposits between the Tatarsky and Ishimba deep faults in the trough structure of the Rybinsk-Panimba volcanic belt with an increased Au content in basic rocks, picritoids, carbonaceous shales; increased Au contents in black carbonaceous shales at different stratigraphic levels of the Teya and Sukhoi Pit Proterozoic groups, U and Th in granite-gneiss domes, Na-K rhyolites, and subalkaline granites; manifestation of potassium-sodium granitoid (850 Ma ago), intraplate, riftogenic plume magmatism at the level of 780,

750, 700 and 650 Ma, which led to the input, redistribution and concentration of gold and uranium; development of ore-forming and ore-concentrating systems that form economically significant deposits, accompanied by zones of hydrothermal metamorphism and geochemical aureoles of Pb, Zn, Ag, Au, Bi and As, identified using modern methods of analysis of matter.

Keywords: stages and types of the formation of gold-uranium and gold ore mineralization, Central metallogenic belt, Yenisei Ridge

Source of financing: This study was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018 with additional support of field works in the framework of the State Tasks of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (122041400176-0).

For citation: Nozhkin A.D., Likhanov I.I. Gold in the Precambrian rocks of the Yenisei Ridge (East Siberia) and geological and geochemical prerequisites for the formation of gold mineralization in the Central Metallogenic Belt of the region. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 49–70. doi: 10.17223/25421379/27/5

Введение

Енисейский кряж – один из старейших золотоносных районов Сибири, в пределах которого распространены месторождения разных генетических типов. Они размещены в структурно-вещественных комплексах архея, раннего и позднего протерозоя. В Центральном металлогеническом поясе кряжа известен ряд крупных золоторудных, а также золотоурановых месторождений и рудопроявлений. Выяснение природы уникальной рудоносности этого пояса и их связи с процессами тектономагматизма, гидротермального метаморфизма и геохимическими характеристиками вмещающих осадочно-метаморфических пород являются ключевыми в решение проблем металлогенеза. На неразрывную связь эндогенных рудных концентраций с историей соответствующих блоков коры и эволюцией породообразующих систем, которые предшествовали и сопутствовали оруденению, указывал в своих статьях Ф.Н. Шахов. В этой связи вызывает особый интерес, на каком исходном золотоносном фоне вмещающих пород формировались рудные концентрации благородного металла [Шахов, 1961].

Разработка высокочувствительных и экспрессных методов анализа вещества на Au позволила существенно расширить научные изыскания по геохимии осадочных, магматических и метаморфических процессов. Весьма многочисленные сведения по распространённости Au в породах и минералах получены во второй половине прошлого столетия. Исследованию золоторудной металлогенеза пород Енисейского кряжа в эти годы и после посвящены специальные работы В.А. Злобина [Злобин, 1980; Злобин, Пономарева, 1984], Ф.П. Крендлева [Крендлев, 1965, 1974], А.А. Куликова [Куликов, Крендлев, 1976], Л.В. Ли [Ли, Шохина, 1974; Ли, 1974, 2003], А.Г. Миронова [Миронов и др., 1974; Миронов, Ножкин, 1978], А.Д. Ножкина [Ножкин и др., 1971, 1972, 1976; Ножкин, Гавриленко, 1976], В.Г. Петрова [Петров, 1974, 1976], А.М. Сазонова [Сазонов и др., 2010; Гибшер и др., 2019; Sulyanov et al., 2021]. Пожалуй, наиболее важные результаты оригиналь-

ных экспериментальных и теоретических исследований по геохимии Au в эндогенных процессах и условиям формирования золоторудных месторождений приведены в работе [Коробейников, Миронов, 1992].

В большинстве работ приводятся содержания Au в породах метаморфизованных терригенно-сланцевых толщ Центрального металлогенического пояса региона. В настоящей статье установлены особенности распределения Au в породах разных структурно-вещественных докембрийских комплексов Енисейского кряжа, включая Ангаро-Канский блок, окраинно-континентальные образования Заангарья и островодужные ассоциации аккреционных систем. Цель работы заключается в том, чтобы показать на каком исходном золотоносном фоне вмещающих пород создавались рудные концентрации благородного металла, и сформулировать наиболее важные геологогеохимические предпосылки для формирования золотого оруденения в Центральном металлогеническом поясе Енисейского кряжа.

Геологический очерк строения Енисейского кряжа

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1, б). В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским разломом. К югу от разлома развиты два структурных элемента – палеопротерозийский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозийский островодужный Предивинский террейн. Ангаро-Канский блок сложен канским гранулит-гнейсовым и енисейским амфиболит-гнейсовым комплексами [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2016, 2019; Попов и др., 2020]. Предивинский террейн образован неопротерозойскими метавулканогенно-осадочными островодужными ассоциациями [Ножкин и др., 2020].

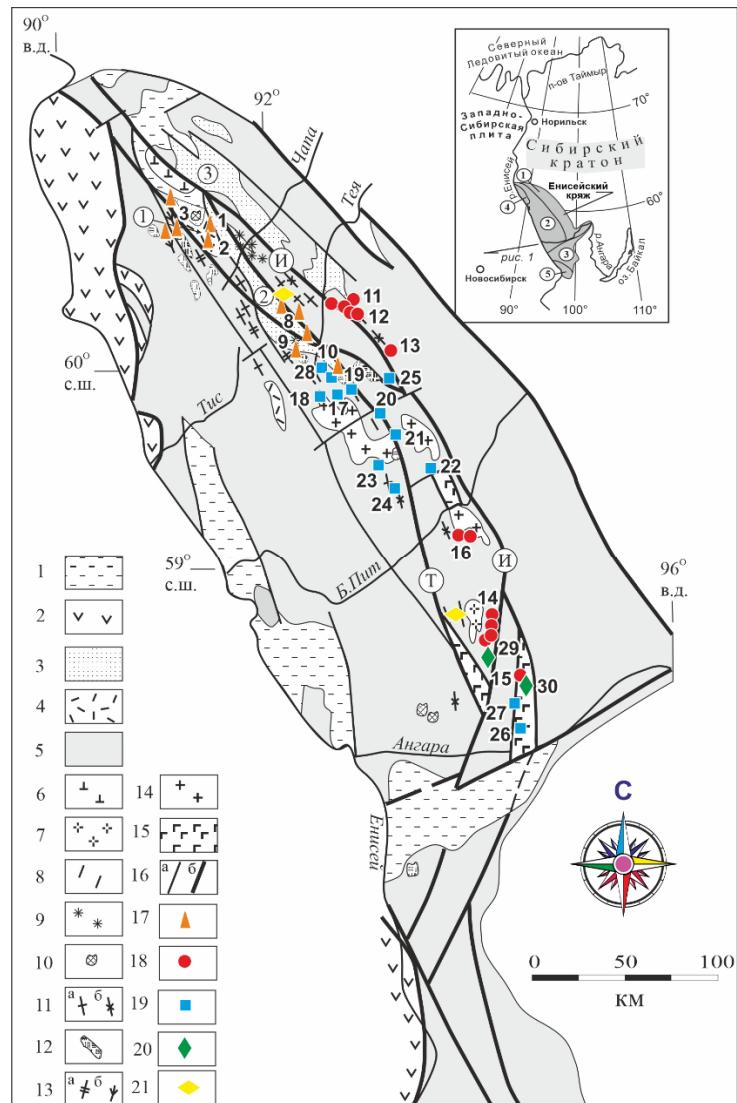


Рис. 1. Мезо-неопротерозойские рифтогенные и внутриплитные комплексы, урановые, золото-уранные и золоторудные месторождения Центрального металлогенического пояса Енисейского кряжа; на врезке – положение Енисейского кряжа (в увеличенном масштабе 2 : 1) в западной части Сибирского кратона и тектонических блоков: 1 – Восточный и 2 – Центральный Заангарского сегмента; 3 – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский островодужные террейны

1 – чехол (PZ-KZ); 2 – офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3–4 – рифтогенные (NP) комплексы чингасанской (3) и верхневороговской серий (4); 5 – нерасчлененные комплексы докембрия; 6–12 – рифтогенные и внутриплитные комплексы: 6 – вороговский – траппы (T); 7 – татарский – граниты (~630 млн лет); 8 – карбонатиты (~650 млн лет); 9 – чапинский комплекс – щелочные пикриты (~670 млн лет); 10 – среднетатарский – фойяиты и захребетников – нефелиновые сиениты (700 млн лет); 11 – захребетников – дайки сиенит-порфиров (а) и трахиодолеритов (б) (700 млн лет); 12 – кутукасский – лейкограниты (700–690 млн лет), гурахтинский – субщелочные граниты (~700 млн лет); 13 – ковригинский – дайки риолит-порфиров (а) и габбродолеритов (б) (~750 млн лет); 14 – аяхтинский – граниты, лейкограниты (760–750 млн лет); 15 – мезопротерозойская пикробазальт-базальтовая и плагиориодазит-базальтовая (780 млн лет) ассоциации Рыбинско-Панибинского пояса; 16 – разломы (а), зоны разломов (б): И – Ишимбинская, Т – Татарская; 17 – урановые и золотоуранные месторождения и рудопроявления: 1 – Кедровое; 2 – Оленье; 3 – Кутукасское; 4 – Ясное; 5 – Полярное; 6 – Тейское; 7 – Марсоловское; 8 – Северо-Тейское; 9 – Ногатинское и Осиновское; 10 – Дубовое; 18 – золоторудные узлы и месторождения золото-кварцевого типа: 11 – Советское; 12 – Александро-Агеевский; 13 – Перевальнинский; 14 – Партизанский; 15 – Раздольнинский; 16 – Аяхтинский; 19 – золоторудные узлы и месторождения золото-сульфидного типа: 17 – Верхнее-Енашминский (Олимпиадинский); 18 – Благодатнинский; 19 – Титамухтинский; 20 – Ерудинское; 21 – Панибинское; 22 – Товрикульское; 23 – Золотой ключ; 24 – Ведугинское; 25 – Кварцевая гора; 26 – Попутнинское; 27 – Боголюбовское; 28 – Золотое; 20 – сурьмяные месторождения: 29 – Удерейское; 30 – Раздольнинское; 21 – редкометалльные месторождения. Цифры в кружках: 1 – Верхневороговская грабен-синклиналь, 2 – Уволжский грабен, 3 – Тейско-Чапский прогиб

Fig. 1. Sketch map of Meso-Neoproterozoic rift and intraplate complexes as well as Au and Au-containing U and rare-metal deposits in the Yenisei Ridge (Ishimba and Tatarka fault zones). The inset map shows location of the Yenisey Ridge in enlarged scale of 2 : 1 compared to that of Siberian Craton. Tectonic blocks: I – East (platform) and II – Central blocks of the Transangarian segment; III – South-Yenisey (Angara-Kan) segment, IV – Isakovka and V – Predivinsk island-arc blocks

1 – cover (PZ–CZ); 2, ophiolites and island-arc complexes (NP); 3, 4 – terrigenous and volcanic-terrigenous rift complexes (NP) of the Chingasan (3) and Verkhnyaya Vorogovka (4) groups; 5 – unstratified Precambrian complexes (Kan, Yenisei, Teya, Sukhoi Pit, Tungusik, Chapa Groups); 6–12 – rift and intraplate complexes: 6, Vorogovka, traps (T); 7 – Tatarka, granites, subalkalic leucogranites (~630 Ma); 8, fault carbonatites (~650 Ma); 9 – Chapa, alkali picrites (~670 Ma); 10 – Middle Tatarka, foyates, ijolites, and Zakhrebetnaya, teschenites, nepheline syenites (700 Ma); 11 – Zakhrebetnaya, dikes of alkali syenite porphyries (a) and trachydolerites and camptonites (b) (700 Ma); 12 – Kutukas, leucogranites, subalkalic leucogranites (700–690 Ma); Gurakhta, subalkalic granites, leucogranites, syenites (~700 Ma); 13 – Kovrigino, dikes of rhyolite porphyries (a) and gabbro-dolerites (b) (~750 Ma); 14 – Ayakhta, granites, subalkalic granites, leucogranites (760–750 Ma); 15 – volcanic rocks of the Rybnaya–Panimba belt: Mesoproterozoic picrite basalt–basalt (>1100 Ma) and plagioryhyodacite–basalt (780 Ma) associations; 16 – faults (a), fault zones (b): I – Ishimba; T – Tatarka; 17 – U and Au–U deposits and occurrences: 1 – Kedrovoye; 2 – Olen'ye; 3 – Kutukasskoye; 4 – Yasnoye; 5 – Polyarnoye; 6 – Teyskoye; 7 – Marsalovskoye; 8 – Severo-Teyskoye; 9 – Nogatinskoye i Osinovskoye; 10 – Dubovoye; 18 – Au clusters and gold–quartz deposits: 11 – Sovetskiy; 12 – Aleksandro-Ageyevskiy; 13 – Pereval'ninskiy; 14 – Partizanskiy; 15 – Razdol'ninskiy; 16 – Ayakhtinskiy; 19 – Au clusters and gold–sulfide deposits: 17 – Verkhneye-Yenashiminskiy (Olimpiadinskiy); 18 – Blagodatninskiy; 19 – Titamukhtinskiy; 20 – Yerudinskoye; 21 – Panimbinskoye; 22 – Tovrikul'skoye; 23 – Zolotoy klyuch; 24 – Veduginskoye; 25 – Kvartsevaya gora; 26 – Poputninskoye; 27 – Bogolyubovskoye; 28 – Zolotoye; 20 – Sb deposits: 29 – Uderejskoe; 30 – Razdol'ninskoe; 21 – rare-metal deposits. Circled numbers: 1 – Verkhnyaya Vorogovka graben-syncline; 2 – Urala graben; 3 – Teya–Chapa trough

К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозийскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизьюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Ножкин и др., 2011]. Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридионального простирания [Лиханов и др., 2013а; Козлов и др., 2020]. Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004]. Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений [Likhanov, Santosh, 2017; Likhanov et al., 2018].

Гранитизированные гнейсы и сланцы раннедокембрийского кристаллического основания обнажаются только на поднятиях в Центральном блоке. Большая часть площади кристаллического основания перекрыта мезо-неопротерозойскими метавулканогенно-осадочными комплексами, прорваными гранитоидами. Восточный блок амагматичный и представляет собой опущенный сегмент западной окраины Сибирского кратона, кристаллический фундамент которого перекрыт мезо-неопротеро-

зийскими метакарбонатно-терригенными толщами общей мощностью около 10–14 км. Исаковский террейн представлен неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами [Лиханов и др., 2018; Козлов и др., 2019].

В Центральном блоке в конце палеопротерозоя в бассейнах шельфового типа накапливались высоко-глиноземистые и углеродистые терригенные отложения с повышенной (10–15 мг/т) концентрацией золота, а в зонах рифтогенеза формировались породы габбро-долеритовой формации с содержанием Au 3–5 мг/т, в сульфидизированных разностях до 0,5 г/т.

Центральный металлогенический пояс расположен в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов, отделяющих Центральный блок от Восточного (см. рис. 1). Здесь многократно и наиболее контрастно проявлены тектоно-магматические процессы. На основе геологических и изотопно-геохимических данных выделены (в млрд лет) мезо-протерозойский (1,6–1,05), ранний (1,05–0,8) и поздний (0,8–0,6) неопротерозойский этапы магматизма и эволюции земной коры Енисейского кряжа.

В раннемезозойское время в результате деструкции и растяжения земной коры на юго-западе Сибирского кратона произошло формирование Татарско-Ишимбинской и других систем разломов, заложение перикратонного прогиба и последующее формирование терригенных и карбонатно-терригенных осадочных серий общей мощностью от 10 до 13–14 км. На Енисейском кряже были сформированы рифтогенные базитовые ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и образованы мощные толщи тонкозернистых осадков сухопитской серии [Ножкин и др., 2011]. Золотом оказа-

лись наиболее обогащены отдельные горизонты углеродисто-терригенных сланцев (от 5–10 до 60 мг/т), а также пикробазальт-базальтовой (4–9 мг/т) ассоциации. Повышенный интерес к магматическим ассоциациям вулканического пояса обусловлен пространственной сопряженностью пояса и главных золоторудных районов Центральной металлогенической зоны. В вулканогенно-осадочных толщах и субвулканических интрузиях этого пояса размещены месторождения и рудопроявления золота, сурьмы и колчеданных руд [Ножкин и др., 2011; Неволько, Борисенко, 2009].

В начале неопротерозоя терригенные толщи сухопитской серии в связи с гренвильской орогенией были подвержены деформациям, метаморфизму и гранитизации, причем наиболее интенсивно в Татарско-Ишимбинской системе разломов. В более раннюю синколлизионную эпоху (1050–950 млн лет) этого этапа сформированы гранитогнейсовые купола тайского типа. На этом же этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвильским возрастом при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C/km}$ [Likhonov et al., 2004; Likhonov, 2019, 2022]. В следующую позднеколлизионную эпоху (880–860 млн лет) были образованы калий-натровые гранитоидные plutоны каламинского типа, сложенные гранодиоритами и низкощелочными гранитами [Reverdatto et al., 2019]. В обширном контактовом ореоле, в зоне воздействия этих plutонов на вмещающие черносланцево-терригенные толщи, сформированы дорудные метасоматиты, среди которых размещены более поздние по времени образования золоторудные поля и месторождения. В эту же позднеколлизионную эпоху происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических микроклиновых гранитогнейсов, гнейсогранитов и лейкогранитов. Если гранитоиды имеют явно магматическое происхождение [Лиханов, 2003], то для первого и второго этапа развития гранитогнейсовых куполов ведущим процессом является метасоматическая гранитизация, сопровождающаяся привносом K, U, Th, легких РЗЭ [Ножкин, Туркина, 1982; Ножкин и др., 1999, 2011]. Позднее зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) [Лиханов и др., 2006] коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходит прогрессивное замещение *And*–*Ky±Sil* и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних ме-

таморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста источников сноса [Лиханов, Ревердатто, 2002; Лиханов и др., 2008a]. Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости [Likhonov, Santosh, 2019]. Генетически метаморфизм умеренных давлений кианитовых сланцев связан с заключительной эпохой эволюции коллизионного орогена с формированием надвигов [Лиханов и др., 2009; Козлов и др., 2020]. Образование кварцево-жильных зон (месторождение Советское, Эльдорадо и др.) (830–820 млн лет) вполне коррелирует с эпохой формирования шарьяжно-надвиговых структур. По времени все эти события – деформации, гранитообразование, метаморфизм – могут соответствовать завершающей эпохе гренвильской орогении.

Заключительный этап эволюции орогена сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C/km}$, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остывть среды [Лиханов и др., 2008b; Лиханов, 2020]. Это доказывается тем, что заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родния [Лиханов и др., 2013].

Исследование неопротерозойских комплексов позднего этапа представляет особый интерес, поскольку с тектономагматическими процессами данного периода связано формирование золотого и золото-уранового оруденения. В постколлизионный неопротерозойский этап формируется ряд прогибов, в том числе рифтогенных. Более ранние из них (Верхневороговский, Глушихинский, Каильбинский) развиты в пределах Центрального блока Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхнего, киргитецкого горизонта тунгусикской серии, сформированными после длительного пере-

рыва и глубокой эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейско-Чапский, Уволжский, Приангарский) сложены в нижней части преимущественно субаэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней – морскими терригенно-карбонатными и карбонатными флишоидными отложениями. Наиболее многократно неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм проявился в зоне Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. В той же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма, а также все золоторудные и урановые месторождения Центрального металлогенического пояса Енисейского кряжа. Здесь выделяются четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождающихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 670–650 млн лет [Ножкин и др., 2008]. Продукты вулканизма этих эпох представлены плагиориодицит-базальтовой (возраст в млн лет) (780), риолит-базальтовой (750), трахибазальт-трахитовой (700) и щелочнопикритовой (670–650) ассоциациями [Ножкин и др., 2011]. Проявление вулканизма и сопутствующего интрузивного магматизма (дайки и штоки кварцевых порфиров, габбро-долеритов, щелочных сиенитов, щелочных пикритов, массивы субщелочных гранитов) происходило синхронно с накоплением терригенных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий. Вулканогенно-осадочные комплексы этих уровней формировались в узких приразломных прогибах-грабенах, носящих явные признаки рифтовых структур.

Плагиориодицит-базальтовая ассоциация распространена в пределах Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. В вулканогенно-осадочных породах рыбинской толщи, сложенной кислыми вулканитами и черными углистыми сланцами с повышенной фоновой золотоносностью, в основном и сосредоточено золотое оруденение месторождения Попутнинское и ряда других зон.

Риолит-базальтовая ассоциация развита в пределах Верхневороговской грабен-синклинали на северо-западе Центрального металлогенического пояса. Это типичная рифтогенная структура с широким проявлением бимодального внутриплитного магматизма. Кислые вулканиты и вмещающие субаэральные туфогенно-терригенные отложения обогащены U (4–20 г/т), Th (25–80 г/т) и Au (8–20 мг/т). В вулканогенно-терригенных образованиях синклинали расположены урановые месторождения и рудопроявления (Кедровое, Оленье и др.), отличающиеся повышенной золотоносностью.

Трахибазальт-трахитовая ассоциация слагает верхние горизонты чингасанской серии, выполняю-

щей наложенную мульду в центральной части Верхневороговской грабен-синклинали. В пределах мульды размещены субвуликанические массивы щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, дайки трахиодолеритов и сиенит-порфиров (захребетнский комплекс). Юго-восточнее на продолжении Татарской зоны разломов находится Уволжский грабен, выполненный отложениями чингасанской серии. В них располагаются урановые, золото-уранные зоны (Тейское, Северо-Тейское, Марсаловское и другие рудопроявления), а также месторождение Au (Золотое).

Породы щелочно-пикритовой ассоциации (пикриты, лимбургиты и их туфы) слагают трубы взрыва, дайки и покровы, размещенные в грабенах среди отложений чингасанской и чапской серий.

Таким образом, проявления четырех эпох внутриплитного рифтогенного магматизма пространственно совмещены в пределах единой зоны разломов. На обрамляющих поднятиях одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило становление субщелочных гранитоидов и щелочных интрузий. Так, субщелочные граниты Верхнекаргинского массива имеют U-Pb возраст 753 ± 4 млн лет, аналогичный риолитам (753 ± 6 млн лет) Верхневороговской грабен-синклинали [Ножкин, Ревердатто, 2018]. По петрохимическим признакам эти граниты сопоставимы с анорогенными А-гранитами, характерными для внутриплитных обстановок. К этому же типу относятся и субщелочные А-граниты Аяхтинского и Чиримбинского массивов с абсолютным U-Pb возрастом 760–750 млн лет (Верниковский, Верниковская, 2006), которые расположены южнее, в пределах этой же металлогенической зоны. Синхронно с проявлениями вулканизма трахибазальт-трахитового типа происходит формирование субщелочных А-гранитов кутукасского и нефелиновых сиенитов среднетатарского комплексов; лейкограниты Хребтового массива имеют U-Pb возраст 690 ± 8 млн лет [Ножкин, Ревердатто, 2018], субщелочные граниты Гурахтинского, Панимбинского и щелочные сиениты Среднетатарского массива – 700 млн лет. В следующую эпоху – 670–650 млн лет – происходит становление щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса, щелочных метасоматитов и карбонатитов с промышленно значимой фосфор-ниобиевой минерализацией в зоне Татарского разлома. Наконец, в заключительную вендскую эпоху формируется щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского комплекса (625 млн лет).

Таким образом, формирование внутриплитных и рифтогенных комплексов в пределах западной окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж) проис-

ходило на рубежах 780, 750, 720–700 и 670–650 и 630–620 млн лет. Геохимические характеристики субщелочных базальтов и щелочных пород аналогичны таковым для пород континентальных рифтовых зон и океанических островов, связь которых с плюмами является наиболее обоснованной. Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм в составе магматической провинции длительного полихронного развития связаны с проявлениями плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния [Ножкин и др., 2008]. Полученные геологические и изотопно-геохимические данные имеют фундаментальное значение для периодизации вулканогенно-осадочных и осадочных серий и обоснования эпох рифтогенеза и внутриплитного магматизма в позднем докембрии юго-западной окраины Сибирского кратона. Эти результаты позволяют приблизиться к пониманию природы уникальной золотоносности Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2014, 2018, 2021; Лиханов, 2023]. Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

Методы исследования

Распределение золота в докембрийских метаморфических и интрузивных породах, карбонатно-терригенных отложениях и вулканогенных образованиях изучено на основе частных его определений примерно в 3 300 пробах. Вес пробы в среднем составлял 0,6–1,0 кг. Для каждой пробы отбирался образец, из которого изготавливается шлиф для петрографических исследований. Материал пробы дробился до 1 мм, затем от него отквартовывалась навеска 100 г и истиралась до 200 микрон. Крупный материал использовался для гамма-спектрометрического измерения – определения U (по Ra), Th и K, тонкоизмельченный – для последующих аналитических исследований. Большая часть проб (65 %) проанализирована атомно-абсорбционным методом из навески 2,5 г. Данный метод рекомендован научным советом по аналитическим методам № 237-с для выявления кларковых содержаний золота. Спектрохимическим методом проанализирован (навеска 5–10 г) по усовершенствованной методике с чувствительностью определений $2 \times 10^{-8} \%$ (или 0,2 мг/т) 35 % проб [Цимбалист, 1969]. Пробы анализировались в отделе геохимии и аналитическом центре

ИГМ СО РАН (аналитики В.Г. Цимбалист, В.Н. Ильина, Г.М. Марченко). Нейтронно-активационным методом из навески 0,2–0,3 г (аналитики Р.Д. Мельникова, ИГМ; Л. Ларионова и В.Л. Чесноков, ТПИ) проанализировано 10 % проб, более половины из них продублировано другими методами. Методика нейтронно-активационного анализа описана в работах [Нейтронно-активационный..., 1986; Редкоземельные..., 1988].

В процедуре каждого аналитического метода предусматривался контрольный анализ аттестованных стандартных проб. Сходимость атомно-абсорбционного и спектрохимического методов вполне удовлетворительная, и разница результатов не превышает 20–30 %. Сравнение результатов, полученных этими методами и нейтронно-активационным, показало, что только 20 % проб имеют близкие результаты. В 70 % проб содержание Au, выявленное нейтронно-активационным методом, выше в 1,2–1,8 раза и в 10 % – в 2–3 раза. Аналогичные различия при сравнительном анализе результатов, полученных этим и другими методами, показаны и в работе [Щербаков, 1974]. Такие различия объясняют обычно неполнотой вскрытия минералов в процедуре химической пробоподготовки для анализа. Не исключаются также случайные помехи, вызванные радиоактивностью других изотопов, например Hg, при нейтронно-активационном анализе. Однако эти различия особо не влияют на установление главных тенденций в распределении Au в породах, так как они выявляются в равной мере любым из использованных методов.

Содержание золота в породах докембрейских комплексов Енисейского кряжа

Содержание и особенности распределения Au в породах разных комплексов приведены в табл. 1–5. Содержания Au приведены в мг/т, что соответствует $n \times 10^{-7} \%$. Эти данные позволяют сделать ряд заключений, имеющих не только региональное, но и более общее значение.

Метаморфические породы. Содержания Au показаны в породах канского гранулитового и енисейского (гаревского) амфиболит-гнейсовых комплексов, а также в кристаллических сланцах и филлитах тейской и сухопитской серий, метаморфизованных в основном в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (табл. 1). В метаморфических породах от гранулитовой до зеленосланцевой фаций содержание Au устанавливается в пределах от 0,6 до 3,4 мг/т. Исключение составляют черные углеродистые метаосадки с концентрацией Au в 7–12 мг/т и метаморфизованные магматические породы повышенной основности и железистости (метабазиты) (3,5–5,6 мг/т). Эта осо-

бенность в распределении Au наблюдается в породах разных фаций, что свидетельствует об унаследовании концентраций благородного металла исходных протолитов. Подтверждением данного вывода служит и устойчивое снижение его содержаний в направлении

от амфиболитов высокожелезистого базальтового состава к плагиоклазовым амфиболитам лейко- и андезито-базальтового и далее к ортогнейсам андезитового и дацитового составов в метавулканитах енисейской серии, описанных в работе [Ножкин и др., 2016].

Таблица 1
Золото в метаморфических породах Енисейского кряжа, мг/т
Table 1
Gold in metamorphic rocks of the Yenisei Ridge, mg/t

Комплекс (серия), порода	Метод анализа			
	атомно-абсорбционный		нейтронно-активационный	
	n	$\bar{x} \pm s$	n	$\bar{x} \pm s$
1	2	3	4	5
<i>Канский чарнокит-гранулитовый комплекс (AR)</i>				
<i>Кузеевская толща</i>				
Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы (\pm Би)	36	2,5±0,9	16	3,6 ± 1,9
Гранат-гиперстен-двуполевошпатовые гнейсы	25	2,2±0,8	12	2,9 ± 1,4
Гранатовые гнейсы (\pm Би)	18	3,0±1,6	11	1,7 ± 0,7
Высокоглиноземистые гнейсы (Гр ± Сил ± Корд ± Шп) (метапелиты)	18	3,4±2,2	3	<u>9,9</u> <u>1,5 – 24</u>
Двупироксеновые кристаллосланцы (\pm Гр ± Po) (метабазиты)	47	3,7±0,3	15	4,6 ± 1,1
Чарнокиты автохтонные (эндербиты)	15	1,4±0,3	18	1,9 ± 1,0
Чарнокиты аллохтонные	13	1,7±1,2	7	2,2 ± 1,0
<i>Атамановская толща</i>				
Гранат-биотитовые гнейсы (\pm Квш)	9	2,0±0,6	19	2,4 ± 1,1
Высокоглиноземистые гнейсы (Гр ± Сил ± Корд)	22	2,8±0,4	3	1,5
Двуполевошпатовые гнейсы (Би ± Гип ± Гр)	11	1,8±0,5		
Мигматиты	10	1,3±1,0		
Двупироксеновые кристаллосланцы	4	<u>3,2</u> <u>1 – 6,5</u>	2	<u>8,6</u> <u>1,9 – 15,3</u>
<i>Енисейская, гаревская серии (комплекс) (PR₃)</i>				
Биотитовые гнейсы (\pm Гр ± My ± Сил ± Po) (метапелиты)	76	1,6±0,8	7	<u>5,0</u> <u>1,8 – 24</u>
Мигматиты	13	1,4±0,9		
Мраморы	12	1,8±0,7		
Кальцифиры	5	3,0±0,5		
Амфиболиты состава высокожелезистых базальтов	17	5,6±1,5		
Амфиболиты базальт-лейкобазальтового состава	23	2,6±0,65	10	2,9 ± 0,5
Амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы андезитового и андезито-базальтового состава	7	1,2±0,5		
Ортогнейсы дацитового состава	5	0,6±0,3		
<i>Тейская серия (PR₄)</i>				
Темно-серые углеродистые алевросланцы	14	3,5±0,5		
Черные углеродистые сланцы	25	*12±3,3		
Мраморы	12	*0,9±0,1		
Слюдистые мраморы, кальцифиры	24	*1,1±0,2		
Высокоглиноземистые хлоритоидные сланцы	16	*3,3±0,7		
Биотит-амфиболовые сланцы	14	1,2±0,3		
Гранат-биотит-кварцевые сланцы	30	1,0±0,3		
<i>Сухопитская серия (MP₁)</i>				
Метапелиты Северо-Енисейского района				
Филлитизированные глинистые сланцы и филлиты темно-серые и зеленовато-серые	45	1,6±0,2		
Филлитизированные сланцы черные углеродистые	46	7,2±0,7		
Филлитизированные сланцы и филлиты высокоглиноземистые	28	2,8±0,5		

Комплекс (серия), порода	Метод анализа			
	атомно-абсорбционный		нейтронно-активационный	
	n	$\bar{x} \pm s$	n	$\bar{x} \pm s$
Метапелиты зональных метаморфических комплексов (Уволжско-Тейский, Чапский и др.)				
Филлитизированные сланцы (метапелиты)	80	*1,3±0,1		
Филлиты (Кв ± Хл ± Му)	65	*1,7±0,6	15	2,4 ± 0,5
Гранат-биотит-кварцевые сланцы	45	*0,9±0,3		

Примечание. Здесь в следующих таблицах: n – количество проб, $\bar{x} \pm s$ – среднее содержание и стандартное отклонение. * Содержание Au по данным спектрохимического анализа.

Note. Here and in the following tables: n – number of samples, mean values ($\bar{x} \pm s$) are given with standard deviation. * Au content according to spectrochemical analysis data.

Процессы ультраметаморфизма, сопровождающиеся мигматизацией в условиях амфиболитовой и чарнокитообразованием в гранулитовой фации, приводят к перераспределению Au и, очевидно, к выносу его флюидами в верхние горизонты коры. Об этом свидетельствует снижение концентраций Au в чарнокитах и мигматитах канского комплекса в сравнении с вмещающими гранат-гиперстеновыми высокоглиноземистыми гнейсами (см. табл. 1). Аналогичная тенденция к выносу Au слабо проявлена и в зональных метаморфических комплексах, что можно видеть в его распределении в метапелитах зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фаций сухопитской серии Тейского зонального метаморфического комплекса. Сказанное подтверждается тем, что гранат-биотит-кварцевые кристаллические сланцы заметно обеднены Au в сравнении с филлитами и филлитизированными глинистыми сланцами. Возможно, вынос его происходит в зону филлитов, отличающихся повышенной и более неравномерной концентрацией Au в сравнении с филлитизированными сланцами. В то же время многочисленные данные о содержании золота в однотипных по исходному составу породах, например метапелитах разных фаций или метабазитах, не свидетельствуют об уменьшении его концентраций от зеленосланцевой к гранулитовой фации. В этой связи,

очевидно, нет оснований говорить о выносе золота при региональном метаморфизме такого типа. Напротив, гранат-гиперстеновые и высокоглиноземистые гнейсы метапелитового состава канского чарнокит-гранулитового комплекса более обогащены золотом в сравнении с биотитовыми гнейсами – метапелитами амфиболитовой фации енисейской, филлитами и филлитизированными сланцами зеленосланцевой фации сухопитской серии. Такие соотношения в золотоносности пород разных фациальных серий, несомненно, являются унаследованными от исходных протолитов.

В целом концентрация золота во всех типах метаморфических пород архея и мезопротерозоя, за исключением черных углистых сланцев, находится на уровне средней распространенности благородного металла в метапелитах и метабазитах [Справочник..., 1990; Интерпретация..., 2001].

Вулканогенные образования. Золото определено в вулканических породах рифтогенных структур Рыбинско-Панибинского и Верхневороговско-Чапинского районов, расположенных в центральной зоне вулканизма в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов, а также в вулканитах островодужных комплексов западной зоны – в Исаковском и Предивинском террейнах.

Золото в неопротерозойских вулканогенных породах Енисейского кряжа, мг/т

Gold in Neoproterozoic volcanic rocks of the Yenisei Ridge, mg/t

Вулканическая ассоциация	Район, порода	n	\bar{x}	s	
		1	2	3	4
<i>Центральная зона</i>					
<i>Верхневороговская серия (NP₂)</i>					
Метабазальтовая	Диабазовые порфириты Ортоамфиболиты аподиабазовые Липаритовые порфириты Липаритовые порфириты гидротермально измененные (Кв ± Альб ± Сер ± Хл ± Гем)	24 13 20 8	3,5 1,4 2,3 8–20	3,8 0,6 1,5 –	
Металипаритовая	Кварцевые порфириты, фельзит-порфириты (Нижнее течение р. Б. Пит)	23	1,5	1,2	
Металейкобазальтовая	Лейко- и андезитобазальтовые порфириты Те же породы карбонатизированные	9 28	4,4 1,0	4,3 0,8	

Таблица 2

Table 2

Вулканическая ассоциация 1	Район, порода 2	n	\bar{x}	s
		3	4	5
<i>Захребетнинский комплекс (NP₂)</i>				
Базальт-трахибазальтовая	Базальтовые порфиры Трахибазальтовые и трахиандезитовые порфиры Габбро высокотитанистое	29 15 9	1,9 1,5 3,6	1,6 1,2 1,2
Щелочно-ультраосновная-щелочно-базальтоидная	Пикритовые порфиры, лимбургиты, их туфобрекции Шонкиниты	6 4	3,8 1,5	1,0 —
<i>Рыбинско-Панимбинский пояс Рыбинская толща (NP₂)</i>				
Метаплагиориодазит-базальтовая	Метариолитоиды Метабазальтоиды Сланцы углеродистые	20 23 15	2,5–5,5 4,4–10 10–60	— — —
Метапикритоидная	Метапикробазальты Филлиты кварц-хлорит-серицитовые	18 14	8,5 <u>2 – 25</u> 2,0	— —
<i>Панимбинская толща (MP₂)</i>				
Метапикритобазальтовая	Амфибол-хлоритовые туфы и туфобрекции пикробазальтового состава Хлоритоидсодержащие сланцы Углеродистые сланцы	19 9 18	1,7 3,4 13	— — —
<i>Западная зона Исааковский террейн (толща) (NP₂)</i>				
Метабазальт-ультрамафитовая	Метабазальтовые порфиры, метадиабазы Ультрамафиты прорузыивных тел серпентинового состава	28 38	1,1 3,0–14	0,6 —
Металипарит-андезитобазальтовая	Андезитовые, андезитобазальтовые порфиры Метадацит-липаритовые пирокластиты, туфы, лавы	33 7	1,6 1,2	1,0 0,9
<i>Предивинский террейн Западный блок (NP₃)</i>				
Диорит-плагиогранитная	Гнейсограниты плагиогранитового и гранодиоритового составов	25	1,1	0,4
Метагаббровая	Ортоамфиболиты апогаббровые	15	2,2	0,9
Метабазальт-плагиориолитовая	Амфиболиты апобазальтовые Ортогнейсы плагиориолитовые	24 18	2,5 0,9	0,6 0,3
<i>Восточный блок (NP₃)</i>				
Тоналитовая	Тоналиты	17	1,0	0,3
Метабазальт-трахириолитовая	Метариолиты, метадациты, гранит-порфиры Метабазальты	27 32	1,4 1,2	1,1 0,3
Офиолитовая	Зеленые сланцы апобазальтовые Габбро-амфиболиты Серпентиниты	19 11 7	1,7 2,3 4,1	0,8 1,5 1,9

Обращает на себя внимание пониженное (в 1,5–3 раза) содержание Au в вулканогенных породах островодужных комплексов в сравнении с таковыми рифтогенных структур Татарско-Ишимбинской системы разломов (см. табл. 2). Исключения представляют только серпентинизированные ультрамафиты офиолитов аккреционного пояса с характерной для них более высокой (3,0–14 мг/т) концентрацией Au.

Повышенное содержание Au установлено в метавулканитах базальтового и пикробазальтового состава (4,4–8,5 мг/т) и углеродистых сланцах (10–60 мг/т) рыбинской толщи Рыбинско-Панимбинского пояса. Однако в туфах и туфобрекциях пикробазальтового состава, расположенных севернее в панимбинской толще, величина примеси Au значительно меньше (~1,7 мг/т). В зеленосланцево измененных метабазитах (диабазовых и лейкобазальтовых порфириях, габбро-идах) Верхневороговской грабен-синклинали содержание Au (3,5–4,4 мг/т) соответствует кларковому –

средней распространенности, установленной для базитов [Интерпретация..., 2001]. В субщелочных базальтах и трахибазальтах концентрация Au в 2 раза меньше (1,5–2 мг/т). Снижение содержаний Au в базитах (до 1,0–1,5 мг/т) происходит в процессе их амфибилизации и карбонатизации (см. табл. 2).

Осадочные отложения. Содержания Au определено в поздненеопротерозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложениях чингасанской серии (табл. 3). В песчаниках и алевролитах серии средние содержания Au варьируют в основном в пределах от 1,2 до 2 мг/т, в аргиллитах заметно выше (до 3,0 мг/т). Весьма низкая концентрация Au (0,5–0,8 мг/т) наблюдается в кварцевых и известковистых песчаниках. В чистых светло-серых доломитах и известняках содержание Au минимальное (0,4–0,8 мг/т), в глинисто-алевритистых и железисто-алевритистых их разновидностях несколько выше (1,2–2,0 мг/т). Этот факт может свидетельствовать о преимуще-

ственной связи Au с терригенной составляющей пород. Очевидно, что концентрация Au происходила здесь двумя путями: осаждением на минералах глинистых частиц и оксидах железа, являющихся хорошими сорбентами растворенного Au, а также механически в составе обломков горных пород и минералов. Повышенная примесь Au (3,7 мг/т) при равномерном его распределении отмечается в темно-серых битуминозных доломитах. Подобная обогащенность золо-

том битуминозных пород подчеркивалась многими исследователями [Краускопф, 1958; Коротеева, Поликарпочкин, 1968; Аношин и др., 1969]. Обусловлена она, очевидно, сорбией Au органическим веществом из морской воды. В толще тиллитоподобных пород суктальминской свиты минимальные содержания Au установлены в туфах трахибазальтов и известковистых песчаниках оселкового типа (0,5–0,6 мг/т), а максимальные (2,8 мг/т) – в аргиллитах.

Таблица 3

Золото в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях чингасанской серии (NP₂) Енисейского кряжа, мг/т

Table 3

Gold in terrigenous and terrigenous-carbonate deposits of the Chingasan series (NP₂) of the Yenisei Ridge, mg/t

Свита	Участок, толщца, порода	n	\bar{x}	s		
		1	2	3	4	5
Немчанская	Конгломераты, гравелиты	8	1,5	0,6		
	Песчаники кварц-полевошпатовые	15	1,3	0,3		
	Алевролиты, аргиллиты	13	1,4	0,3		
	Доломиты	3	0,4	–		
Подъемская	Конгломераты	3	1,2	–		
	Песчаники полимиктовые	21	2,0	1,2		
	Песчаники кварцевые	8	0,8	0,4		
	Алевролиты железисто-известковистые	16	1,9	1,5		
	Доломиты	4	0,8	–		
	Доломиты железисто-алевритистые	18	2,0	1,1		
	Известняки	36	0,6	0,2		
Суворовская	Известняки железисто-алевритистые	34	1,8	0,5		
	Конгломераты, гравелиты	11	1,3	0,2		
	Песчаники, алевролиты	27	1,1	0,3		
	Аргиллиты глинисто-железистые	8	3,0	0,8		
Суктальминская	<u>Флишоидная</u>					
	Песчаники полимиктовые	40	1,3	0,6		
	Алевролиты известковистые	22	1,6	0,8		
	Аргиллиты	27	1,3	0,4		
	<u>Тиллитоподобные породы</u>					
	Песчаники известковистые	9	0,5	0,2		
	Аргиллиты	12	2,8	0,3		
	Туфогенная алеврито-глинистая масса	9	1,3	0,4		
	Туфы трахибазальтов	5	0,6	0,4		
Карьерная	Конгломераты	26	1,9	0,8		
	Песчаники кварцевые с глауконитом	35	1,5	0,9		
	Алевролиты, аргиллиты	18	1,1	1,0		
	Доломиты	8	0,4	0,1		
Лопатинская	<u>Терригенно-карбонатная</u>					
	Доломиты светло-серые	20	0,4	0,1		
	Доломиты темно-серые битуминозные	22	3,7	0,8		
	Доломиты глинисто-алевритистые	11	1,2	0,2		
	<u>Терригенная красноцветная</u>					
	<u>Уволжский грабен</u>					
	Конгломераты, песчаники	44	3,7	2,6		
	<u>Тейский прогиб</u>					
	Конгломераты, гравелиты	15	2,5	1,5		
	Песчаники	17	7,2	6,0		
	Алевролиты	14	4,3	5,0		
	<u>Таловский грабен</u>					
	Конгломераты, гравелиты	22	3,7	2,6		
	Песчаники	17	5,6	3,7		
<u>Терригенная зеленоцветная</u>	<u>Уволжский грабен</u>					
	Конгломераты, песчаники	24	4,1	2,3		
	Алевролиты	6	7,2	2,7		

Наиболее обогащены Au (5,6–7,2 мг/т) базальные конгломераты и песчаники лопатинской свиты, залегающие в Уволжском, Таловском грабенах и Тейском прогибе. Эти структуры расположены в пределах Татарско-Ишимбинской зоны разломов на севере Центрального золотоносного пояса и сформированы гораздо позже времени образования основных золоторудных месторождений [Ножкин и др., 2011], которые могли быть источником Au для базальных отложений лопатинской свиты. Средне- и мелкогалечниковые конгломераты этой свиты, включающие кварцевую гальку, характеризуются весьма неравномерным распределением благородного металла, что обусловлено наличием здесь в основном кластогенного золота. Разброс частных его значений изменяется от 1,0 до 120 мг/т. Среднее содержание Au в этих породах составляет 8,5 мг/т, а без учета аномальных значений – 3,7 мг/т. Песчаники и алевролиты этой свиты отличаются заметно повышенной (7,2 мг/т) концентрацией Au. В целом в базальных терригенных отложениях среднее содержание Au в 3,5–5 раз превышает кларковые значения для осадочных пород [Интерпретация..., 2001]. В породах вышележащих свит среднее содержание благородного металла резко снижается и примерно соответствует кларковой величине. В карбонатных осадках существенное влияние на процессы концентрации золота оказывает примесь терригенного материала, железистого и органического вещества.

Инtrузивные комплексы. В гранитах разных комплексов протерозоя кларковые содержания Au определяются в пределах 0,5–1,5 мг/т; в плагиогранитах и гранодиоритах немного выше (1,8–2,5 мг/т), в диоритах концентрация Au возрастает до 5–11 мг/т. Следовательно, натровые граниты более обогащены золотом в сравнении с калиевыми; кроме того, существенно возрастает концентрация золота в

гибридных разностях диоритового состава, возникающих при взаимодействии гранитной магмы с более ранними базитами. Примером таких пород могут служить диориты Татарского, Каламинского и Канского массивов (табл. 4). Минимальное содержание Au (0,5–0,8 мг/т) отмечается в лейкогранитах и гранитогнейсах, обедненных фемическими компонентами в процессе магматической дифференциации или гранитизации метапелитов. Устойчиво повышена примесь Au в сравнении с гранитами в габброидах и пироксенитах Зимовейнинского массива, диабазах малых интрузий и даек. В щелочных породах разных комплексов фоновая концентрация Au примерно такая же, как и в гранитах.

Породы золотоносных зон. Среди метаморфических, вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов резко выделяются породы золотоносных районов – филлиты, и граниты в контуре рудных полей и жильных зон, в разной степени гидротермально измененные (см. табл. 5). Для них характерны повышенные концентрации и дисперсии в распределении Au, что кажется вполне естественным, поскольку они подвержены гидротермальным изменениям, в той или иной степени генетически связанными с рудоносным процессом. Средние содержания золота по данным многочисленных анализов в филлитах рудных полей и зон составляют 7 и 39 мг/т, в гранитах золотоносных районов – 12 и 79 мг/т. Особый интерес представляют метасоматически измененные породы нетрадиционных золотоносных районов, например, ураноносных зон Уволжско-Ногатинской и Верхневороговской площадей. Среднетемпературные березиты и эйситы явно отличаются повышенной (в среднем $7,4 \pm 5,1$ мг/т) концентрацией и дисперсией Au. В сульфидизированных разностях содержание Au достигает более 1 500–2 000 мг/т.

Золото в породах интрузивных комплексов Енисейского кряжа, мг/т

Gold in the rocks of the intrusive complexes of the Yenisei Ridge, mg/t

Таблица 4

Table 4

Комплекс, массив, порода	Метод анализа			
	атомно-абсорбционный		нейтронно-активационный	
	n	$\bar{x} \pm s$	n	$\bar{x} \pm s$
1	2	3	4	5
Таракский комплекс (PR_3)				
Таракский массив				
Плагиограниты эндоконтактовой зоны	7	$1,3 \pm 0,3$	18	$1,8 \pm 0,4$
Граниты	25	$0,8 \pm 0,15$		
Березовский массив				
Гранодиориты биотитовые (\pm Гип)	9	$1,8 \pm 0,9$	11	$\frac{7,3}{1 - 21}$
Лейкограниты	5	$1,3 \pm 0,2$	5	$\frac{3,2}{1 - 10}$
Гаревский массив				
Мигматиты	8	$1,2 \pm 0,3$	3	0,8

Комплекс, массив, порода	Метод анализа			
	атомно-абсорбционный		нейтронно-активационный	
	n	$\bar{x} \pm s$	n	$\bar{x} \pm s$
Гнейсограниты, граниты	10	$1,2 \pm 0,2$		
<i>Зимовейгинский комплекс (PR_3)</i>				
Габбро-нориты	17	$2,8 \pm 0,9$		
Пироксениты	12	$4,4 \pm 1$		
Анортозиты	6	$1,0 \pm 0,3$		
Габбро амфиболизированное	4	63 $1 - 190$		
<i>Тейский комплекс (NP_1)</i>				
<i>Тейский массив</i>				
Гнейсограниты, гранитогнейсы	26	$*0,7 \pm 0,15$		
<i>Абалаковский массив</i>				
Гнейсограниты	15	$0,75 \pm 0,3$		
Лейкограниты	5	$0,7$		
<i>Ягодкинский массив</i>				
Гнейсограниты	10	$1,0 \pm 0,2$	8	$1,1 \pm 0,3$
	11	$3,3$ $0,5 - 15$	9	$3,3$ $0,5 - 21$
<i>Индольский массив</i>				
Гнейсограниты, граниты	14	$1,2 \pm 0,2$		
<i>Гаревско-Тисский массив</i>				
Гнейсограниты, граниты	17	$1,2 \pm 0,2$		
<i>Посольгинский массив</i>				
Гнейсограниты, граниты			25	$1,2 \pm 0,4$
<i>Каламинский комплекс (NP_1)</i>				
<i>Каламинский массив</i>				
Граниты, адамеллиты	22	$*1,3 \pm 1,0$ $0,6 - 9,5$ $3,7$ $1,2 - 10$		
Диориты	7			
Пегматиты, аplitы	16	$1,2 \pm 0,3$		
<i>Рязановский массив</i>				
Гранодиориты, диориты	5	$1,5$ $1 - 3$	6	$2,7$ $1 - 5$
Граниты	15	$0,7 \pm 0,1$		
<i>Каменский массив</i>				
Гранодиориты	5	$1,6$ $0,7 - 2$		
<i>Аяхтинский комплекс (NP_2)</i>				
<i>Аяхтинский массив</i>				
Граниты	9	$1,9 \pm 0,9$		
<i>Чиримбинский массив</i>				
Граниты	40	$0,9 \pm 0,15$		
Плагиограниты	15	$2,3 \pm 1,2$		
<i>Татарский массив (NP_2)</i>				
Граниты	13	$1,4 \pm 0,6$		
Диориты	4	$5,2$		
Лейкограниты	5	$0,7$		
<i>Канский массив (PZ)</i>				
Граниты	7	$1,2 \pm 0,6$	6	$2 \pm 0,2$ 11
Диориты	-	-	6	$10 - 14$
<i>Осиновский массив (NP_3)</i>			5	$1,5$ $0,6 - 2,5$
<i>Глушичинский комплекс (NP_2)</i>				
<i>Гаревский массив</i>				
Лейкограниты	20	$1,1 \pm 0,2$		
<i>Чистопольский массив</i>				
Граниты, лейкограниты			9	$1,2 \pm 0,2$
<i>Стрелковский, Лендахский, Гремихинский, Верхнекимекайский массивы</i>				
Лейкограниты	55	$1,0 \pm 0,3$	7	$2,9 \pm 1,1$
<i>Савинский массив</i>				
Граниты	-	-	15	$3,0 \pm 0,9$

Комплекс, массив, порода	Метод анализа			
	атомно-абсорбционный		нейтронно-активационный	
	n	$\bar{x} \pm s$	n	$\bar{x} \pm s$
Кутукасский комплекс (NP_2)				
Гурахтинский массив	15	$0,85 \pm 0,3$		
Граниты субщелочные				
Ногатинский, Тырыдинский массивы				
Лейкограниты, граниты	28	$*1,23 \pm 0,4$		
Пегматиты	4	$*1,2$		
Кутукасский, Нойбинский массивы				
Лейкограниты субщелочные, аляскиты	18	$\frac{*3,8 \pm 1,3}{2 - 10}$		
Метабазиты малых интрузий и даек				
Апогаббровые ортоамфиболиты индылгинского комплекса (PR_4)	8	$3,3 \pm 2$	4	$3,5$
Диабазы дайковых комплексов (NP_2)	12	$3,2 \pm 1,5$	7	$3,4 \pm 1,3$
Щелочные породы разных комплексов (NP_3-PZ)				
Щелочные сиениты Средневороговского массива			6	$1,3 \pm 0,7$
Сиениты, р. Ягодкина			8	$1,2 \pm 0,2$
Щелочные нефелиновые сиениты, р. Нойба, р. Захребетная	20	$*1,6 \pm 0,7$	6	$3,5 \pm 0,5$
Щелочные сиениты, р. Кия			6	$1,1 \pm 0,1$
Щелочные сиениты, заповедник «Красноярские столбы» (PZ)				
Немкинский комплекс				
Щелочные сиениты			6	$2,5 \pm 1,0$
Трахит-порфиры, кварцевые порфиры			4	1–37
Трахибазальты			1	3,6

Таблица 5
Золото в породах золотоносных зон Главного золоторудного пояса Енисейского кряжа, мг/т

Table 5
Gold in the rocks of the gold-bearing zones of the Main gold ore belt of the Yenisei Ridge, mg/t

Порода	n	\bar{x}	s
Метапелиты золоторудных месторождений			
Филлиты и филлитизированные сланцы в контуре рудного поля	30	7,0	1,7
Филлиты в жильных (рудных) зонах, гидротермально измененные (Кв + Хл + Му + Карб + Сульф.)	38	39	13
Метасоматиты ураноносных зон			
Березиты, эйситы (Кв + Му + Хл ± Альб ± Карб) (Уволжско-Ногатинский, Верхневороговский районы)	103	7,4	5,1
Те же метасоматиты с сульфидами	62	$\frac{35}{1,0 - (> 1500)}$	
Граниты золотоносных районов [Злобин и др., 1984]			
Граниты К-На Каламинского массива (Эльдорадинский район)	40	12	17
Граниты К-На Досеровского массива (Верхне-Енашиминского района)	16	79	103
Граниты К-На Тырыдинского массива	18	14	10

Проведенные исследования кларковой (фоновой) золотоносности докембрийских пород Енисейского кряжа высокочувствительными и достаточно надежными методами позволяют считать, что содержания Au во всех типах осадочных, метаморфических и магматических пород, за исключением черных углеродистых сланцев, находятся на уровне кларковых его значений – средней распространенности в этих породах. Минимальная концентрация Au установлена в доломитах и известняках (0,4–0,6 мг/т), гнейсогранитах и лейкогранитах (0,7–0,8 мг/т), островодужных вулканитах (1,0–1,2 мг/т), чарнокитах и миг-

матитах (1,2–1,3 мг/т). Повышенные значения Au отмечены в двупироксеновых кристаллических сланцах (3,7 мг/т), высокожелезистых базитах (4–5,6 мг/т), пикробазальтах (8,5 мг/т), конгломератах и песчаниках (5,6–8,0 мг/т) базальной пестроцветной формации чингасанской серии. Максимальные содержания Au получены в черных углеродистых сланцах тейской (12 мг/т) и сухопитской (7,8–20 мг/т) серий, рыбинской (10–60 мг/т) и панимбинской (18–20 мг/т) толщ. К многочисленным горизонтам углеродистых сланцев протерозоя приурочены золоторудные тела Главного золотоносного пояса.

Являются ли они источником Au или геохимическим барьером для рудоносных глубинных флюидов – не всегда ясно, возможно, комбинацией того и другого.

Результаты исследования показывают, что Енисейский кряж как крупная золотоносная провинция не выделяется повышенным фоном по Au. Месторождения благородного металла сформированы в пределах единого металлогенического пояса с весьма сложным полицикллическим геологогеохимическим и тектономагматическим развитием.

Геологогеохимические предпосылки формирования золотого и золото-уранового оруденения в Центральном металлогеническом поясе

Все месторождения Au Заангарской части Енисейского кряжа сосредоточены в пределах Центрального металлогенического пояса, в зоне влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов и многократного проявления мезо- и неопротерозойского магmatизма рифтогенного и внутриплитного типа [Ножкин и др., 2011]. Основные золоторудные месторождения, в том числе крупные – Олимпиадинское, Ведугинское, Советское, размещены в углеродистых сланцах нижних свит мезопротерозоя, характеризующихся повышенной (5–10 до 60 мг/т) «фоновой» золотоносностью. Источником золота в них могли быть породные комплексы соседней Тунгусской гранит-зеленокаменной провинции. Попутниковское и ряд других месторождений и рудопроявлений золота находятся в осадочно-вулканогенных толщах Рыбинско-Панимбинского пояса с заметно повышенным (4–10 мг/т) содержанием Au в базитах и пикритах. Ведущие типы золотого оруденения – золото-кварцевый (месторождения Советское, Эльдорадинское, Васильевское и др.), золото-сульфидный (Олимпиадинское, Благодатское, Ведугинское, Боголюбовское, Золотое, Попутниковское и др.), золото-сульфидный (Удерейское, Раздольнинское) [Геология..., 1985; Сердюк, 2004; Ножкин и др., 2011]. На основе геохронологических исследований выявлена корреляция рубежей золотого и золото-уранового рудообразования с основными тектономагматическими событиями в регионе в позднем неопротерозое [Ножкин и др., 2011]. Образование кварцевожильных зон (месторождения Советское, Эльдорадинское и др.) (820–830 млн лет) коррелирует с эпохой формирования шарьяжно-надвиговых структур [Лиханов и др., 2007]. Эпоха формирования золото-арсенопирит-кварцевых руд (775–820 млн лет) близка по времени заложения рифтогенных структур, формирования риодацитов (780 млн лет) Рыбинского участка. Образование золотосульфидных

руд (711–720 млн лет) по времени совпадает с заложением и эволюцией рифтовых структур (Уволжский грабен) (700–720 млн лет), проявлением внутриплитного гранитоидного и щелочного магматизма (700–690 млн лет). Эпоха золото-сульфидного оруденения сопряжена с этапом заложения приразломных грабенов и внедрением щелочно-ультраосновных и субщелочных гранитоидных интрузий (630–670 млн лет).

Для формирования золоторудных месторождений существенное значение имеют следующие геологогеохимические предпосылки:

1) размещение месторождений в металлогеническом поясе между Ишимбинской и Татарской зонами разломов;

2) проявление основного магматизма в этих зонах на границе PR₁ и PR₂ (индыглинский комплекс) и в мезопротерозое с формированием в троговой структуре Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса с повышенным содержанием Au в базитах и пикритах;

3) стратиграфический и литологический контроль оруденения (терригенные и карбонатно-терригенные золотоносные углеродистые сланцы тейской и нижних свит сухопитской серии), развитого в троговой структуре и связанного с гидротермальными процессами этапов постколлизионного внутриплитного магматизма;

4) повышенные содержания Au в базитах, пикритах, кислых вулканитах K-Na типа и диоритах, черных углеродистых сланцах;

5) проявление коллизионного K-Na гранитоидного (~850 млн лет назад), внутриплитного и рифтогенного плюмового магматизма бимодального, субщелочного и щелочного типов на уровне 780, 750, 700 и 650 млн лет;

6) развитие рудообразующих и рудоконцентрирующих систем, формирующих экономически значимые месторождения.

Повышенный экономически значимый интерес может представлять золото-урановое оруденение, развитое в рифтогенных вулканогенно-осадочных образованиях верхневороговской (Верхневороговская грабен-синклиналь) и в терригенных отложениях чингасанской (Уволжский грабен, Индольские структуры) серий, а также в подстилающих комплексах зон структурно-стратиграфического несогласия в обрамлении рифтогенных структур [Ножкин, 1990]. В Верхневороговской структуре выделяются три типа золото-урановой минерализации: 1) золотоносные урановорудные песчаники оленьевинской свиты (тип месторождения Кедровое); 2) золотоносные урановорудные кислые эфузивы и туфогенно-терригенные породы ковригинской свиты

(тип месторождений Оленье); 3) уран-золотоносные конгломераты ковригинской свиты. Оруденение связано с гидротермально измененными (кварц + хлорит + серицит + сульфиды) породами. Рудные тела первых двух типов имеют мощность от 0,5–2 до 5 м, содержание U в среднем от 0,08 до 0,2 %, Au – 0,5–2 до 10, изредка 20–29 г/т. В конгломератах содержание U 0,02–0,06 %, Au от 0,1–0,5 до 1 г/т. Рудная минерализация всех трех литологических типов вкрапленная, прожилково-вкрапленная. Рудные минералы представлены браннеритом, урановой смолкой, сульфидами и самородным золотом.

В пределах ЮЗ обрамления Верхневороговской грабен-синклинали золото-урановая минерализация развита в углеродистых кварцитах и сланцах гаревской толщи (PR₁) (тип рудопроявления Ясное). Оруденение находится во внешнем ореоле гранитогнейсового купола. Рудные тела мощностью 2–3 м, с концентрацией U от 0,03–0,1 до 0,3 % и Au – 1,0–1,5 г/т содержат вкрапленность уранинита, браннерита, прожилки сульфидов: пирротина, халькопирита, пирита, молибденита, галенита с включениями золота. В разломе, ограничивающем Верхневороговскую структуру, находится месторождение Кутукасское. Пластообразные тела мощностью до 3 м рудной зоны содержат U до 0,5 % и Au от 0,1–3,8 до 10–22 г/т. Урановая минерализация представлена реликтами уранинита, урановой смолки. Преобладают вторичные соединения U, а также сульфиды, включающие Au. Урановая минерализация связана с формированием гранитогнейсового купола, а золото-сульфидная – с последующим процессом гидротермального метаморфизма, проявившимся вдоль зоны разлома [Ножкин, 1990].

Структуры Верхневороговского района находятся в области сочленения Татарско-Ишимбинской системы разломов. Юго-восточнее, на продолжении Татарской зоны разломов находится Уволжский грабен. Здесь уранорудными и золотоносными являются гидротермально измененные конгломераты и песчаники лопатинской свиты чингасанской серии, а также филлиты, развитые вдоль зоны разломов, ограничивающих грабен [Долгушин, 2009]. Серицитизированные и пиритизированные конгломераты и песчаники (березитового типа) распространены вдоль зоны разломов, ограничивающих Уволжский грабен, прослеживаясь на расстоянии около 85 км от долины р. Индола (приток р. Тя) до р. Чапа. К ним приурочены Тейское, Северо-Тейское, Березовское, Золотое и другие рудопроявления урана, а также Осиновское и Ногатинское месторождения урана в терригенных породах грабена, гранитоидах и метаморфических сланцах, контактирующих по надвигу с отложениями грабена. На продолжении этой же

зоны располагаются уникальные золоторудные месторождения Олимпиадинское, Благодатное и ряд других месторождений и рудопроявлений золота (см. рис. 1). Урановая минерализация района Уволжского грабена представлена урановой смолкой, коффинитом. Содержание урана в рудах 0,03 %, реже 0,1–0,4 %. Содержание Au в гидротермально измененных породах 0,05–0,1 г/т, в сульфидизированных разностях от 1,6–2 до 9,0 г/т (Тейское рудопроявление) [Ножкин и др., 1971].

Наиболее важными геолого-геохимическими предпосылками для формирования и прогнозирования золото-уранового и уранового оруденения являются следующие:

- 1) размещение оруденения в раннедокембрийских блоках ранней консолидации, развитых в пределах складчатой области (Центральное и Приенисейское поднятие);
- 2) наличие Na-K гранитогнейсовых куполов полихронного развития, обогащенных U и Th;
- 3) развитие на постколлизионном этапе поздне-неопротерозойских рифтогенных вулканотектонических структур и приразломных впадин с пестроцветными терригенными и золотоносными углеродистыми отложениями с бимодальным, субщелочным и щелочным внутриплитным магматизмом пллюмового типа;
- 4) приуроченность оруденения к краевым частям впадин, перекрывающих гранитогнейсовые купола с субщелочными интрузиями и высоким содержанием U и Th;
- 5) наличие обширных радиогеохимических аномалий и геохимических ореолов Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Bi, As, зон метасоматических изменений березитового, гумбейтового и кварц-гидрослюдисто-карбонатного типов.

Заключение

Приведены результаты исследования докембрийских пород Енисейского кряжа по выявлению в них содержаний золота. Показано, что во всех типах осадочных, метаморфических и магматических пород, за исключением черных углеродистых сланцев, концентрация благородного металла находится на уровне кларковых его значений – средней распространенности в этих породах. Максимальное содержание золота (от 10–20 до 60 мг/т) выявлено в черных углеродистых сланцах тейской, сухопитской серий, рыбинской и панимбинской толщ. К многочисленным горизонтам углеродистых сланцев приурочены золоторудные тела месторождений.

Полученные данные показывают, что Енисейский кряж как крупная золотоносная провинция не выде-

ляется повышенным фоном по Au. Все месторождения золота сосредоточены в пределах единого Центрального металлогенического пояса, в котором имеются благоприятные геолого-геохимические предпосылки для формирования золотого и золото-уранового оруденения. Важнейшими из них, на наш взгляд, являются: размещение месторождений между Татарским и Ишимбинским глубинными разломами в троговой структуре Рыбинско-Панибинского пояса с повышенным содержанием Au в базитах, пикритоидах, углеродистых сланцах; повышенные содержания Au в черных углеродистых сланцах на разных стратиграфических уровнях тей-

ской, сухопитской серий протерозоя, U и Th в гранитогнейсовых куполах, Na-K риолитах и субшелочных гранитах; проявление калий-натриевого гранитоидного (~850 млн лет назад) внутриплитного, рифтогенного плюмового магматизма на уровне 780, 750, 700 и 650 млн лет, приведшего к привносу, перераспределению и концентрации золота и урана; наличие геохимических ореолов Zn, Pb, Ag, Au, Bi, As, зон метасоматических изменений березитового, гумбейтового и кварц-гидрослюдисто-карбонатного типов; развитие рудообразующих и рудоконцентрирующих систем, формирующих экономически значимые месторождения.

Список источников

- Аношин Г.Н., Емельянов Г.М., Пережогин Г.А.** Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана // Геохимия. 1969. № 9. С. 1120–1129.
- Верниковский В.А., Верниковская А.В.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35–52.
- Геология и металлогения Енисейского рудного пояса.** Красноярск : Изд-во СНИИГГиМС, 1985. 291 с.
- Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О.** Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ флюидов, Ar-Ag возраст и продолжительность формирования // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 9. С. 1310–1329.
- Долгушин А.П.** Условия формирования и локализации уранового и золото-уранового оруденения в докембрийских формациях Северо-Енисейского района : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : ИГЕМ РАН, 2009. 21 с.
- Егоров А.С.** Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
- Злобин В.А.** Ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в колчеданоносной панибинской толще докембра Енисейского кряжа и ее геохимическая характеристика // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 49–63.
- Злобин В.А., Пономарева А.П.** Особенности проявления магматической деятельности в золотоносных районах Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 36–45.
- Интерпретация геохимических данных /** под науч. ред. Е.В. Склярова. М. : Интермет Инжиниринг, 2001. 287 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Иванов К.С., Ножкин А.Д., Зиновьев С.В.** Новые данные по возрасту неопротерозойских вулканитов Исаковского террейна Саяно-Енисейского аккреционного пояса (U-Pb, по циркону) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, № 5. С. 521–525.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.** Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54, № 1. С. 62–78.
- Коробейников А.Ф., Миронов А.Г.** Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Новосибирск : Наука, 1992. 215 с
- Коротеева И.Я., Поликарпочкин В.В.** Содержание золота в осадочных породах района Нерчинского завода (Вост. Забайкалье) // Геохимия. 1968. № 11. С. 68–78.
- Краускопф К.** Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. М. : ИЛ, 1958. С. 375–418.
- Кренделев Ф.П.** Перспективы поисков древних металлоносных конгломератов в Сибири // Геология и геофизика. 1965. № 3. С. 3–24.
- Кренделев Ф.П.** Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск : Наука, 1974. 238 с.
- Куликов А.А., Кренделев Ф.П.** Зависимость кларковых значений золота в конгломератах от величины навески // Доклады РАН. 1976. Т. 229, № 5. С. 1216–1219.
- Ли Л.В.** Геохимические особенности распределения золотоносности в Енисейском кряже // Геохимия золота. Ч. 2. Владивосток : ДВГН ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 64–66.
- Ли Л.В.** Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск : КНИИГиМС, 2003. 117 с.
- Ли Л.В., Шохина О.И.** Поведение золота при процессах прогрессивного регионального метаморфизма пород докембра Енисейского кряжа // Геохимия. 1974. № 3. С. 402–410.
- Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 301–312.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского края (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31, № 1. С. 49–80.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 543–560.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52, № 1. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С.** Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55, № 1. С. 41–65.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в Заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.** Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии Наук. 2013а. Т. 450, № 2. С. 199–203.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е.** Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 412, № 6. С. 799–803.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.** Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52, № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тайской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008а. Т. 46, № 1. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады Академии наук. 2013. Т. 450, № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008б. Т. 16, № 2. С. 148–173.
- Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1978. 254 с.
- Миронов А.Г., Ножкин А.Д., Цимбалист В.Г.** Золото в рифейских вулканогенных образованиях Енисейского кряжа // Геохимия золота. Ч. 2. Владивосток : ДВГН ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 49–52.
- Неволько П.А., Борисенко А.С.** Сурьмяная минерализация на золото-сульфидных месторождениях Енисейского кряжа // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 11–14.
- Нейтрально-активационный и рентгенорадиометрический анализ в геологии / под ред. В.А. Боброва, А.Д. Ножкина.** Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО РАН, 1986. 120 с.
- Ножкин А.Д.** Урановое оруденение и золотоносность протерозойских вулканогенно-терригенных пород в зоне несогласия верхневороговской серии (Енисейский кряж) // Геология и геохимия урановорудных провинций Сибири. Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО РАН, 1990. С. 68–91.
- Ножкин А.Д., Гавриленко В.А.** Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембра (на примере верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа). Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1976. 198 с.
- Ножкин А.Д., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские редкометальные субщелочные лейкограниты северной части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480, № 3. С. 315–321.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск : Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 221 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Поведение радиоактивных элементов при формировании гранито-гнейсовых куполов докембра // Доклады Академии наук СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1250–1254.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.
- Ножкин А.Д., Гавриленко В.А., Миронов А.Г.** Гидротермальные изменения и золотоносность грубообломочных отложений лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1971. № 7. С. 24–33.
- Ножкин А.Д., Крендлев Ф.П., Гавриленко В.А., Миронов А.Г.** Распределение золота и радиоактивных элементов в разрезе чингасанской серии Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геохимия и условия образования руд золота и редких элементов. Новосибирск : Наука, 1972. С. 171–188.
- Ножкин А.Д., Крендлев Ф.П., Миронов А.Г.** Золото в магматических и метаморфических процессах на примере северо-восточной части Енисейского кряжа // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск : Наука, 1976. С. 54–70.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибкова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В.** Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1305–1313.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. № 7. С. 666–689.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.** Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 312–332.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А.** Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 10. С. 1384–1406.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. Поздненеопротерозойские островодужные вулканические ассоциации в аккреционном поясе юго-западного обрамления Сибирского кратона (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геохимия. 2020. Т. 65, № 9. С. 861–885.

Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1974. 136 с.

Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембра западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1976. 213 с.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 431, № 4. С. 509–515.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии Наук. 2020. Т. 490, № 2. С. 39–44.

Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО РАН, 1988. 156 с.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогенез Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2010. № 4. С. 371–395.

Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерогенез, и перспективы освоения. Красноярск : КНИИГИМС, 2004. 478 с.

Справочник по геохимии. М. : Недра, 1990. 480 с.

Цимбалист В.Г. Определение микроколичеств золота в разных геологических объектах // Геология и геофизика. 1969. № 1. С. 121–123.

Шахов Ф.Н. Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири. Геология и геофизика. 1961. № 10. С. 89–100.

Шербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1974. 278 с.

Likhonov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 98–115.

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

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

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

Likhonov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22, No. 8. P. 743–762.

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

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

Silyanov S.A., Sazonov A.M., Zvyagina Y.A., Savichev A.A., Lobastov B.M. Gold in the oxidized ores of the Olympiada deposit (eastern Siberia, Russia) // Minerals. 2021. V. 11. P. 190.

References

Anoshin G.N., Emelyanov G.M., Perezhogin G.A. *Zoloto v sovremennykh osadkakh severnoy chasti basseyna Atlanticheskogo okeana* [Gold in Contemporary Sediments of the North Atlantic Basin] // Geokhimiya. 1969. No. 9. pp. 1120–1129. In Russian

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Tectonics and Evolution of the Granitoid Magmatism of the Yenisei Range // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2006. V. 47 (1). pp. 35–52. In Russian

Geologiya i metallogeniya Yeniseyskogo rudnogo poyasa [Geology and metallogeny of the Yenisei ore belt] // Krasnoyarsk : SNIIGGIM Publishing House, 1985. 291 p. In Russian

Gibsher N.A., Tomilenko A.A., Sazonov A.V., Bul'bak T.A., Ryabukha M.A., Sil'yanov S.A., Nekrasova N.A., Khomenko M.O., Shaparenko E.O. The Olimpiada gold deposit (Yenisei Ridge): temperature, pressure, composition of ore-forming fluids, delta³⁴S in sulfides, ³He/⁴He of fluid, Ar-Ar age and duration of deposit formation // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2019. V. 60. No. 9. pp. 1310–1329. In Russian

Dolgushin A.P. *Usloviya formirovaniya i lokalizatsii uranovogo i zoloto-uranovogo orudneniya v dokembriyskikh formatsiyakh Severo-Yeniseyskogo rayona* [Conditions for the formation and localization of uranium and gold-uranium mineralization in the Precambrian formations of the North Yenisei region] Abstract ... dis. cand. geol.-miner. nauk. Novosibirsk : IGEM Publishing House, 2009. 21 p. In Russian

Egorov A.S. *Glubinnoye strojeniye i geodinamika litosfery severnoy Yevrazii (po rezul'tatam geologo-geofizicheskogo modelirovaniya vdol' geotraversov Rossii)* [Deep-seated structure and geodynamics of the lithosphere of Northern Eurasia: evidence from geological-geophysical modeling along the geotraverses of Russia]. St. Petersburg : VSEGEI Press, 2004. 199 p. In Russian

Zlobin V.A. *Assotsiatsiya vysokomagnezjal'nykh vulkanitov v kolchedanonosnoy panimbinskoy tolshche dokembriya Yeniseyskogo kryazha i yeye geokhimicheskaya kharakteristika* [Association of high-Mg volcanics in the pyrite-bearing Panimba sequence of the Precambrian of the Yenisei Ridge and its geochemical characteristics] // Geologiya i Geofizika. 1980. No. 11. pp. 49–63. In Russian

Zlobin V.A., Ponomareva A.P. *Osnobennosti proyavleniya magmaticeskoy deyatel'nosti v zolotonosnykh rayonakh Yeniseyskogo kryazha* [Features of the manifestation of magmatic activity in the gold-bearing regions of the Yenisei Ridge] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1984. No. 10. pp. 36–45. In Russian

- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh / Pod nauch. red. Ye.V. Sklyarova.* [Interpretation of geochemical data / Under scientific ed. E.V. Sklyarov]. Moscow : Intemet Engineering, 2001. 287 p. In Russian
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Ivanov K.S., Nozhkin A.D., Zinoviev S.V. New data on the age of Neoproterozoic volcanic rocks of the Isakovka terrain, Sayan-Yenisei accretion belt (U-Pb, zircon) // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 488. No. 5. pp. 521–525. In Russian
- Kozlov P.S., Filippov Yu.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. Geodynamic model of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei paleosubduction zone (western margin of the Siberian Craton), Russia // Geotectonics. 2020. V. 54. No. 1. pp. 62–78. In Russian
- Korobelnikov A.F., Mironov A.G. *Geokhimiya zolota v endogennykh protsessakh i usloviya formirovaniya zolotorudnykh mestorozhdeniy* [Geochemistry of gold in endogenous processes and conditions for the formation of gold deposits]. Novosibirsk : Nauka. Siberian Branch, 1992. 215 p. In Russian
- Koroteyeva I.Ya., Polikarpochkin V.V. *Soderzhaniye zolota v osadochnykh porodakh rayona Nerchinskogo zavoda (Vost. Zabaykal'ye)* [Gold content in sedimentary rocks of the Nerchinsk plant area (East Transbaikalia)] // Geokhimiya. 1968. No. 11. pp. 68–78. In Russian
- Krauskopf K. *Osadochnyye mestorozhdeniya redkikh metallov* [Sedimentary deposits of rare metals] // Problems of ore deposits. Moscow : Inostrannaya literatura, 1958. pp. 375–418. In Russian
- Krendelev F.P. *Perspektivy poiskov drevnikh metallonosnykh konglomeratov v Sibiri* [Prospects for the search for ancient metal-bearing conglomerates in Siberia] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1965. No. 3. pp. 3–24. In Russian
- Krendelev F.P. *Metallonosnyye konglomeraty mira* [Metal-bearing conglomerates of the world]. Novosibirsk : Nauka, 1974. 238 p. In Russian
- Kulikov A.A., Krendelev F.P. *Zavisimost' klarkovykh znacheniy zolota v konglomeratakh ot velichiny naveski* [Dependence of the clarke values of gold in conglomerates on the size of the sample] // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1976. V. 229. No. 5. pp. 1216–1219. In Russian
- Li L.V. *Geokhimicheskiye osobennosti raspredeleniya zolotonosnosti v Yeniseyskom kryazhe* [Geochemical features of the distribution of gold content in the Yenisei Ridge] // Geochemistry of gold. Part 2. Vladivostok : DVGI DVNTS AN SSSR, 1974. pp. 64–66. In Russian
- Li L.V. *Olimpiadinskoye mestorozhdeniye v kraplenyykh zoloto-sulfidnykh rud* [Olympiada deposit of disseminated gold-sulfide ores]. Krasnoyarsk : KNIIGiMS. 2003. 117 p. In Russian
- Li L.V., Shokhina O.I. *Povedeniye zolota pri protsessakh progressivnogo regional'nogo metamorfizma porod dokembriya Yeniseyskogo kryazha* [Behavior of gold during the processes of progressive regional metamorphism of the Precambrian rocks of the Yenisei Ridge] // Geokhimiya. 1974. No. 3. pp. 402–410. In Russian
- Likhonov I.I. Mineral reactions in high-alumina ferriferous metapelitic hornfelses in connection with the problem of stability of rare parageneses of contact metamorphism // Geologiya i Geofizika. [Russian Geology and Geophysics]. 2003. V. 44. No 4. pp. 301–312.
- Likhonov I.I. Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust // Petrology. 2020. V. 28. No 1. pp. 4–22. In Russian
- Likhonov I.I. Grenville and Valhalla tectonic events at the western margin of the Siberian Craton: Evidence from rocks of the Garevka Complex, Northern Yenisei Range, Russia // Petrology. 2022. V. 30. pp. 49–80. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V. Mass transfer during andalusite replacement by kyanite in Al- and Fe-rich metapelites in the Yenisei Range // Petrology. 2002. V. 10. No. 5. pp. 543–560. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Selyatizkii A.Y. Mineral equilibria and P-T diagram for Fe- and Al-rich metapelites in the KFMASH system (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) // Petrology. 2005. V. 13. No 1. pp. 81–92. In Russian
- Likhonov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. Collision metamorphism as a result of thrusting in the Transangara region of the Yenisei Ridge // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 411. No. 2. pp. 235–239.
- Likhonov I.I., Kozlov P.S., Polyansky O.P., Popov N.V., Reverdatto V.V., Travin A.V., Verschinin A.E. Neoproterozoic age of collisional metamorphism in the Transangular Yenisey Ridge: based on ⁴⁰Ar-³⁹Ar data // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 413. No. 1. pp. 799–803. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Verschinin A.E. Fe- and Al-rich metapelites of the Teya sequence, Yenisei Range: geochemistry, protoliths and the behavior of their matter during metamorphism // Geokhimiya [Geochemistry International]. 2008a. V. 46. No. 1. pp. 20–41. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V. Collision metamorphism of Precambrian complexes in the Transangular Yenisei Range // Petrology. 2008b. V. 16. No. 2. pp. 148–173. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V. Kyanite-sillimanite metamorphism of the Precambrian complexes, Transangular region of the Yenisei Ridge // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2009. V. 50. No. 12. pp. 1335–1356. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V., Nozhkin A.D. Age of blastomylonites of the Yenisei regional shear zone as evidence of the Vendian accretionary-collision events at the western margin of the Siberian Craton // Doklady Earth Sciences. 2013a. V. 450. No. 1. pp. 199–203. In Russian
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. The Neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei Range, as an indicator of extension and breakup of Rodinia // Doklady Earth Sciences. 2013b. V. 450. No. 2. pp. 685–690. In Russian
- Likhonov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton // Geotectonics. 2014. V. 48. No. 5. pp. 32–53. In Russian
- Likhonov I.I., Nozhkin A.D., Savko K.A. Accretionary tectonics of rock complexes in the western margin of the Siberian Craton // Geotectonics. 2018. V. 52. No. 1. pp. 28–51. In Russian
- Likhonov I.I., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. Blastomylonite complexes of the western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): geological position, metamorphic evolution, and geodynamic models // Geotectonics. 2021. V. 55. No. 1. pp. 41–65. In Russian
- Mironov A.G., Nozhkin A.D. *Zoloto i radioaktivnyye elementy v rifeyskikh vulkanogennykh porodakh i produktakh ikh metamorfizma (Yeniseyskiy kryazh)* [Gold and radioactive elements in Riphean volcanic rocks and products of their metamorphism (Yenisei ridge)]. Novosibirsk : Nauka, 1978. 254 p. In Russian

Mironov A.G., Nozhkin A.D., Tsimbalist V.G. *Zoloto v rifeyskikh vulkanogennykh obrazovaniyakh Yeniseyskogo kryazha* [Gold in the Riphean volcanicogenic formations of the Yenisei Ridge] // Geochemistry of gold. Part 2. Vladivostok : DVGI DVNTS AN SSSR, 1974. pp. 49–52.

Nevol'ko P.A., Borisenko A.S. *Sur'myanaya mineralizatsiya na zoloto-sulfidnykh mestorozhdeniyakh Yeniseyskogo kryazha* [Antimony mineralization in gold-sulfide deposits of the Yenisei Ridge] // Razvedka i okhrana nedr. 2009. No. 2. pp. 11–14. In Russian

Neytronno-aktivatsionnyi rentgenoradiometricheskiy analiz v geologii / Pod red. V.A. Bobrova, A.D. Nozhkina. [Neutron activation and X-ray radiometric analysis in geology / Ed. V.A. Bobrova, A.D. Nozhkin]. Novosibirsk : Izd-vo IGG SB RAN, 1986. 120 p.

Nozhkin A.D. *Uranovoye orudieniye i zolotonosnost' proterozoiskikh vulkanogenno-terrigennykh porod v zone nesoglasiya verkhnevorogovskoy serii (Yeniseyskiy kryazh)* [Uranium mineralization and gold content of Proterozoic volcanicogenic-terrigenous rocks in the unconformity zone of the Verkhnevorogovskaya series (Yenisei ridge)] // Geology and geochemistry of uranium ore provinces in Siberia. Novosibirsk: Publishing house of IGG SB RAS, 1990. pp. 68–91. In Russian

Nozhkin A.D., Gavrilenco V.A. *Zoloto i radioaktivnyye elementy v polifatalsial'nykh otlozheniyakh verkhnego dokembriya (na primere verkhnego rifeya i venga severnoy chasti Yeniseyskogo kryazha)* [Gold and radioactive elements in polyfacial sediments of the Upper Precambrian (on the example of the Upper Riphean and Vendian of the northern part of the Yenisei Ridge]. Novosibirsk : Nauka, Siberian Branch. 1976. 198 p. In Russian

Nozhkin A.D., Reverdatto V.V. Neoproterozoic rare-metal subalkali leucogranites from the Northern Yenisei Ridge // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 480. No. 3. pp. 315–321. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M. *Geokhimiya granulitov kanskogo i sharyzhalgayskogo kompleksov* [Geochemistry of granulites from Kansk and Sharyzhalgay complexes]. Novosibirsk : UIGGM Publishing House, 1993. 221 p. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M. *Povedeniye radioaktivnykh elementov pri formirovani granito-gneissovykh kupolov dokembriya* [Behavior of radioactive elements during the formation of granite-gneiss domes of the Precambrian] // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1982. V. 265. No. 5. pp. 1250–1254. In Russian

Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A. Stages of Late Proterozoic magmatism and periods of Au mineralization in the Yenisei Ridge. Russian // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2011. V. 52(1). pp. 158–181. In Russian

Nozhkin A.D., Gavrilenco V.A., Mironov A.G. *Gidrotermal'nyye izmeneniya i zolotonosnost' gruboobломочных otlozheniy lopatinskoy svity yugo-vostochnoy chasti Uvolzhskogo grabena (Yeniseyskiy kryazh)* [Hydrothermal changes and gold content of coarse-detrital deposits of the Lopatinskaya suite of the southeastern part of the Uvolzhsky graben (Yenisei ridge)] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1971. No. 7. pp. 24–33. In Russian

Nozhkin A.D., Krendelev F.P., Gavrilenco V.A., Mironov A.G. Raspredeleniye zolota i radioaktivnykh elementov v razreze chingasanskoy serii Uvolzhskogo grabena (Yeniseyskiy kryazh) [Distribution of gold and radioactive elements in the section of the Chingasan series of the Uvolzhsky graben (Yenisei ridge)] // Geochemistry and conditions for the formation of ores of gold and rare elements. Novosibirsk : Nauka, 1972. pp. 171–188. In Russian

Nozhkin A.D., Krendelev F.P., Mironov A.G. *Zoloto v magmaticeskikh i metamorficheskikh protsessakh na primere severo-vostochnoy chasti Yeniseyskogo kryazha* [Gold in magmatic and metamorphic processes on the example of the northeastern part of the Yenisei Ridge // Gold and rare elements in geochemical processes. Novosibirsk: Nauka, 1976. pp. 54–70.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bibikova E.B., Terleev A.A., Khomentovskii V.V. Riphean granite-gneiss domes of the Yenisei Range: geologic structure and U-Pb isotopic age // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 1999. V. 40(9). pp. 1305–1313. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E. Neoproterozoic rift and within-plate magmatism in the Yenisei Ridge: implications for the breakup of Rodinia // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49(7). pp. 666–689. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Dmitrieva N.V. Late Paleoproterozoic volcanic associations in the southwestern Siberian craton (Angara-Kan block) // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2016. V. 57. No. 2. pp. 312–332. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Savko K.A. Paleoproterozoic Metavolcanosedimentary Sequences of the Yenisey Metamorphic Complex, Southwestern Siberian Craton (Angara-Kan block): subdivision, composition, U-Pb zircon age // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2019. V. 60. No. 10. pp. 1384–1406. In Russian

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I. Late Neoproterozoic island-arc volcanic associations in the accretion belt at the southwestern margin of the Siberian Craton (Predivinsk terrane of the Yenisei Ridge) // Geokhimiya [Geochemistry International]. 2020. V. 58. No. 9. pp. 861–885. In Russian

Petrov V.G. *Usloviya zolotonosnosti severnoy chasti Yeniseyskogo kryazha* [Gold-bearing conditions in the northern part of the Yenisei Ridge]. Novosibirsk : Nauka, 1974. 136 p. In Russian

Petrov V.G. *Zoloto v opornykh razrezakh verkhnego dokembriya zapadnoy okrainy Sibirskej platformy* [Gold in the Upper Precambrian key sections of the western margin of the Siberian Platform]. Novosibirsk : Nauka, 1976. 213 p. In Russian

Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. Mesoproterozoic granitoid magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb evidence // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 431. No. 2. pp. 509–515. In Russian

Popov N.V., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. Proterozoic granitoid magmatism at the southwestern margin of the Siberian platform in the tectonic history of the Angara-Kan block // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 490. No. 2. pp. 39–44. In Russian

Redkozemel'nyye elementy v magmaticeskikh porodakh [Rare earth elements in igneous rocks]. Novosibirsk : Izd-vo IGG SO RAN, 1980. 156 p. In Russian

Sazonov A.M., Anan'yev A.A., Poleva T.V., Khokhlov A.N., Vlasov V.S., Zvyagina Ye.A. Fedorova A.V., Tishin P.A., Leont'yev S.I. *Zolotorudnaya metallogeniya Yeniseyskogo kryazha: geologo-strukturnaya pozitsiya, strukturnyye tipy rudnykh poley* [Gold ore metallogeny of the Yenisei Ridge: geological and structural position, structural types of ore fields] // Journal of the Siberian Federal University. Technics and technology. 2010. No. 4. pp. 371–395. In Russian

Serdruk S.S. *Zolotonosnyye provintsii Tsentral'nnoy Sibiri: geologiya, minerageniya, i perspektivy osvoyeniya* [Gold-bearing provinces of Central Siberia: geology, mineralogy, and development prospects]. Krasnoyarsk : KNIIGIMS, 2004. 478 p. In Russian

Spravochnik po geokhimii [Handbook of geochemistry]. Moscow : Nedra, 1990. 480 p. In Russian

- Tsimbalist V.G. *Opredeleniye mikrokolichestv zolota v raznykh geologicheskikh ob'yektaakh* [Determination of trace amounts of gold in different geological objects] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1969. No. 1. pp. 121–123. In Russian
- Shakhov F.N. *Osnovnyye napravleniya nauchnykh issledovaniy v zolotonosnykh rayonakh Sibiri* [The main directions of scientific research in the gold-bearing regions of Siberia] // *Geologiya i Geofizika*. 1961. No. 10. pp. 89–100. In Russian
- Shcherbakov Yu.G. *Geokhimiya zolotorudnykh mestorozhdeniy v Kuznetskom Alatau i Gornom Altaye* [Geochemistry of gold deposits in the Kuznetsk Alatau and Gorny Altai]. Novosibirsk: Nauka, 1974. 278 p. In Russian
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478, pp. 98–115.
- Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12(11). 402.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300, pp. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328, pp. 128–145.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. No. 8, pp. 743–762.
- Likhanov I.I., Régner J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307, pp. 468–488.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
- Silyanov S.A., Sazonov A.M., Zvyagina Y.A., Savichev A.A., Lobastov B.M. Gold in the oxidized ores of the Olympiada deposit (eastern Siberia, Russia) // Minerals. 2021. V. 11, 190.

Информация об авторах:

Ножкин А.Д., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и магматизма, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

Лиханов И.И., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: likh@igm.nsc.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Nozhkin A.D., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of geodynamics and magmatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: rever@igm.nsc.ru

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

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 05.04.2022; одобрена после рецензирования 10.08.2022; принята к публикации 13.06.2023

The article was submitted 05.05.2022; approved after reviewing 10.08.2022; accepted for publication 13.06.2023

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Научная статья

УДК 551.763.1

doi: 10.17223/25421379/27/6



ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Зинаида Никитична Гнибиденко¹, Владимир Аркадьевич Маринов²,
Александра Викторовна Левичева³, Любовь Геннадьевна Смолянинова⁴, Ирениус Валащик⁵,
Сергей Евгеньевич Агалаков⁶

^{1, 3} Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

^{2, 6} Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия

² Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵ Варшавский университет, Варшава, Польша

¹ gnibidenko@ipgg.sbras.ru

² vamarinov@tnnc.rosneft.ru

³ levichevaav@ipgg.sbras.ru

⁴ lsmol@yandex.ru

⁵ i.walaszczuk@uw.edu.pl

⁶ seagalakov@tnnc.rosneft.ru

Аннотация. Представлены результаты палеомагнитных и магнитостратиграфических исследований верхнего мела северо-востока Западной Сибири, вскрытого тремя скважинами: Харампурской 106П, Западно-Часельской 1П и Ново-Часельской 5П. По результатам биостратиграфических исследований изученные отложения образовались во временном интервале верхний сеноман–маастрихт. По комплексным (палеомагнитным и биостратиграфическим) данным, полученным по трем скважинам, построены магнитостратиграфические разрезы, на основе синтеза которых впервые разработан сводный магнитостратиграфический разрез верхнего мела Пур-Тазовского междуречья. Этот разрез состоит из трех магнитозон: одной прямой $NK_2(sn-st_2)$ и двух обратной (R_1K_2sr и $R_2K_2m_1$) полярности, сопоставленных с мировой шкалой магнитной полярности Огга. Этот разрез будет являться одним из фрагментов регионального магнитостратиграфического разреза (шкалы) верхнего мела всей территории Западной Сибири (ее севера, центральной части и юга). В этом состоит его научное значение. В прикладном отношении разрез позволяет проводить корреляцию и датирование осадочных отложений, а также может быть использован для корректировки региональных стратиграфических схем верхнего мела Западной Сибири, макет которых активно обсуждается.

Ключевые слова: палеомагнетизм, стратиграфия, геомагнитная полярность, магнитозона, верхний мел, Пур-Тазовское междуречье, Западная Сибирь

Источник финансирования: Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00513А и проектов ФНИ № 0331-2016-0032 и 0330-2016-0017; Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007 «Фундаментальные закономерности развития природной среды юга Западной Сибири и Тургая в кайнозое: седиментология осадочных толщ, абиотические геологические события и эволюция палеобиосфера».

Для цитирования: Гнибиденко З.Н., Маринов В.А., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г., Валащик И., Агалаков С.Е. Палеомагнетизм и стратиграфия верхнего мела северных районов Западной Сибири // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 71–91. doi: 10.17223/25421379/27/6

Original article
doi: 10.17223/25421379/27/6

UPPER CRETACEOUS PALEOMAGNETISM AND STRATIGRAPHY OF NORTHERN WESTERN SIBERIA

Zinaida N. Gnibidenko¹, Vladimir A. Marinov², Alexandra V. Levicheva³,
Lybov G. Smolyninova⁴, Ireneusz Walaszczyk⁵, Sergey E. Agalakov⁶

^{1,3} Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^{2,6} Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia

² Tyumen State University, Tyumen, Russia

⁴ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

⁵ University of Warsaw, Warsaw, Poland

¹ gnibidenko@ipgg.sbras.ru

² vamarinov@tnnc.rosneft.ru

³ levichevaav@ipgg.sbras.ru

⁴ lsmol@yandex.ru

⁵ i.walaszczuk@uw.edu.pl

⁶ seagalakov@tnnc.rosneft.ru

Abstract. The article presents the results of paleomagnetic and magnetostratigraphic studies of the Upper Cretaceous of northeast of Western Siberia, opened by three wells: Kharampur 106P, Zapadno-Chaselka 1P and Novo-Chaselka 5P. According to the results of biostratigraphic studies, the studied sediments were formed in the Upper Cenomanian - Maastricht time interval. Based on complex (paleomagnetic and biostratigraphic) data obtained from three wells, magnetostratigraphic sections were constructed based on the synthesis of which a consolidated magnetostratigraphic section of the Upper Cretaceous of the Pur-Taz interfluvium was first developed. This section consists of three magnetozones: one forward $NK_2(sn-st_2)$ and two reverse (R_1K_2ep and $R_2K_2m_1$) polarity, compared with the Ogg world scale of magnetic polarity. The resulting composite section will be one of the fragments of the regional magnetostratigraphic section (scale) of the Upper Cretaceous of the entire Western Siberia (its north, central part and south). This is its fundamental scientific and theoretical significance. From an applied practical point of view, this consolidated section already allows for correlation and dating of sedimentary deposits, and can be used to correct Regional stratigraphic Schemes of the Upper Cretaceous of Western Siberia, the layout of which is being actively discussed.

Keywords: paleomagnetism, stratigraphy, geomagnetic polarity, magnetozone, Upper Cretaceous, Pur-Taz interfluvium, Western Siberia

Source of financing: The work was carried out with the support of RFBR grant No. 19-05-00513A and FNI projects No. 0331-2016-0032 and 0330-2016-0017; Ministry of Science and Higher Education within the framework of the state task FEWZ-2020-0007 "Fundamental laws of the development of the natural environment of the South of Western Siberia and Turgai in the Cenozoic: sedimentology of sedimentary strata, abiotic geological events and evolution of the paleobiosphere".

For citation: Gnibidenko Z.N., Marinov V.A., Levicheva A.V., Smolyninova L.G., Walaszczyk I., Agalakov S.E. (2023) Upper Cretaceous paleomagnetism and stratigraphy of northern Western Siberia // // Geofernye issledovaniya – Geosphere Research. 2. pp. 71–91. doi: 10.17223/25421379/27/6

Введение

В последнее десятилетие нами выполнены детальные палеомагнитные исследования, направленные на разработку магнитостратиграфической шкалы верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Западно-Сибирской плиты. Эти исследования начаты с крайней юго-западной части плиты (Омская впадина) [Гнибиденко и др., 2012, 2014; Лебедева и др., 2013], затем они были продолжены в ее южных и юго-восточных районах (юг Кулундинской впадины, Бакчарский железорудный бассейн) [Гнибиденко и др., 2015, 2017а, 2018а]. В результате этих исследований составлены палеомагнитные разрезы верхнемеловых отложений юга

Омской впадины (скв. 8, 10, 2), Бакчарского железорудного бассейна (скв. С-114, С-124), юга Кулундинской впадины (скв. 23 и 19). Завершающим результатом этих исследований явились корреляционная магнитостратиграфическая схема и региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Западной Сибири [Гнибиденко и др., 2020].

Далее палеомагнитные исследования верхнемеловых отложений были продолжены на север Западной Сибири, где геологический разрез меловых отложений плиты является одним из наиболее полных разрезов Северной Азии. Непрерывность геологической летописи, а следовательно, и полнота палеомагнитной записи являются важными предпосылка-

ми для успешного палеомагнитного изучения верхнего мела на севере Западной Сибири; а синтез комплексных данных по сводным магнитостратиграфическим разрезам севера, центральной части и юга плиты позволит разработать региональную шкалу магнитной полярности верхнемелового фрагмента мезозоя Западной Сибири.

На севере Красноярского края в пределах Енисей-Хатангского мегапрогиба было выполнено комплексное палеомагнитное и биолитостратиграфическое изучение верхнемеловых отложений, вскрытых восемью скважинами (Восточно-Лодочная – 1р, Ванкорская 10 и 13, Хикиглинская, Тагульская 25 и 21, Западно-Тагульская, Сузунская 34) [Гнибиденко и др., 2017б]. Здесь, в верхах долганской и низах дорожковской свит, обнаружены фораминиферы, позволяющие датировать эти отложения нижнетуронским подъярусом верхнего мела (K_{2t_1}). По всему разрезу дорожковской свиты в скважине Восточно-Лодочная 1р обнаружены фораминиферы и иоцерамиды среднетуронского подъяруса (K_{2t_2}) (зона *Inoceramus lamarcki*).

На основании полученных палеомагнитных и палеонтологических данных разработаны магнитостратиграфические разрезы верхнемеловых отложений (долганской, дорожковской и насоновской свит) всех исследованных скважин. Исследованные отложения характеризуются прямой полярностью геомагнитного поля с единичными всплесками обратной намагниченности. Выполнено сопоставление магнитостратиграфических разрезов скважин со шкалой магнитной полярности Ф.М. Градстейна [Gradstein et al., 2012] и магнитостратиграфической шкалой [Дополнения..., 2000]. Прямая полярность геомагнитного поля исследуемых скважин и фаунистические данные позволяют заключить, что время формирования долганской, дорожковской и насоновской свит укладывается в диапазон позднего мела – сеноманский–сантональский века, отвечающий хрону прямой полярности C34 магнитохронологической шкалы Ф.М. Градстейна (~94–88,5 млн лет) и части гиперзоны Джалаал магнитостратиграфической шкалы [Дополнения..., 2000].

Магнитостратиграфические исследования верхнемеловых отложений севера Западной Сибири начаты нами впервые. До сих пор на этой территории подобные исследования не проводились. Верхний мел оставался неизученным, несмотря на пристальное внимание к этому временному интервалу со стороны нефтегазовых компаний в связи с нефтегазоностью отложений данного стратиграфического уровня.

Целью настоящей работы является получение палеомагнитной характеристики верхнемеловых отложе-

ний северо-восточной части Западной Сибири (междуречье рек Пур и Таз) (рис. 1), вскрытых тремя скважинами: Харампурской 106П, Западно-Часельской 1П, Ново-Часельской 5П, и построение на основе синтеза комплексных палеомагнитных и биолитостратиграфических данных сводного магнитостратиграфического разреза верхнего мела Пур-Тазовского междуречья. Этот сводный разрез будет являться в дальнейшем одним из фрагментов шкалы магнитной полярности данного временного интервала, а затем и мезозоя в целом, для всей территории Западной Сибири, ее северных, центральных и южных провинций. Частично результаты этих исследований были опубликованы в Материалах 12-й Международной конференции «Проблемы Геокосмоса» в 2018 г. [Гнибиденко и др., 2018б; Gnibidenko et al., 2018] и в Материалах Всероссийского семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород в Борке в 2019 г. [Гнибиденко и др., 2019].

В процессе исследований получены петромагнитные и палеомагнитные характеристики верхнемеловых отложений, выполнено ступенчатое терморазмагничивание и размагничивание переменным магнитным полем естественной остаточной намагниченности (NRM) пород, установлены состав и природа NRM, построены палеомагнитные разрезы скважин, переведенные затем в разряд магнитостратиграфических, и разработан сводный магнитостратиграфический разрез верхнего мела по результатам комплексного палеомагнитного и биолитостратиграфического изучения керна трех скважин. Полученные данные ориентированы на разработку опорного регионального магнитостратиграфического разреза верхнего мела севера Западной Сибири.

Материалы и методы исследований

Район исследований находится в пределах Среднепурского наклонного мегажелоба (северная часть Западной Сибири), где верхнемеловой этаж содержит ряд месторождений нефти и газа [Конторович и др., 2001]. Меловая часть разреза мезозоя на севере Западной Сибири представляет мощную толщу отложений, развитую более широко, чем триасовые и юрские отложения. Вопросам стратиграфии верхнемеловых отложений в рассматриваемом районе посвящено большое количество работ [Кулахметов, 1967; Подобина, Таначева, 1967; Булынникова, Трандафилова, 1972; Галеркина и др., 1982; Харитонов и др., 2007]. Разрез сложен преимущественно морскими отложениями, содержащими представительные комплексы фораминифер. Их последовательность является основой биостратиграфии внутренних районов плиты. Распространение стратонов по фораминиферам ограничено пределами Западной Сибири, поэто-

му ярусное расчленение верхнего мела Западной Сибири обосновано относительно редкими находками руководящих форм фауны (аммонитов и двустворчатых моллюсков – иноцерамид).

При определении свитной принадлежности отложений и их стратиграфического положения авторы ориентировались на принятые решением Регионального стратиграфического комитета [Постановления..., 2006] региональные стратиграфические схемы верхнего мела Западной Сибири (РСС). В качестве инструмента биостратиграфического расчленения верхнемелового разреза использована зональная схема по фораминиферам, предложенная В.М. Подобиной [2009].



Рис. 1. Карта-схема местоположения скважин на севере Западной Сибири в Пур-Тазовском междуречье

Условные обозначения: а – скважины, 1 – Харампурская 106П, 2 – Ново-Часельская 5П, 3 – Западно-Часельская 1П

Fig. 1. Location map of wells of the Pur-Taz interfluvium, northern West Siberia

a – wells, 1 – Kharampur 106P, 2 – Novo-Chaselka 5P, 3 – Zapadno-Chaselka 1P

Для палеомагнитного изучения из трех исследуемых скважин отобрано 230 штуков-кернов (стратиграфических уровней – палеомагнитных уровней опробования), из которых изготовлено 670 образцов-кубиков с ребром грани 20 мм. Ориентированные «верх-низ» образцы-кубики отбирались из керна вручную или с помощью пробоотборника А.А. Бишаева из центральной части керна таким образом, чтобы ось Z была направлена по оси керна вниз, горизонтальные оси X и Y – произвольны. Поскольку скважины нефтяные, керн из них отбирался фрагментарно. Из керна скв. 106П мощностью 280 м (1 130–850 м) опробовано 126 м разреза, из керна скв. 5П мощностью 300 м (995–695 м) – 114 м разреза, а из керна скв. 1П мощностью 165 м (985–820 м) опробовано 100 м разреза. Каждый стратиграфический уровень представлен тремя и более образцами-кубиками. Частота опробования составляла в среднем 1 образец на метр.

Исследования включали в себя изучение магнитной восприимчивости (χ) и ее анизотропии, величины естественной остаточной намагниченности (NRM), зависимости магнитной восприимчивости от температуры, определения фактора Кенигсбергера ($Q_n = J_n/J_i$), пошаговую магнитную чистку температурой и переменным магнитным полем, компонентный анализ естественной остаточной намагниченности с целью выделения характеристической (первичной) компоненты намагниченности (ChRM), образовавшейся в процессе формирования пород.

Измерения величины магнитной восприимчивости для построения графиков температурной зависимости магнитной восприимчивости велись на двухчастотном каппаметре Bartington MS2 (США), величины и направления NRM – на спиннермагнитометре JR6A и криогенном магнитометре. Пошаговая чистка температурой и переменным магнитным полем проводилась с помощью немагнитной печи TD48 (США) и размагничивающего устройства

переменного магнитного поля, встроенного в криогенный магнитометр 2G Enterprises (США).

Компонентный анализ палеомагнитных данных осуществлялся с помощью программы Remasoft 3.0 путем анализа и интерпретации диаграмм Зайдервельда [Zijderveld, 1967] и графиков размагничивания.

Местные стратиграфические подразделения и обоснование их возраста

В последние годы появился большой объем кернового материала из верхнемеловых отложений. Существенно модифицированы методики корреляции по данным геофизических исследований скважин (ГИС). На порядок возросла разрешающая способность сейсмостратиграфических работ. В несколько раз увеличилось количество скважин, вскрывших верхнемеловые отложения. Полученные результаты позволили уточнить региональную модель строения верхнего мела, пересмотреть возрастные датировки местных и региональных стратиграфических подразделений [Агалаков и др., 2018]. С.Е. Агалаковым с соавторами создан сводный разрез северо-восточных районов плиты (рис. 2). Обобщены опубликованные палеонтологические материалы по 86 разрезам верхнего мела, изученным в скважинах и естественных выходах. Из керна новых скважин отобран дополнительный палеонтологический материал и выполнен большой объем биостратиграфических исследований. Новые находки представителей ортостратиграфических групп фауны – головоногих и двустворчатых моллюсков (иноцерамид) позволили уточнить стратиграфическое положение и объем литостратонов и биостратонов по фораминиферам.

Построение сводного разреза верхнемеловых отложений северо-востока Западной Сибири, свитное расчленение отложений и корреляция изученных разрезов, по данным ГИС, выполнены С.Е. Агалаковым, определение двустворчатых моллюсков – И. Валащиком, фораминифер – В.А. Мариновым.

В верхнемеловом разрезе выделяются (снизу-вверх) (рис. 2).

Покурская свита, верхняя подсвита сложена чередованием алевритов, глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Палеонтологическая характеристика. Верхние слои свиты содержат раковины двустворчатых моллюсков *Mytiloides* sp. и обедненные комплексы фораминифер с преобладанием вида *Haplophragmium incomprehensis*.

Стратиграфическое положение. Согласно РСС, возраст верхнепокурской подсвиты ограничен сеноманом. Находки в кровле подсвиты иноцерамид *Mytiloides* sp. [Маринов и др., 2019] позволяют вы-

делить в верхней части покурской свиты слои с *Mytiloides* sp., соответствующие верхней части верхнего сеномана – нижнему турону.

Нижняя часть кузнецковской свиты, мамийская и лукияхинская пачки [Решение..., 2004] представлена переслаиванием глин, алевритистых глин и алевритов. В основании свиты находится региональный сейсмоотражающий горизонт Г.

Палеонтологическая характеристика. В нижней части свиты найдены иноцерамиды нижней части нижнего турона *Mytiloides hattini*, *M. kossmati*, *M. mytiloides*, *M. labiatus*; представительный комплекс микрофауны *Gaudryinopsis angustus* нижнего турона. В кровле лукияхинской пачки иноцерамиды представлены видами *Mytiloides mytiloides* и *M. goppelnensis*. Фораминиферы составляют богатый комплекс с *Neobulinina albertensis*.

Стратиграфическое положение. В РСС мамийская и лукияхинская пачки отнесены к нижнему турону, слоям с *Mytiloides labiatus*. Новые находки иноцерамид позволили обосновать выделение слоев по иноцерамидам, сопоставленных с зонами типового разреза нижнего турона в разрезе Пуэбло (Pueblo, Colorado, U.S.A.) [Kennedy et al., 2005]. Состав перечисленных выше видов иноцерамид указывает на соответствие нижней части кузнецковской свиты зоне *Mytiloides mytiloides* нижнего турона. Совместные находки иноцерамид подтверждают принадлежность слоев с *Neobulinina albertensis* к нижнему турону.

Верхняя часть кузнецковской свиты, газалинская и мярояхинская пачки сложены чередованием глин, алевритов и песчаников.

Палеонтологическая характеристика. Нижняя часть газалинской пачки содержит иноцерамид *Inoceramus renngarteni* и комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastata*. В средней части пачки обнаружены двустворки *Inoceramus inaequivalvis*, *I. ex gr. lamarcki*, *?Mytiloides ex gr. incertus*, *I. renngarteni*, комплекс фораминифер с *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis*. Верхняя глинистая пачка, мярояхинская, содержит иноцерамид нижнего конька *Cremnosceramus ex gr. deformis* (?*erectus*), *Inoceramus ex gr. gibbosus*, *I. ex gr. lamarcki* и комплекс фораминифер *Ammobaculites dingus*, *Pseudoclavulina admota*.

Стратиграфическое положение. Согласно РСС, совместный объем газалинской и мярояхинской пачек отвечает среднему и верхнему подъярусам турона и нижней части нижнеконькского подъяруса. Находки иноцерамид *Inoceramus renngarteni* уточняют стратиграфический объем пачек. Нижняя часть газалинской пачки, слои с *Inoceramus renngarteni* и комплексом фораминифер с *Pseudoclavulina hastata* отвечают среднему и нижней части верхнего турона.

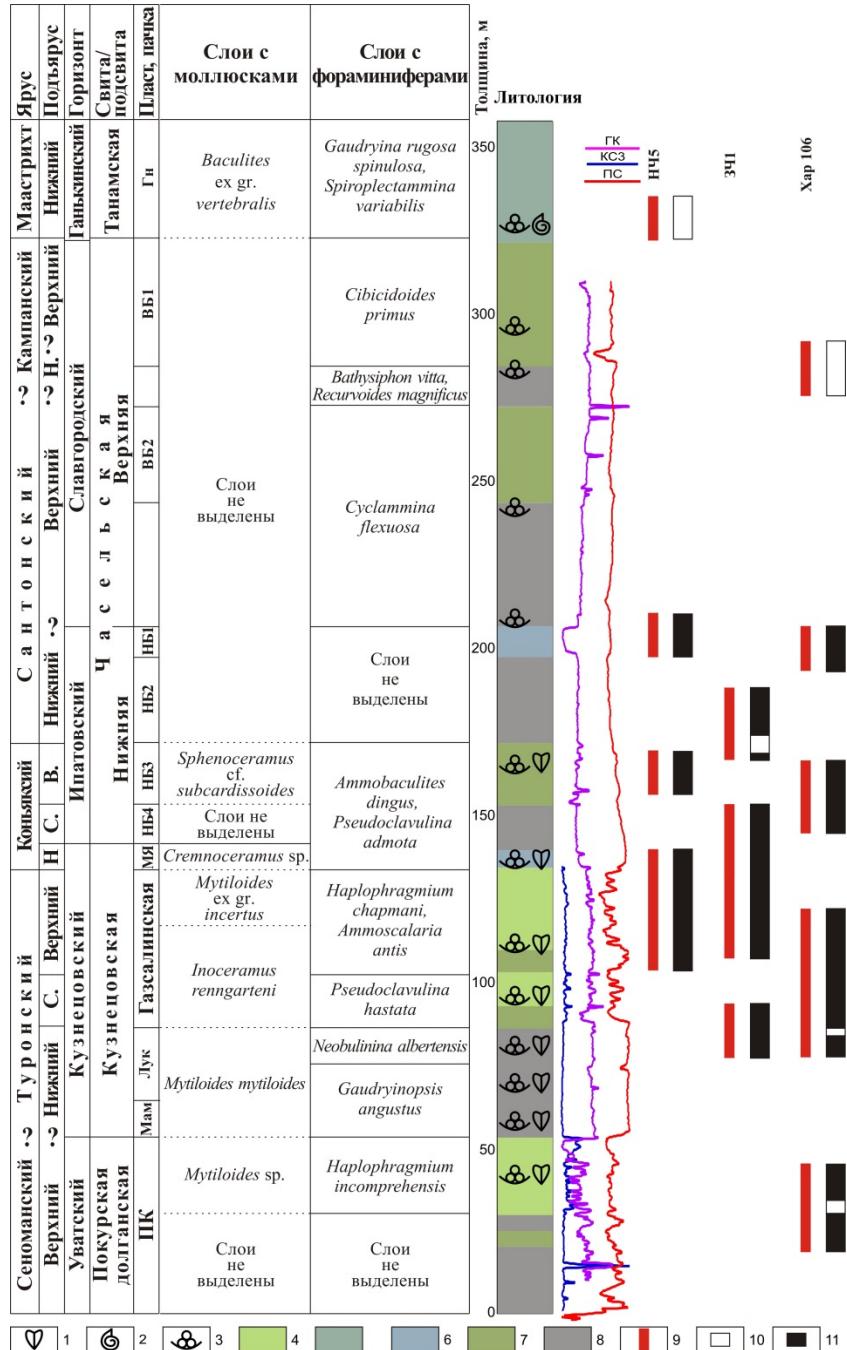


Рис. 2. Палеомагнитная и палеонтологическая характеристика сводного разреза верхнего мела на северо-востоке Западной Сибири

Условные обозначения: 1–3 – точки находок фауны: 1 – двустворчатые моллюски, 2 – аммониты, 3 – комплексы фораминифер; 4–8 – литология: 4 – алевриты, песчаники, 5 – карбонатные глины, 6 – опоки, опоковидные глины, 7 – алевритистые глины, 8 – глины; 9 – интервалы отбора керна; полярности геомагнитного поля: 10 – обратная полярность, 11 – прямая полярность. Сокращения: ГК – гамма-каротаж; КСЗ – кажущееся сопротивление; ПС – спонтанная поляризация; подъярусы: Н. – нижний, С. – средний, В. – верхний; пачки: Мам – мамийская; Лук – лукияхинская, МЯ – мярояхинская; пласти: ПК – покурские, НБ – нижнеберезовские ВБ – верхнеберезовские, Гн – ганькинские; скважины: НЧ5 – Ново-Часельская 5П, ЗЧ1 – Западно-Часельская 1П, Хар106 – Харампурская 106П

Fig. 2. Paleomagnetic and paleontological record of Upper Cretaceous composite section northeastern of West Siberia

1–3 – fauna constrains from inoceramus (1), ammonites (2) and foraminifera (3); 4–8 lithology: 4 – silts, sandstones, 5 – calcareous clays, 6 – opoka, opoka clay, 7 – silty clays, 8 – clays; 9 – cored intervals; 10, 11 = reverse (10) and normal (11) geomagnetic polarity. Abbreviations: GK - gamma-logging; KS3 – apparent resistance; PS – spontaneous polarization; Substage: L. – Lower, M. – Middle, U. – Upper; Bundles: Mam – Mamiyskaya, Luk – Lukiychinskaya, Mi – Miroychinskaya; layers: PK – Pokur, NB – Nizhneberezovo, VB – Verhneberezovo, Gn – Gankino; wells – NCH5 – Novo-Chaselka 5P, ZCH1 – Zapadno-Chaselka 1P, Khar 106 – Kharampur 106P

Верхняя половина газалинской пачки содержит комплекс иноцерамид с *Mytiloides* ex gr. *incertus*, характерный для верхней части верхнего турона Европы, Северной Америки, и Азии [Walaszczyk, 1992; Walaszczyk, Cobban, 1999, 2000; Wiese et al., 2020]. Совместными находками иноцерамид уточнено положение зоны по фораминиферам *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis*, которая ранее относилась к нижнему коньку [Подобина, 2009]. Мяряхинская пачка глин в кровле кузнецовой свиты содержит комплекс иноцерамид нижнего конька *Cremneceramus* ex gr. *deformis* (?*erectus*), *Inoceramus* ex gr. *gibbosus*. В объеме пачки выделяются слои с *Cremneceramus* sp., которые отвечают всему нижеконькому подъярусу, пяти зонам по иноцерамидам *Cremneceramus deformis erectus*; *C. waltersdorffensis hannovrensis*; *C. crassus inconstans*; *C. crassus crassus* + *Cremneceramus deformis deformis*; *Inoceramus gibbosus* [Walaszczyk et al., 2013]. Уточнено положение зоны по фораминиферам *Ammobaculites dingus*, *Pseudoclavulina admota*, которая ранее датировалась сантоном [Подобина, 2009]. Находки зонального комплекса фораминифер в мяряхинской пачке указывают на соответствие нижней части зоны конькому ярусу.

Часельская свита, нижняя подсвита сложена чередованием различной мощности слоев глин, опоковидных глин, алевролитов и опок. В основании подсвиты сейсмоотражающий горизонт C_4 .

Палеонтологическая характеристика. Средняя часть нижней подсвиты (пласт НБ3) содержит двусторонки *Sphenoceramus* cf. *subcardissoides*, *Sphenoceramus* sp. ind. и комплексы фораминифер зоны *Ammobaculites dingus*, *Pseudoclavulina admota*.

Стратиграфическое положение. В РСС нижняя подсвита отвечает конькому ярусу (без нижней части нижнего подъяруса) и сантону. Новые данные по иноцерамидам уточняют положение свиты и позволяют сопоставить ее подошву с границей нижнего и среднего подъярусов конька. В средней части подсвиты выделяются слои со *Sphenoceramus* cf. *subcardissoides*, которые сопоставляются с одноименной зоной верхнего конька Северной Америки [Walaszczyk et al., 2017].

Часельская свита, верхняя подсвита сложена ритмичным переслаиванием алевролитов глинистых и глин алевритистых, участками опоковидных. В подошве подсвиты прослежен сейсмоотражающий горизонт C_3 .

Палеонтологическая характеристика. Подсвита содержит представительные комплексы фораминифер. В нижней части подсвиты установлены слои с фораминиферами *Cyclammina flexuosa*, которые являются разновидностью зонального комплекса

Cribrostomoides exploratus, *Ammomarginulina crista*. В средней части подсвиты найден комплекс зоны *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*. Верхняя треть подсвиты по толщине содержит зональный комплекс *Cibicidoides primus* [Подобина, 2009].

Стратиграфическое положение. Согласно РСС, подсвита относится к кампану. В разрезе подсвиты находки руководящих групп фауны неизвестны. Обоснование стратиграфического положения зональных комплексов выполнено В.М. Подобиной (2019а) на основании сопоставления с комплексами микрофауны Северной Америки. Необходимо отметить, что состав фораминифер Сибири и Северной Америки значительно отличается и прямое сопоставление невозможно, поскольку общие зоны отсутствуют. Зона по фораминиферам *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crista* рассматривается в составе верхнего сантонна. Зона *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* сопоставляется с полным объемом нижнекампанского подъяруса [Подобина, 2019а]. Зона *Cibicidoides primus* отнесена к верхнему кампану [Подобина, 2019б].

Танамская свита сложена алевритистыми глинами, участками известковистыми, с прослоями алевролитов и песков. Подошва свиты совпадает с сейсмоотражающим горизонтом C_2 , а ее кровля – горизонтом C_1 .

Палеонтологическая характеристика. Вблизи подошвы свиты найдены аммонит *Baculites* ex gr. *vertebralis*, двусторонки *Entolium* sp., *Oxytoma* cf. *uralica*, и зональный комплекс фораминифер зоны *Gaudryina rugosa spinulosa*, *Spirolectammina variabilis*.

Стратиграфическое положение. В РСС танамская свита отнесена к маастрихтскому ярусу. Находки аммонита близкого к *Baculites vertebralis*, распространение которого ограничено маастрихтом [Klinger, Kennedy, 2001], подтверждают стратиграфическое положение свиты. Подтверждается также принадлежность зоны по фораминиферам *Gaudryina rugosa spinulosa*, *Spirolectammina variabilis* к маастрихтскому ярусу.

Результаты исследований

Отложения покурской, кузнецовой, часельской и танамской свит, представленные в керне (алевриты, алевролиты, песчаники, глины, алевритистые и глины карбонатные, опоки и опоковидные глины) по петромагнитным свойствам весьма неоднородны (таблица). Самые низкие петромагнитные значения имеют глины алевритистые, алевролиты и алевриты глинистые нижнечасельской подсвиты, их магнитная восприимчивость меняется в пределах $1,1 - 25,2 \times 10^{-5}$ ед. СИ, а естественная остаточная намагниченность имеет значения от 0,05 до 1,8 мА/м.

**Петромагнитные параметры верхнемеловых отложений скважин Харампурская 106П,
Ново-Часельская 5П, Западно-Часельская 1П**

**The petromagnetic parameters of Upper Cretaceous deposits Wells Kharampur 106P,
Novo-Chaselka 5P, Zapadno-Chaselka 1P**

Свита (подсвита), порода	<i>N</i> (<i>n</i>)	χ , 10^{-5} ед. СИ	<i>Jn</i> , мА/м	<i>Qn</i>
<i>Скважина Харампурская 106П</i>				
Верхнечасельская подсвита (алевролиты и алевриты глинистые)	13 (41)	<u>11,3–15,7</u> 13,7	<u>0,23–1,40</u> 1,02	0,15
Нижнечасельская подсвита (глины алевритистые, алевролиты и алевриты глинистые)	30 (93)	<u>1,1–10,0</u> 4,9	<u>0,09–1,06</u> 0,39	0,16
Кузнецовская свита (алевролиты и алевриты глинистые, алевриты и алевролиты)	34 (106)	<u>12,3–78,7</u> 19,6	<u>0,59–2,56</u> 1,05	0,11
Покурская свита (песчаники мелкозернистые, алевролиты и алевриты глинистые)	17 (58)	<u>10,5–38,8</u> 22,6	<u>0,66–1,96</u> 1,35	0,12
<i>Скважина Ново-Часельская 5П</i>				
Верхнечасельская подсвита (глины алевритистые, прослои глинистых алевритов и алевролитов)	10 (30)	<u>16,3–24,3</u> 20,9	<u>0,60–1,50</u> 1,04	0,10
Нижнечасельская подсвита (глины алевритистые, алевролиты и алевриты глинистые)	18 (51)	<u>1,8–25,2</u> 9,3	<u>0,07–1,39</u> 0,47	0,11
Кузнецовская свита (глины алевритистые, алевролиты и алевриты)	18 (54)	<u>9,6–171,6</u> 25,4	<u>0,45–53,83</u> 1,93	0,15
<i>Скважина Западно-Часельская 1П</i>				
Часельская свита (чередование глинистых алевритов и алевролитов с алевритами и алевролитами)	52 (153)	<u>6,7–40,7</u> 8,55	<u>0,05–1,75</u> 0,40	0,10
Кузнецовская свита (глины алевритистые, алевриты и алевролиты глинистые)	38 (113)	<u>11,1–107,0</u> 44,6	<u>0,28–6,61</u> 1,84	0,10

Примечание. 1. *N* – кол-во стратиграфических уровней; *n* – число образцов-кубиков; 2. Над чертой – минимальные и максимальные значения магнитных параметров, под чертой – средние арифметические значения (статистика стратиграфических уровней).

Note. 1. *N* is the number of stratigraphic levels; *n* is the number of cube samples; 2. Above the line – minimum and maximum values of magnetic parameters, below the line – arithmetic averages (statistics of stratigraphic levels).

На фоне величин петромагнитных параметров всех изученных пород высокими значениями обладают глины, алевриты и алевролиты глинистые газ-салинской пачки кузнецковской свиты: магнитная восприимчивость варьирует от $9,6$ до $171,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ, естественная остаточная намагниченность имеет значения от 0,28 до 53,8 мА/м. Фактор Кенигсбергера у всех исследованных пород меньше единицы, что косвенно свидетельствует об ориентационной природе их намагниченности [Гужиков и др., 2012; Гужиков, Пронин, 2015] и о преобладании индуцированной намагниченности над естественной остаточной намагниченностью пород. Таким образом, величины петромагнитных параметров исследуемых пород вполне значимы и достаточны, для того чтобы использовать их в дальнейших магнитостратиграфических построениях.

Расчетные величины фактора Кенигсбергера имеют низкие значения. Значения фактора Кенигсбергера (точки) в скв. 1П располагаются главным образом в пределах от $Q_n = 0,1$ до $Q_n = 0,01$, что свидетельствует об облачном распределении (рис. 3).

Такое же распределение наблюдается в скв. 5П. В скважине 106П преобладает линейная зависимость NRM/χ , где точки этих значений располагаются вдоль линии $Q_n = 0,1$, что отражает зависимость величин этих параметров в основном от концентрации магнитных минералов [Жданова, Метелкин, 2014] и характерно для ориентационной намагниченности.

Была оценена анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) исследуемых пород. AMB обычно определяется путем сравнения величин магнитной восприимчивости в трех взаимно перпендикулярных направлениях: K_1 – максимальная восприимчивость;

K_2 – промежуточная восприимчивость; K_3 – минимальная восприимчивость. В упрощенном виде для оценки величины анизотропии нами использовалось соотношение $\max \chi / \min \chi$, которое ввел Т. Нагата [Нагата, 1965]. Степень анизотропии для всех исследованных пород имеет достаточно низкие значения и колеблется в пределах 1–1,04, т.е. не превышает четырех процентов. В терригенных отложениях, с которыми мы в исследуемых скважинах имеем дело, распределение проекций осей эллипсоидов магнитной восприимчивости становится типичным для осадков, формировавшихся в относительно спокойной гидродинамической обстановке. На рис. 4 приведена АМВ алевролитов и алевритов (эти породы составляют большую часть исследуемых отложений) кузнецковской, нижнечасельской и верхнечасельской

свит. Проекции их длинных (K_1), средних (K_2) и коротких (K_3) осей более или менее равномерно распределены вдоль экватора. Следует отметить, что породы кузнецковской и нижнечасельской свит имеют низкие значения магнитной восприимчивости ($4-6 \times 10^{-5}$ ед. СИ), что весьма затрудняет оценку анизотропии магнитной восприимчивости. Все исследованные образцы практически изотропны, отклонения случайны и в пределах ошибки измерений.

Для определения магнитных минералов – носителей намагниченности были получены и проанализированы графики нормального намагничивания (кривые насыщения) и изучена зависимость магнитной восприимчивости от температуры. В верхнемеловых отложениях трех исследуемых скважин присутствуют в основном магнитомягкие магнитные минералы (рис. 5).

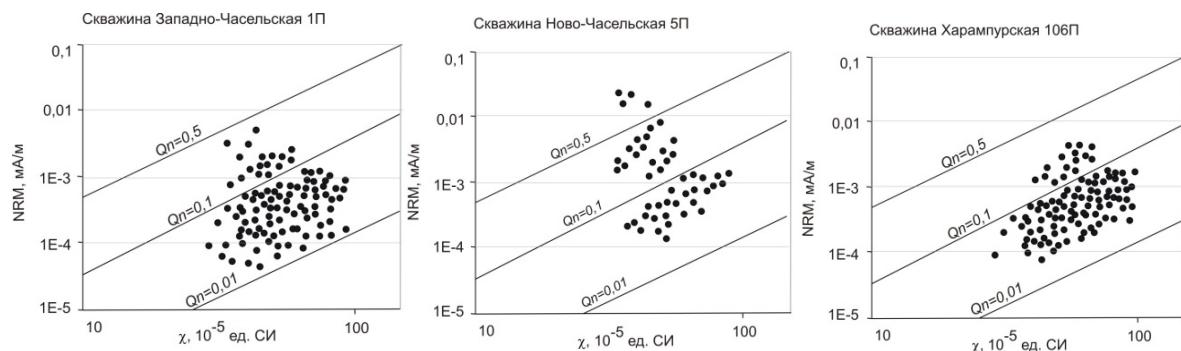


Рис. 3. Распределение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности в скважинах 106П, 5П, 1П

Fig. 3. Distribution of magnetic susceptibility and natural remanent magnetization in wells of 105P, 5P and 1P

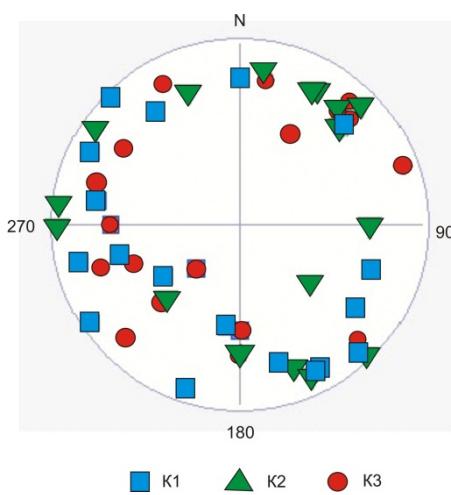


Рис. 4. Распределение осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости скважин Ново-Часельская 5П

Условные обозначения: K1 – длинная ось, K2 – средняя ось, K3 – короткая ось

Fig. 4. Distribution of the axes of the ellipsoid of anisotropy of magnetic susceptibility in well Novo-Chaselka 5P
Legend: K1 – long axis, K2 – middle axis, K3 – short axis

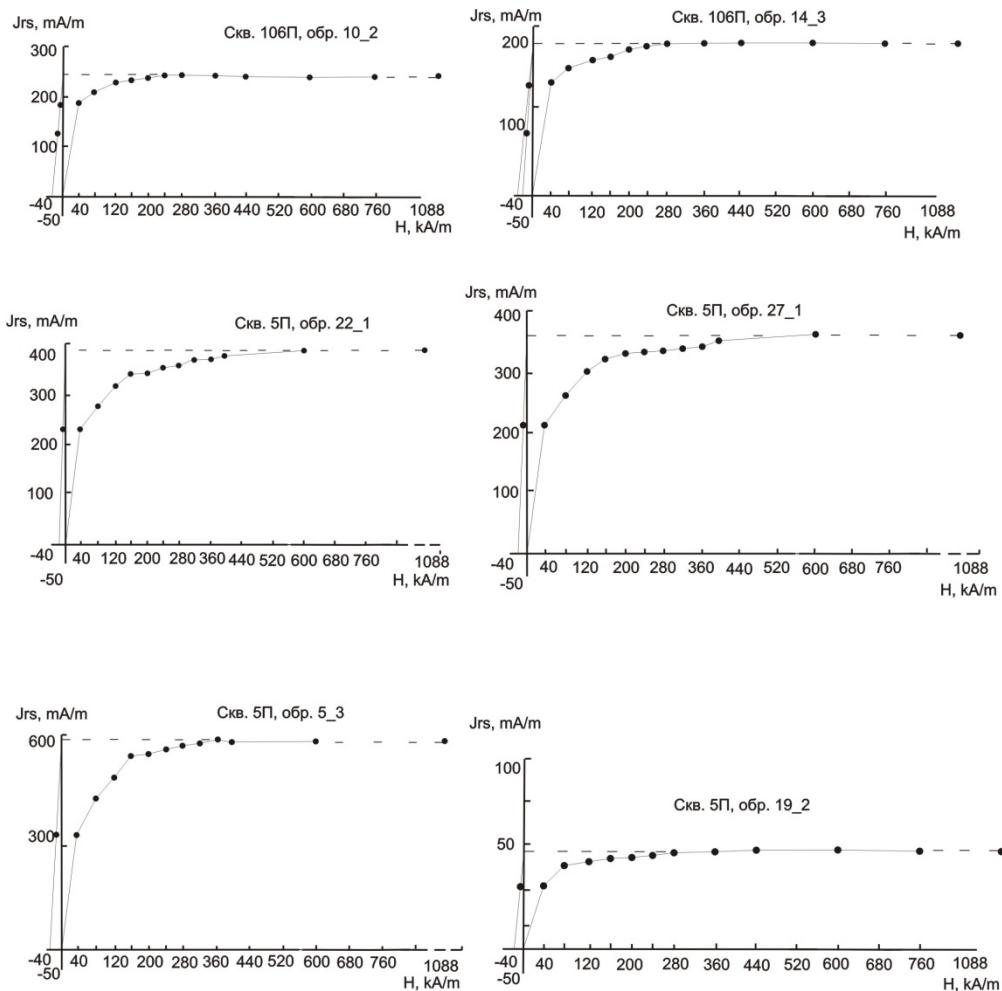


Рис. 5. Графики нормального намагничивания образцов пород $J_{rs}(H)$

J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения, H – напряженность магнитного поля

Fig. 5. Graphs of normal magnetization $J_{rs}(H)$ rock samples

J_{rs} is the remanent saturation magnetization, H is intensity of the magnetic field

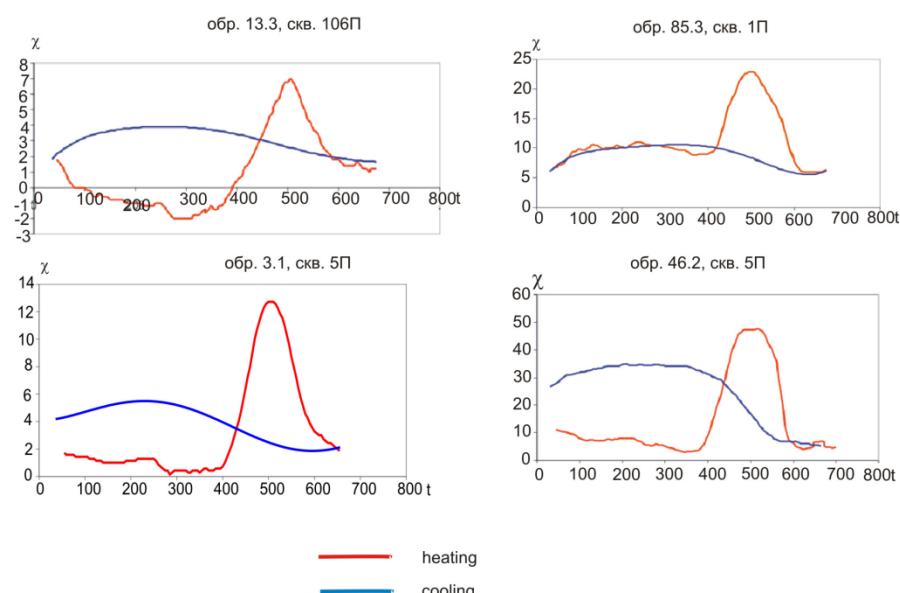


Рис. 6. Зависимость магнитной восприимчивости от температуры в верхнемеловых отложениях скважин

Fig. 6. Temperature dependence of magnetic susceptibility in core of Upper Cretaceous sediments

Изучение зависимости магнитной восприимчивости χ от температуры проводилось для оценки не только состава магнитных минералов, но и возможных минеральных преобразований в процессе нагрева для того, чтобы определить наилучший вид магнитной чистки. В начале процесса нагрева образцов, значения χ находятся в принуленевой области, что говорит об очень слабой магнитной восприимчивости исследуемых пород, а следовательно, и низкого содержания магнитных минералов. Для большинства проведенных экспериментов графики нагрева идентичны (см. рис. 6). Так в образцах 46.2 (скв. 5П, кузнецковская свита), 13.3 (скв. 106П, нижнечасельская свита), 3.1 (скв. 5П, танамская свита), 85.3 (скв. 1П, кузнецковская свита) наблюдаются широкие пики в области температур 430–520 °С. При процессах остывания во всех этих образцах также наблюдаются идентичные преобразования – сглаженные кривые охлаждения в широкой области температур 100–450 °С. Все это свидетельствует о присутствии в породах в качестве магнитных минералов сульфидов железа, возможно, также гидроксидов железа [Буров, Ясонов, 1979; Минюк и др., 2013].

Для выделения компонентов, составляющих естественную остаточную намагниченность исследуемых пород, были применены ступенчатые магнитные чистки переменным магнитным полем и температурой: по одному образцу с каждого стратиграфического уровня размагничивалось переменным магнитным полем и по одному – температурой. Эксперименты по размагничиванию показали, что для пород покурской, кузнецковской, часельской и танамской свит наиболее эффективным методом чистки является размагничивание переменным магнитным полем. Для этих пород по результатам чистки переменным магнитным полем установлено присутствие двух компонент намагниченности – нестабильной (низкокоэрцитивной) и стабильной (высококоэрцитивной). Детальность чистки, как правило, составляла 6–7 шагов, в зависимости от стабильности коэрцитивного спектра магнитных минералов. Чистка производилась в полях до 60 мТл на высокочувствительном криогенном магнитометре 2G-Enterprises. Низкокоэрцитивная компонента разрушается небольшими переменными магнитными полями в 20–30 мТл, высококоэрцитивная, принимаемая нами за характеристическую (ChRM) компоненту естественной остаточной намагниченности, сохраняется до 60 мТл (рис. 7). Терморазмагничивание удалось выполнить только до температуры 300–350–400 °С. После прогрева образцов пород до этих температур наблюдался резкий подъем магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности, что свидетельствует о фазовых переходах магнитных минералов – образование нового ферро-

магнетика (магнетита). Отсюда следует, что терморазмагничивание не совсем приемлемо для выделения характеристической компоненты NRM в исследуемых верхнемеловых отложениях севера Западной Сибири.

На основе выделенной в верхнемеловых отложениях трех скважин характеристической компоненты NRM были построены палеомагнитные разрезы этих скважин, в которых зафиксированы прямая и обратная полярности геомагнитного поля (рис. 8–10).

Палеомагнитные разрезы скважин 105П, 1П и 5П, привязанные на основе палеонтологических данных к ярусной шкале, были переведены в разряд магнитостратиграфических разрезов.

Покурская, кузнецковская свиты и нижнечасельская подсвита (сеноман–сантон) характеризуются прямой полярностью геомагнитного поля, верхняя часть верхнечасельской подсвиты (кампан) и нижняя часть танамской свиты (маастрихт) имеют обратную полярность (см. рис. 2, 8–10). Путем сопоставления магнитостратиграфических разрезов скважин Харампурская 106П, Ново-Часельская 5П и Западно-Часельская 1П разработан сводный магнитостратиграфический разрез верхнего мела северных районов Западной Сибири, охватывающий стратиграфический диапазон от сеномана до маастрихта (см. рис. 11).

Этот разрез состоит из трех магнитозон: двух обратной – $R_1K_2\text{ср}$, $R_2K_2m_1$ и одной прямой $NK_2(\text{sn-st}_2)$ полярности. В прямой магнитозоне $NK_2(\text{sn-st}_2)$ в средней части нижнечасельской подсвиты, средней части кузнецковской и покурской свит зафиксированы горизонты обратной намагниченности. С учетом палеомагнитных, палеонтологических и геологостратиграфических данных составленный сводный магнитостратиграфический разрез сопоставлен с мировой шкалой магнитной полярности Огга [Ogg, 2020]. Магнитозона обратной полярности $R_2K_2m_1$ (танамская свита, маастрихт) может быть сопоставлена с хроном C31г или C32н.3г, нижерасположенная магнитозона обратной полярности $R_1K_2\text{ср}$ (верхняя подсвита часельской свиты, кампан) – с хроном C32н.1г или C32н.2г этой шкалы. Нижняя подсвита часельской свиты, кузнецковская и покурская свиты (сеноман, турон, конъяк, сантон), характеризующиеся прямой полярностью, образуют одну длительную магнитозону прямой полярности $NK_2(\text{sn-st}_2)$ и могут быть сопоставлены с хроном прямой полярности C34 шкалы [Ogg, 2020]. Зарегистрированные в этой магнитозоне горизонты обратной полярности (в сантоне (нижняя подсвита часельской свиты), нижнем туроне (кузнецковская свита)) и сеномане (покурская свита) следует в дальнейшем сопоставить с подобными зафиксированными горизонтами обратной намагниченности в других скважинах севера Сибири.

ри, изучаемых нами [Гнибиденко и др., 2017б], и с например, как Туаркыр, Кавказ, Копетдаг, Поволжье одновозрастными разрезами других регионов таких, [Гужиков и др., 2007].

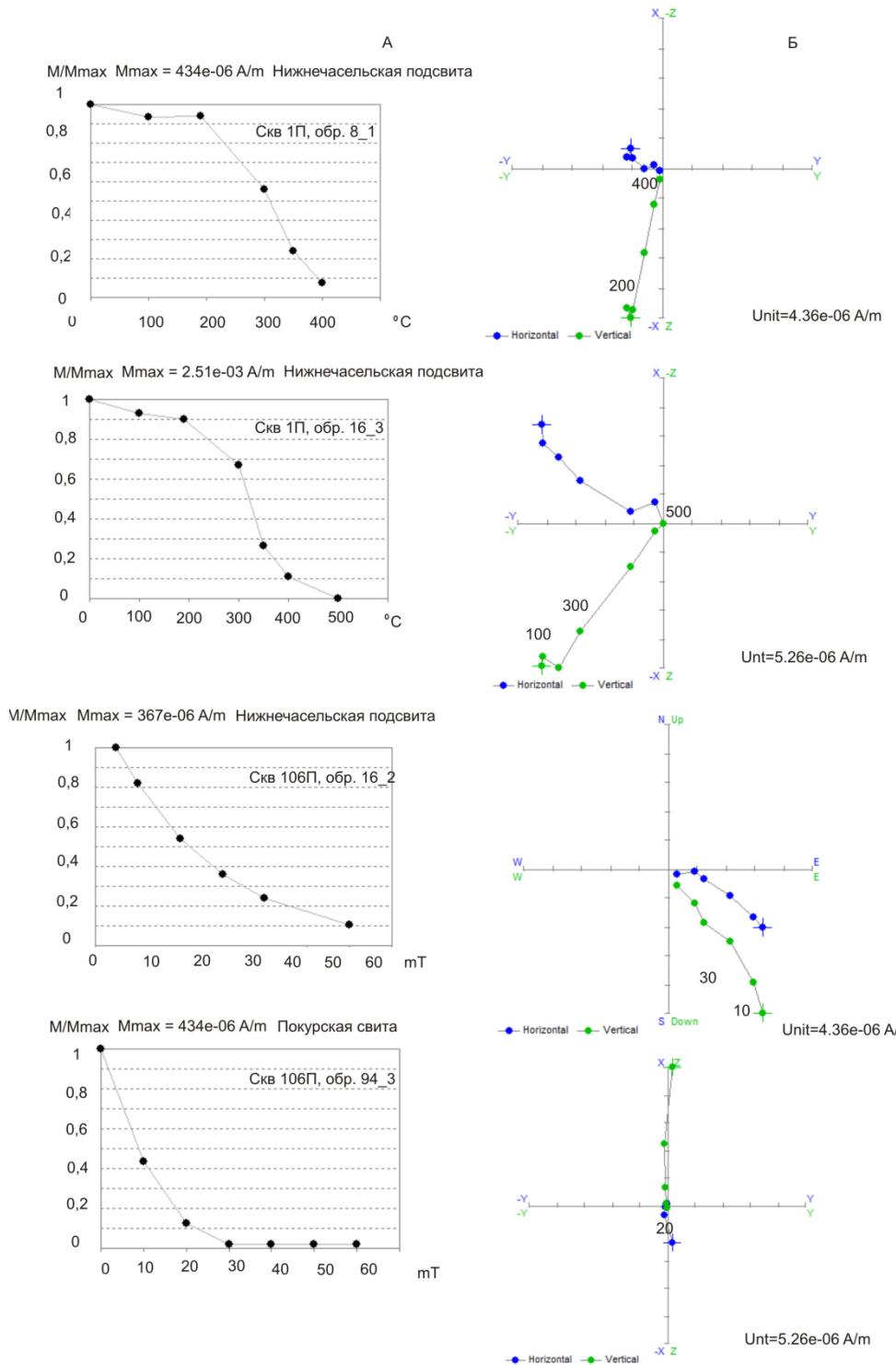


Рис. 7. Графики размагничивания переменным магнитным полем и терморазмагничивания ЕОН и диаграммы Зайдервельда

А – нормализованная кривая спада намагченности; Б – диаграмма Зайдервельда, проекция NRM на горизонтальную (1) и вертикальную (2) плоскости

Fig. 7. AF and temperature demagnetization of NRM and Zijderveld diagrams

A: normalized demagnetization curve; B: Zijderveld diagrams, horizontal (1) and vertical (2) NRM projection

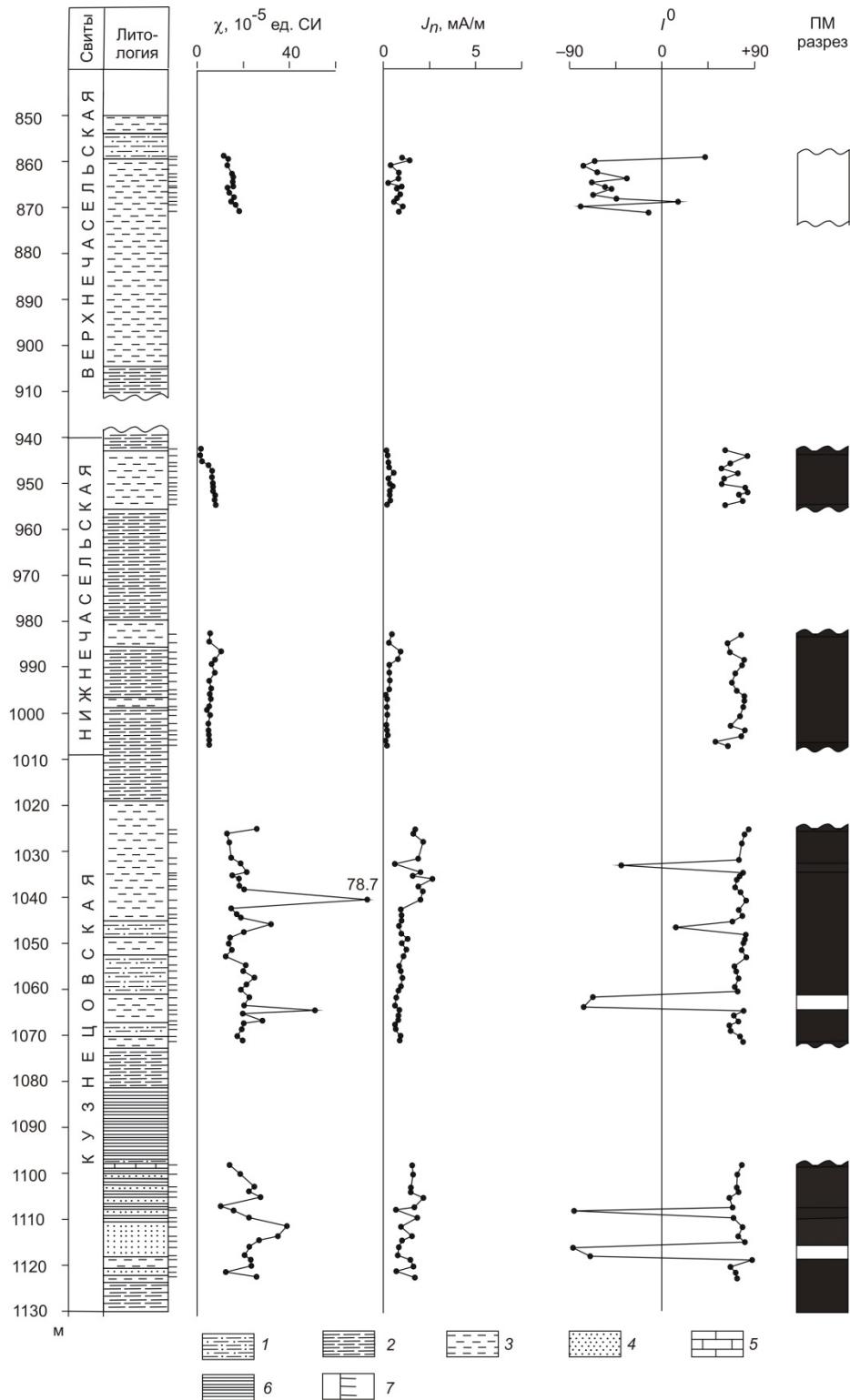


Рис. 8. Магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений скважины Харампурская 106П

1 – алевриты, алевролиты, 2 – глины алевритистые, 3 – алевриты, алевролиты глинистые, 4 – песчаники мелкозернистые, 5 – конкреционные горизонты, 6 – глины, 7 – уровни отбора образцов, χ , 10^{-5} ед. СИ – магнитная восприимчивость, J_n , мА/м – естественная остаточная намагниченность, I° – магнитное наклонение в градусах. Другие условные обозначения приведены на рис. 2

Fig. 8. Upper Cretaceous magnetostratigraphy from core data of Kharampur 106P

1 – siltstones, 2 – silty clays, 3 – siltstones, siltstone clay, 4 – sandstones fine-grained, 5 – nodules horizons, 6 – clays, 7 – sampling levels, χ , 10^{-5} SI – magnetic susceptibility, J_n , mA/m – natural remanent magnetization, I° – magnetic inclination. Another legend in Fig. 2

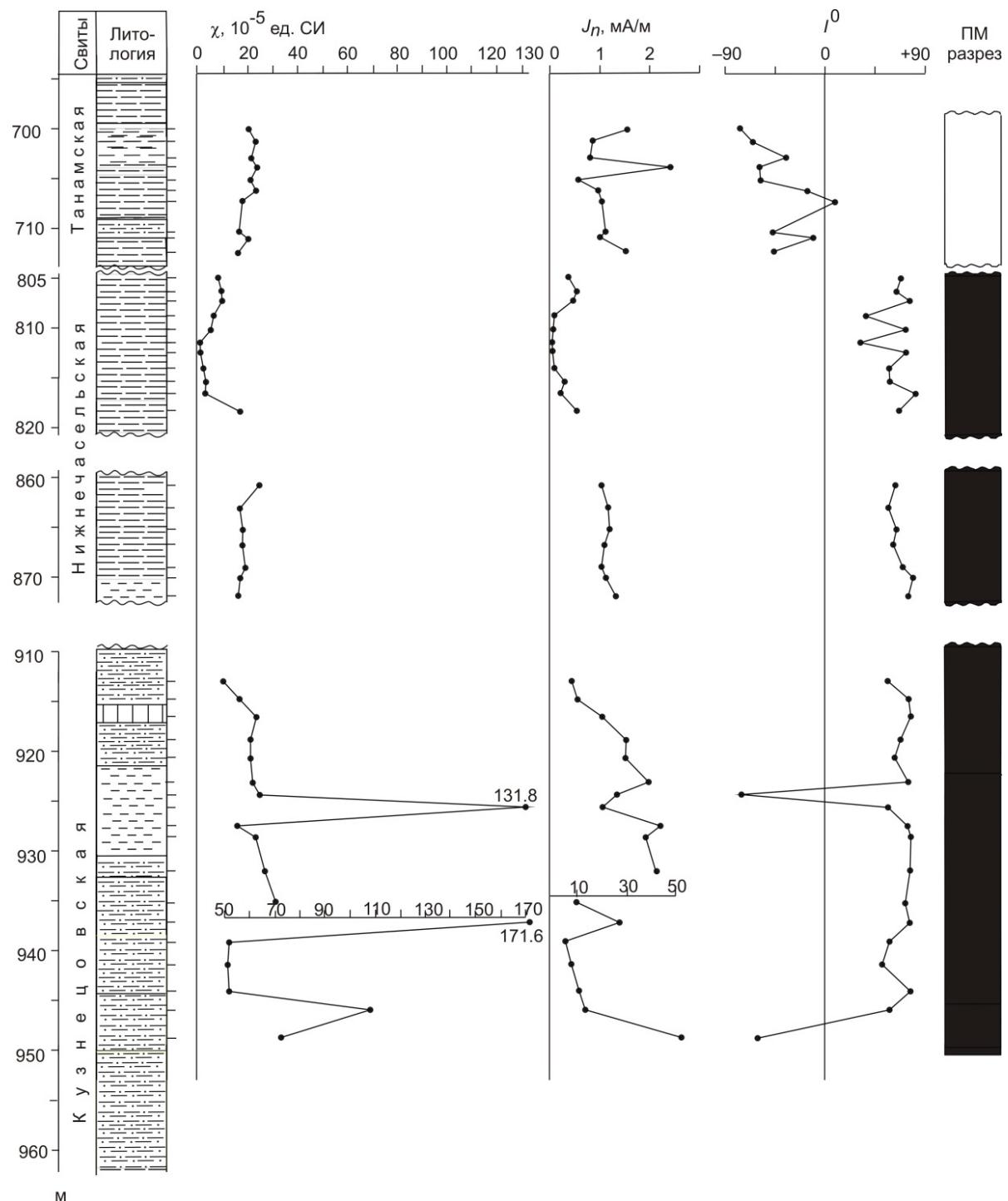


Рис. 9. Магнитостратиграфический разрез верхнего мела скважины Ново-Часельская 5П

Условные обозначения приведены на рис. 2, 8

Fig. 9. Upper Cretaceous magnetostratigraphy from core data of Novo-Chaselka 5P
 Legend in Fig. 2 and 8

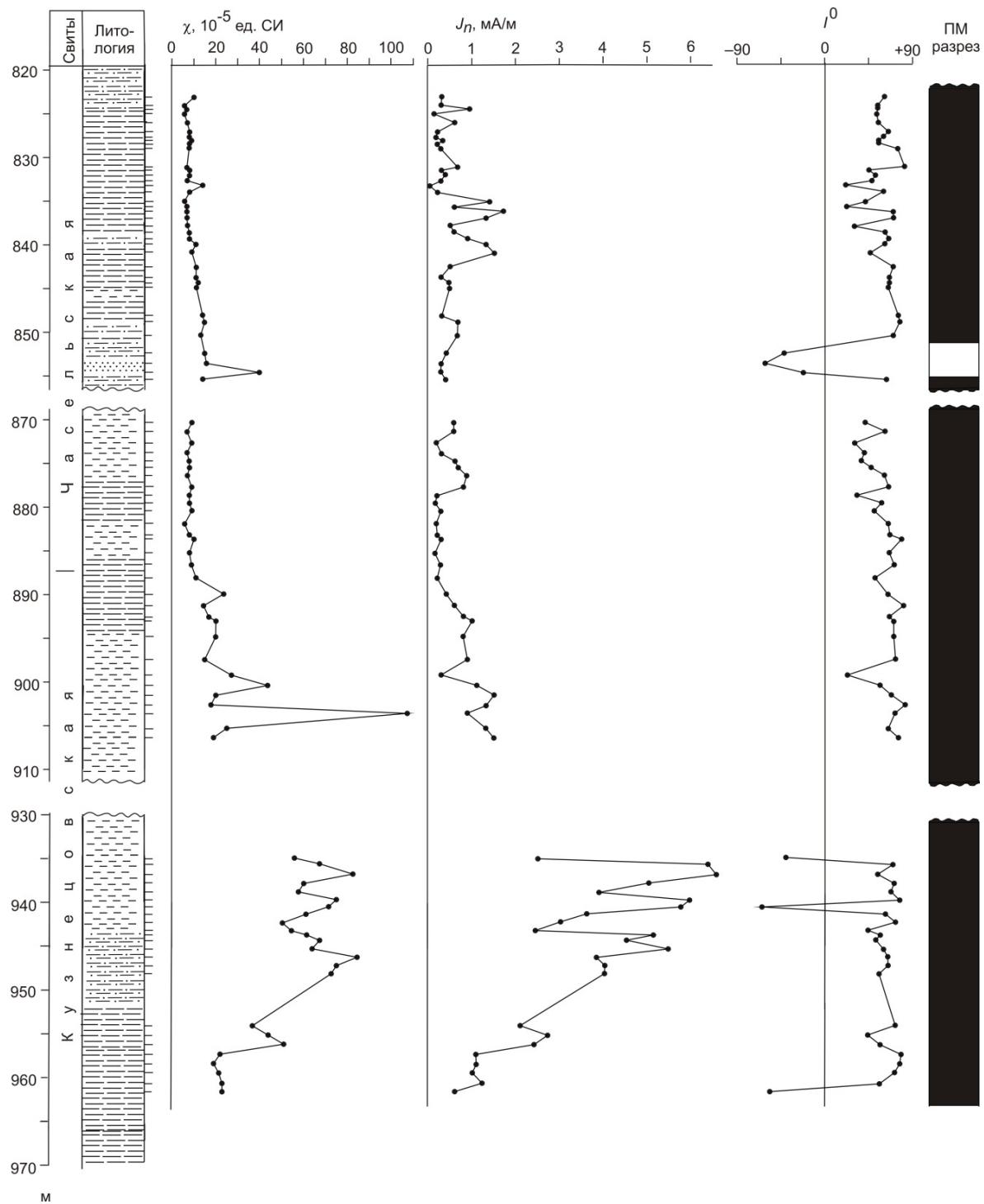


Рис. 10. Магнитостратиграфический разрез верхнего мела скважины Западно-Часельская 1П
Условные обозначения приведены на рис. 2, 8

Fig. 10. Upper Cretaceous magnetostratigraphy from core data of Zapadno-Chaselka 1P
Legend in Fig. 2 and 8

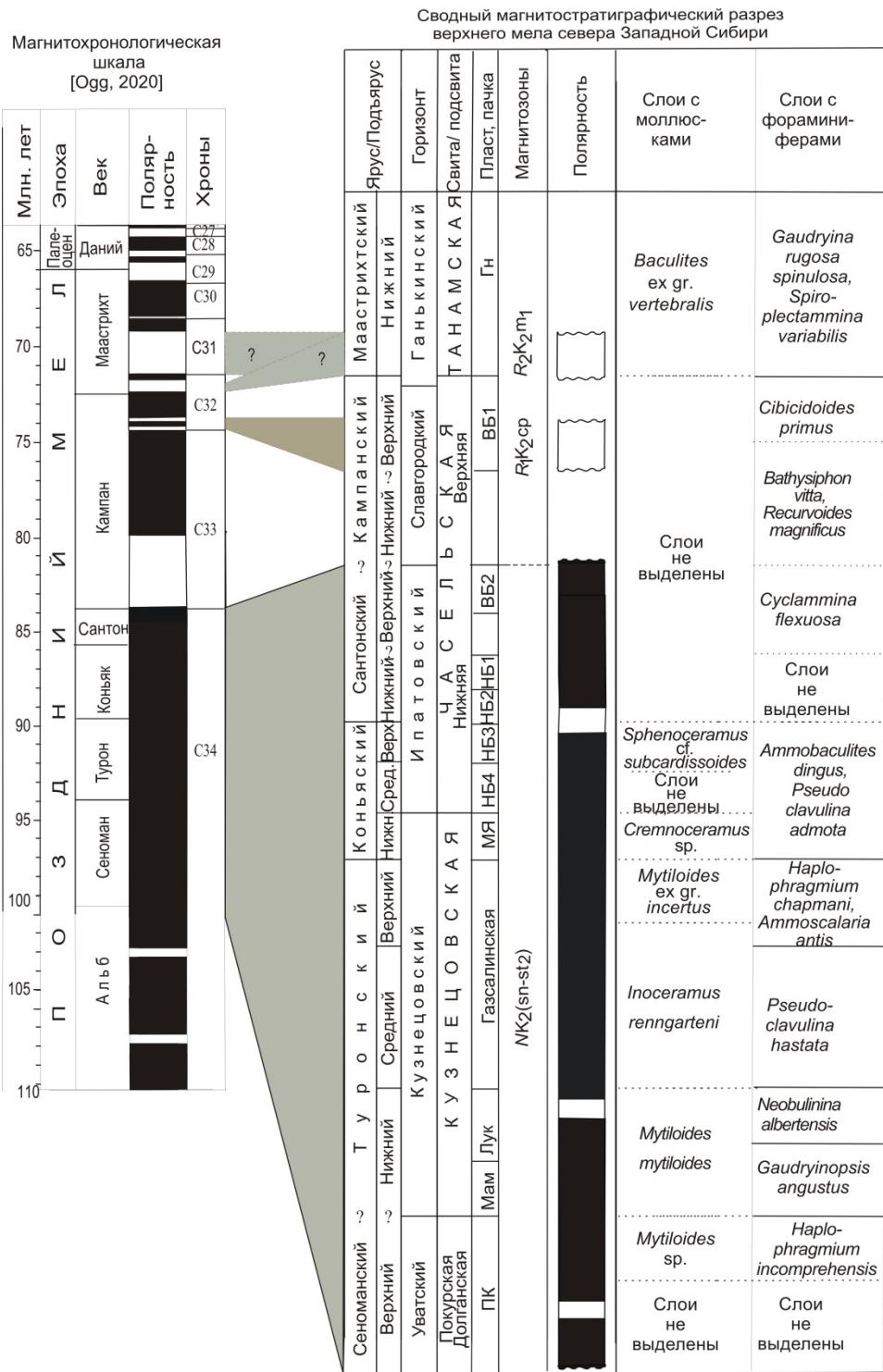


Рис. 11. Сводный магнитостратиграфический разрез верхнего мела севера Западной Сибири и его сопоставление с магнитохронологической шкалой Огга [Ogg, 2020]

Условные обозначения приведены на рис. 2, 8

Fig. 11. Upper Cretaceous composite magnetostratigraphy record for northern West Siberia and its correlation with Ogg Global magnetic polarity time scale [Ogg, 2020]

Legend in Fig. 2, 8

Верхняя граница крупного глобального палеомагнитного репера – длительного хона прямой по-

лярности С34, продолжавшегося, по последним данным, 37.7 млн лет, проходит в нижней части верх-

нечасельской подсвиты. Этот рубеж совпадает с границей сантона и кампана [Ogg, 2020]. Магнитостратиграфические данные уточняют стратиграфическое положение зон по фораминиферам. Принадлежность к магнитозоне прямой полярности, по крайней мере, нижней части зоны *Cribrostomoides exploratus*, *Ammotmarginulina crispa* подтверждает ее сantonский возраст.

Зоны *Bathysiphon vitta*, *Recurvooides magnificus* и *Cibicidoides primus* находятся в интервале обратной полярности, что не противоречит их принадлежности к кампанскому ярусу.

Заключение

Впервые для северо-востока Западной Сибири (территория междуречья рек Пур и Таз) в результате проведенных палеомагнитных и стратиграфо-палеонтологических исследований керна трех скважин – Харампурской 106П, Новочасельской 5П и Западно-Часельской 1П, вскрывших покурскую, кузнецковскую, часельскую и танамскую свиты (се-

номан, турон, конъяк, сантон, кампан, маастрихт), разработан сводный магнитостратиграфический разрез верхнего мела, в котором зафиксированы три магнитозоны – одна длительная магнитозона прямой полярности $NK_2(sn-st_2)$ и две R_1K_2sp , $R_2K_2m_1$ обратной полярности, сопоставленные с хронами мировой шкалы магнитной полярности Огга [Ogg, 2020]. В длительной прямой магнитозоне $NK_2(sn-st_2)$ выделены три горизонта обратной намагниченности: в сантоне, нижнем туроне и сеномане.

Полученный сводный разрез будет являться одним из фрагментов регионального магнитостратиграфического разреза (шкалы) верхнего мела всей Западной Сибири (ее севера, центральной части и юга). В этом состоит его фундаментальное научное и теоретическое значение. В прикладном отношении этот разрез позволяет проводить корреляцию и датирование осадочных отложений, а также может быть использован для корректировки региональных стратиграфических схем верхнего мела Западной Сибири, макет которых активно обсуждается.

Список источников

- Агалаков С.Е., Маринов В.А., Кудаманов А.И.** Макет региональных стратиграфических схем верхнего мела Западной Сибири нового поколения // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания 17–21 сентября 2018 г. Белгород : ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 21–24.
- Булынникова А.А., Трандафилова Е.Ф.** Меловая система. Верхний отдел // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень : ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 84–96.
- Буров Б.В., Ясонов П.Г.** Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1979. 160 с.
- Галеркина С.Г., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И.** Стратиграфия верхнемеловых отложений севера Западной Сибири // Советская геология. 1982. № 12. С. 77–95.
- Гнибиденко З.Н., Кузьмина О.Б., Левичева А.В.** Региональный магнитостратиграфический разрез верхнего мела и пограничного палеогена юга Западной Сибири: к разработке шкалы геомагнитной полярности мела и пограничного палеогена Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 9. С. 1256–1265.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г., Маринов В.А.** Магнитостратиграфия верхнего мела Пур-Тазовского междуречья северо-востока Западной Сибири // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород : материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием), Борок, 25–29 сентября 2019 года. Борок, 2019. С. 81–86.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Маринов В.А., Смолянинова Л.Г., Семаков Н.Н.** Палеомагнитные исследования верхнемеловых отложений севера Западной Сибири : материалы 12-й международной школы-конференции «Проблемы Геокосмоса» Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2018 года. СПб., 2018б. С. 58–63.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Маринов В.А.** Палеомагнетизм верхнемеловых отложений северо-востока Западной Сибири (по результатам изучения керна скважин) // Интерэкско ГЕО-Сибирь-2017. XIII Международный научный конгресс (г. Новосибирск, 17–21 апреля 2017) : междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология» : сборник материалов : в 4 т. Новосибирск, 2017б. Т. 4. С. 196–201.
- Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н.** Палеомагнетизм меловых отложений юга Западно-Сибирской плиты (по результатам изучения керна скважины 8) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 9. С. 1169–1181.
- Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н.** Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458, № 1. С. 83–87.
- Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Левичева А.В.** Магнитостратиграфия кампан-маастрихта Бакчарского бассейна (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. 2015. № 11. С. 1868–1882.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Семаков Н.Н., Русанов Г.Г.** Палеомагнетизм и магнитостратиграфия верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Кулундинской впадины (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017а. Т. 58, № 1. С. 105–117.
- Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Кузьмина О.Б.** Палеомагнетизм верхнего мела и палеогена юга Западной Сибири // Геофизика. 2018а. № 1. С. 78–84.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А.** Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов : Изд-во СГУ, 2007. С. 69–86.

- Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И., Пискунов В.К., Рудько С.В., Перминов В.А., Маникин А.Г.** Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрско-меловому интервалу восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 2, № 3. С. 35–74.
- Гужиков А.Ю., Пронин А.П.** О возможных источниках магнитных аномалий юга Прикаспийской впадины // Известия Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Наук о Земле. 2015. Т. 15, вып. 3. С. 38–45.
- Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Жданова А.И., Метелкин Д.В.** Петромагнитная характеристика долеритовых даек острова Жаннетта (Новосибирские острова) и ее значение для решения палеотектонических задач // Материалы III Международной научно-практической конференции. Томск : ТГУ, 2014. С. 624–628.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И.** Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42 (11–12). С. 1832–1845.
- Кулахметов Н.Х.** Стратиграфия верхнемеловых отложений Тазовского нефтегазоносного района // Материалы по геологии нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Труды ЗапСибНИГНИ. 1967. Вып 5. С. 50–61.
- Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н.** Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21 (1). С. 43–73.
- Маринов В.А., Агалаков С.Е., Косенко И.Н., Урман О.С., Потапова Е.А., Розбаева Г.Л.** Стратиграфия нижнего и среднего турона (верхний мел) Приенисейской (левобережной) части Западной Сибири по иноцерамидам и фораминиферам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27 (4). С. 40–59.
- Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П.** Термокаппаметрия природных сульфидов железа северо-востока России // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (8). С. 1027–1050.
- Нагата Т.** Магнетизм горных пород. М. : Мир, 1965. 346 с.
- Подобина В.М.** Биостратиграфия славгородского горизонта (сантон–нижний кампан) Западной Сибири (на основании фораминифер) // Геосферные исследования. 2019а. № 4. С. 46–61.
- Подобина В.М.** Фораминыферы и биостратиграфия верхнего мела (конъяк–маастрихт) Западной Сибири. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2019б. 204 с.
- Подобина В.М.** Фораминыферы и биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск, 2009. 432 с.
- Подобина В.М., Таначева М.И.** Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западной Сибири // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 2. Томск, 1967. С. 89–99.
- Постановления** Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 64 с.
- Решение** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск : СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
- Харитонов В.М., Маринов В.А., Иванов А.В., Фомин В.А.** Верхнемеловые иноцерамы скважинных разрезов Западно-Сибирской низменности и некоторые вопросы стратиграфии туронского яруса // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. 2007. Вып. 2, Т. 7. С. 61–71.
- Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Semakov N.N., Marinov V.A.** The Upper Cretaceous paleomagnetic investigation of northeast of Western Siberia // 12th International Conference and School “Problems of Geocosmos” (St. Petersburg, Petrodvorets, October 8–12, 2018): Book of Abstracts. St. Petersburg, 2018. P. 64.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** The Geological Time Scale 2012 // The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 2012. P. 793–853.
- Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A.** The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // Episodes. 2005. V. 28, No. 2. P. 93–104.
- Klinger H.C., Kennedy W.J.** Stratigraphic and geographic distribution, phylogenetic trends and general comments on the ammonite family Baculitidae Gill, 1871 (with an annotated list of species referred to the family) // Annals of the South African Museum. 2001. V. 107. 290 p.
- Ogg J.G.** Geomagnetic Polarity Time Scale // Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam ; Oxford ; Cambridge : Elsevier, 2020. P. 159–192.
- Walaszczyk I.** Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta Geologica Polonica. 1992. V. 42. P. 1–122.
- Walaszczyk I., Cobban W.A.** The Turonian–Coniacian boundary in the United States Western Interior // Acta Geologica Polonica. 1999. V. 48. P. 495–507.
- Walaszczyk I., Cobban W.A.** Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian – Lower Coniacian of the Western Interior of the United States // Special Papers in Palaeontology. 2000. V. 64. P. 1–118.
- Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N.** Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak Mts., western Kazakhstan // Acta Geologica Polonica. 2013. Vol. 63, No. 4. P. 469–487.
- Walaszczyk I., Plint A.G., Landman N.H.** Inoceramid Bivalves from the Coniacian and basal Santonian (Upper Cretaceous) of the Western Canada Foreland Basin // Bulletin American Museum of Natural History. 2017. V. 414. P. 53–103.
- Wiese F., Čech S., Walaszczyk I., Košťák M.** An upper Turonian (Upper Cretaceous) inoceramid zonation and a round-the-world trip with *Mytiloides incertus* (Jimbo, 1894) // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. 2020. V. 171. P. 211–226.
- Zijderveld J.D.A.** A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam, 1967. P. 254–286.

References

Agalakov S.E., Marinov V.A., Kudamanov A.I. *Maket regional'nykh stratigraficheskikh schem verchnego mela Zapadnoi Sibiri novogo pokolenija* [Layout of regional stratigraphy schemes of the Upper Cretaceous of Western Siberia of a new generation] // The

Cretaceous system of Russia and the Near Abroad: problems of stratigraphy and paleogeography. Materials of the IX All-Russian Meeting on September 17–21, 2018. Belgorod: POLYTERRA, 2018. pp. 21–24. In Russian

Bulyannikova A.A., Trandafilova E.F. *Melovaja sistema Verkhnjij otdel* [Cretaceous system. Upper department] // Stratigraphy-paleontological basis of detailed correlation of oil and gas deposits of the West Siberian lowland. Tyumen: West Siberian Scientific Research Geological Exploration Petroleum Institute, 1972. pp. 84–96. In Russian

Burov B.V., Yasonov P.G. *Vvedenie v differencialnyi termomagnitnyi analiz gornykh porod.* [Introduction to differential thermomagnetic analysis of rocks]. Kazan: Kazan University Publishing House, 1979. 160 p. In Russian

Galerkina S.G., Alekseychik-Mitskevich, L.S., Kozlova G.E., Strelnikova N.I. *Stratigrafija verkhnemelovykh otlozhenij severa Zapadnoj Sibiri* [Stratigraphy of Upper Cretaceous deposits of the north of Western Siberia] // Soviet geology. 1982. No.12. pp. 77–95. In Russian

Gnibidenko Z.N., Kuzmina O.B., Levicheva A.V. Regional Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous and the Cretaceous-Paleogene Boundary in Southern West Siberia as Applied to Complitation of the Cretaceous Magnetic Polarity Scale // Russian Geology and Geophysics. 2020. V. 61. No. 9. pp. 1256–1265. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Smolyaninova L.G., Marinov V.A. *Magnitostratigrafija verkhnego mela Pur-Tazovskogo mezdurechja severo-vostoka Zapadnoj Sibiri* [Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Pur-Taz interfluve of the north-east of Western Siberia] // Paleomagnetism and magnetism of rocks. Materials of the XXV anniversary All-Russian school-seminar on the problems of paleomagnetism and magnetism of rocks. Borok, September 25–29. 2019. Borok,. 2019. pp. 81–86. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Marinov V.A., Smolyaninova L.G., Semakov N.N. *Paleomagnitnye issledovaniya verkhnemelovykh otlozhenij severa Zapadnoj Sibiri* [Paleomagnetic studies of Upper Cretaceous deposits of the North of Western Siberia]. Materials of the 12th International School-conference "Problems of Geocosmos" St. Petersburg, Peterhof, October 8–12, 2018. St. Petersburg, 2018b. pp. 58–63. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Marinov V.A. *Paleomagnitizm verkhnemelovykh otlozhenij severo-vostoka Zapadnoj Sibiri (po rezultatam izuchenija kerna skvazhin)* [Paleomagnetism of Upper Cretaceous deposits of the North-East of Western Siberia (based on the results of well core study)] // Interexpo GEO-Siberia-2017. XIII International Scientific Congress (Novosibirsk, April 17–21, 2017): International Scientific Conference "Subsoil use. Mining. Directions and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits. Economy. Geoecology": Collection materials in 4 volumes. 2017b. V. 4. pp. 196–201. In Russian

Gnibidenko Z.N., Lebedeva N.K., Shurygin B.N. Paleomagnetism of the Cretaceous Sediments of the Southern West Siberian Plate (from well 8 core studies) // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. No. 9. pp. 1169–1181.

Gnibidenko Z.N., Lebedeva N.K., Shurygin B.N. A Regional Upper Cretaceous Magnetostratigraphic Section of Southern West Siberia (Omsk Depression) // Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]. 2014. V. 458. No. 1. pp. 83–87. In Russian

Gnibidenko Z.N., Lebedeva N.K., Levicheva A.V. Magnetostratigraphy of the Campanian-Maastrichtian Backhar basin (Southeastern West Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. No. 11. pp. 1868–1882. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Semakov N.N., Rusanov G.G. Paleomagnetism and Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and the Cretaceous-Paleogene Boundary intervals, Southern Kulunda Basin (West Siberia) // Russian Geology and Geophysics, 2017a. V. 58. No. 1. pp. 105–117. In Russian

Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Kuzmina O.B. *Paleomagnetizm verkhnego mela i paleogena juga Zapadnoj Sibiri* [Paleomagnetism of the Upper Cretaceous and Paleogene of the South of Western Siberia] // Geophysics. 2018a. No. 1. pp. 78–84. In Russian

Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Fomin V.A. *Magnitostratigraficheskaja shkala melovoj sistemy: sovremennoe sostojanie, problemy postroenija i perspektivy razvitiya* [Magnetostratigraphic scale of the Cretaceous system: current state, problems of construction and prospects of development] // The Cretaceous system of Russia and the near abroad: problems of stratigraphy and paleogeography. Saratov: Publishing House of Saratov State University, 2007. pp. 69–86. In Russian

Guzhikov A.Yu., Arkadiev V.V. Baraboshkin E.Yu., Bagaeva M.I., Piskunov V.K., Rudko S.V., Perminov V.A., Manikin A.G. *No-vye sedimentologicheskie, bio-, i magnitostratigraficheskie dannye po pogranichnomu jursko-melovomy intervalu vostochnogo Kryma (Feodosia)* [New sedimentological, bio- and magnetostratigraphic data on the boundary Jurassic-Cretaceous interval of the Eastern Crimea (Feodosia)] // Stratigraphy. Geological correlation. 2012. V. 2. No. 3. pp. 35–74. In Russian

Guzhikov A.Yu., Pronin A.P. *O vozmozhnykh istochnikakh magnitnykh anomalij juga Prikaspisjkoy vpadiny* [On possible sources of magnetic anomalies in the south of the Caspian depression] // Bulletin Saratov University. Nov. ser. Ser. Earth Sciences. 2015. V. 15. No. 3. pp. 38–45. In Russian

Dopolneniy k stratigraficheskomy kodeksu Rossii [Addendums to the Stratigraphic Code of Russia. St. Petersburg: VSEGEI Publishing house, 2000. 112. In Russian

Zhdanova A.I., Metelkin D.V. *Petromagnitnaja kharakteristika doleritovykh daek ostrova Janneta (Novosibirskie ostrova) i ee znachenie dlja reshenija paleotektonicheskikh zadach* [Petromagnetic characteristics of dolerite dikes of Jeannette Island (Novosibirsk Islands) and its significance for solving paleotectonic problems] // Materials of the III International Scientific-practical conf. Tomsk: TSU. 2014. pp. 624–628. In Russian

Kontorovich V.A., Belyaev S.Yu., Kontorovich A.E., Krasavchikov V.O., Kontorovich A.A., Suprunenko O.I. *Tektonicheskoe stroenie i istorija razvitiya Zapadno-Sibirskoj geosyneklizi v mezozoje i kainozoe* [Tectonic structure and history of development of the West Siberian geosyneclise in the Mesozoic and Cenozoic] // Russian Geology and Geophysics. 2001. V. 42 (11–12). pp. 1832–1845. In Russian

Kulakhmetov N.H. *Stratigrafija verkhnemelovykh otlozhenij Tazovskogo neftegazonosnogo rajona* [Stratigraphy of Upper Cretaceous deposits of the Taz oil and gas bearing area] // Materials on the geology of oil and gas content of the West Siberian lowland. Tyumen: West Siberian Scientific Research Geological Exploration Petroleum Institute, 1967. Is. 5. pp. 50–61. In Russian

Lebedeva N.K., Aleksandrova G.N., Shurygin B.N., Ovechkina M.N., Gnibidenko Z.N. Paleontological and Magnetostratigraphic data on Upper Cretaceous Deposits from borehole no. 8 (Russkaya Polyana district, Southwestern Siberia) // Stratigraphy and Geological correlation, 2013. V. 21. No. 1. pp. 43–73. In Russian

Marinov V.A., Agalakov S.E., Kosenko I.N., Urman O.S., Potapova E.A., Rozbaeva G.L. Stratigraphy of the Lower and Middle Turonian (Upper Cretaceous) of the Yenisei (left bank) part of West Siberia by inoceramids and foraminifers // Stratigraphy and Geological correlation. 2019. V. 27. No. 4. pp. 40–59. In Russian

- Minyuk P.S., Tyukova E.E., Subbotnikova T.V., Kazansky A.Yu., A.P. Fedotov A.P. Thermal magnetic susceptibility data on natural iron sulfides of northeast Russia // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. No. 4. pp. 1027–1050. In Russian
- Nagata T. *Magnetizm gornykh porod* [Magnetism of rocks]. Moscow : Publishing house "Mir", 1965. 346 p. In Russian
- Podbina V.M. *Biostratigrafija slavgorodskogo gorizonta (Santon-Nizhny Campan) Zapadnoj Sibiri (na osnove foraminifer)* [Biostratigraphy of Slavgorod horizon (Santonian–Lower Campanian) Western Siberia (based on foraminifera)] // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 2019a. No. 4. pp. 46–61. In Russian
- Podbina V.M. *Foraminifery i biostratigrafija verkhnego mela (konjiak-santon) Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous (Coniacian-Maastrichtian) Western Siberia]. Tomsk: Publishing House of TSU. 2019b. 204 p. In Russian
- Podbina V.M. *Foraminifery i biostratigrafija verkhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia] Tomsk: Publishing House of TSU, 2009. 432 p. In Russian
- Podbina V.M., Tanacheva M.I. *Stratigrafija gazonosnykh verkhnemelovykh otlozhenij severo-vostochnykh raionov Zapadnoj Sibiri* [Stratigraphy of gas-bearing Upper Cretaceous deposits of northeast regions of Western Siberia] // New data on geology and mineral resources of Western Siberia. Issue 2. Tomsk: TSU, 1967. pp. 89–99. In Russian
- Postanovlenija Mezhvedomstvennogo komiteta i ego postojanniyh komissij.* [Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Standing Committees]. Iss. 36. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House, 2006. 64 p. In Russian
- Reshenie 6-go mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo soveshania po rassmotreni i priyatiju utochnennush stratigraficheskikh skhem mezozojskikh otlozhenij Zapadnoj Sibiri* [Decision of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the Review and adoption of refined stratigraphic schemes of Mesozoic deposits of Western Siberia]. Novosibirsk: SNIIGGiMS, 2004. 114 p. In Russian
- Kharitonov V.M., Marinov V.A., Ivanov A.V., Fomin V.A. *Verkhnemelovye inoceramy skvazhinnykh razrezov Zapadno-Sibirskoj nizmennosti i nekotorye voprosy turonskogo jarusa* [Upper Cretaceous inoceramus of borehole sections of the West Siberian Lowland and some issues of stratigraphy of the Turonian stages] // News of Saratov University. A new series. Earth Science Series. Is. 2. V. 7. 2007. pp. 61–71. In Russian
- Gnibidenko Z.N., Levicheva A.V., Semakov N.N., Marinov V.A. The Upper Cretaceous paleomagnetic investigation of northeast of Western Siberia // 12th International Conference and School “Problems of Geocosmos” (St. Petersburg, Petrodvorets, October 8–12, 2018): Book of Abstracts, St. Petersburg, 2018. p. 64.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geological Time Scale 2012 // The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 2012. pp. 793–853.
- Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // Episodes. 2005. V. 28. No. 2. pp. 93–104.
- Klinger H.C., Kennedy W.J. Stratigraphic and geographic distribution, phylogenetic trends and general comments on the ammonite family Baculitidae Gill, 1871 (with an annotated list of species referred to the family) // Annals of the South African Museum. 2001. V. 107, 290 p., 197 fig.
- Ogg J.G. Geomagnetic Polarity Time Scale // In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. pp. 159–192.
- Walaszczyk I. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta Geologica Polonica. 1992. V. 42. pp. 1–122.
- Walaszczyk I., Cobban W.A. The Turonian–Coniacian boundary in the United States Western Interior // Acta Geologica Polonica, 1999. V. 48, pp. 495–507.
- Walaszczyk I., Cobban W.A. Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian – Lower Coniacian of the Western Interior or the United States // Special Papers in Palaeontology. 2000. V. 64. pp. 1–118.
- Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak Mts., Western Kazakhstan // Acta Geologica Polonica. 2013. V. 63. No. 4. pp. 469–487.
- Walaszczyk I., Plint A.G., Landman N.H. Inoceramid Bivalves from the Coniacian and basal Santonian (Upper Cretaceous) of the Western Canada Foreland Basin. Bulletin American Museum of Natural History, 2017. V. 414, pp. 53–103.
- Wiese F., Čech S., Walaszczyk I., Košťák M. An upper Turonian (Upper Cretaceous) inoceramid zonation and a round-the-world trip with *Mytiloides incertus* (Jimbo, 1894) // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. 2020. V. 171. pp. 211–226.
- Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam. 1967. pp. 254–286.

Информация об авторах:

Гнибиденко З.Н., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: gnibidenko@ipgg.sbras.ru

Маринов В.А., кандидат геолого-минералогических наук, эксперт, Тюменский государственный университет; старший научный сотрудник, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия.

E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

Левичева А.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: levichevaav@ipgg.sbras.ru

Смолянинова Л.Г., кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: lsmol@yandex.ru

Валащик И., профессор, Варшавский университет, Варшава, Польша.

E-mail: i.walaszczyk@uw.edu.pl

Агалаков С.Е., доктор геолого-минералогических наук, старший эксперт, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия.

E-mail: seagalakov@tnnc.rosneft.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Gnibidenko Z.N., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru

Marinov V.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), expert, Tyumen State University; Senior Researcher, Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia.

E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

Levicheva A.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: levichevaav@ipgg.sbras.ru

Smolyaninova L.G., Cand. Sci. (Phys.-Mathem.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: lsmol@yandex.ru

Walaszczyk Ireneusz, Professor, University of Warsaw, Warsaw, Poland.

E-mail: i.walaszczyk@uw.edu.pl

Agalakov S.E., Dr. Sci. (Geol.-Miner), Senior Expert, Tyumen Petroleum Scientific Center, Tyumen, Russia.

E-mail: seagalakov@tnnc.rosneft.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 28.02.2022; одобрена после рецензирования 19.09.2022; принятая к публикации 20.06.2023

The article was submitted 28.02.2022; approved after reviewing 19.09.2022; accepted for publication 20.06.2023

Научная статья

УДК 551.79

doi: 10.17223/25421379/27/7

ПЕРВАЯ НАДПОЙМЕННАЯ ТЕРРАСА И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ СТРОЕНИЯ В ДОЛИНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ЧУМЫШ



Геннадий Григорьевич Русанов¹, Андрей Валерьевич Шпанский², Ирина Ивановна Тетерина³

¹ ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО», Малоенисейское, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

¹ rusgennadij@mail.ru

² Shpansky@ggf.tsu.ru, andreyshpansky@yandex.ru

³ ya.teterinairina@yandex.ru

Аннотация. Впервые рассматриваются особенности строения разрезов первой надпойменной террасы в долине среднего течения р. Чумыш. Приводятся определения остатков представителей мамонтовой фауны, остракод и моллюсков, обнаруженных в этих отложениях, а также результаты радиоуглеродного датирования вмещающих образований. Обосновывается соответствие возраста отложений этой террасы времени МИС 2.

Ключевые слова: река Чумыш, первая надпойменная терраса, мамонтовая фауна, остракоды, моллюски, аллювий, озерная фауна

Источник финансирования: Исследования остатков крупных млекопитающих выполнены в ИГМ СО РАН при поддержке гранта РНФ 22-17-00140.

Для цитирования: Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Тетерина И.И. Первая надпойменная терраса и особенности ее строения в долине среднего течения реки Чумы // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 92–101. doi: 10.17223/25421379/27/7

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/7

THE FIRST ABOVE-FLOODPLAIN TERRACE AND THE FEATURES OF ITS STRUCTURE IN THE VALLEY OF THE MIDDLE COURSE OF THE CHUMYSH RIVER

Gennadiy G. Rusanov¹, Andrey V. Shpansky², Irina I. Teterina³

¹ "Gorno-Altaiskaya expedition" JSC "Siberian PGO", Maloeniiseiskoye village, Russia

² Department of Paleontology and Historical Geology, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

² V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

³ Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

¹ rusgennadij@mail.ru

² Shpansky@ggf.tsu.ru, andreyshpansky@yandex.ru

³ ya.teterinairina@yandex.ru

Abstract. For the first time, the features of the structure of the first floodplain terrace in the valley of the middle course of the Chumysh River of a series of sections from the village of Cheremshanka to the village of Buranovo and in the valleys of its tributaries Yeltsovka and Katyk are considered. Paleontological data on ostracods, mollusks and large mammals of mammoth fauna were obtained from the sediments. The sand deposits of layer 3 in a series of outcrops in the vicinity of the village of Pobeda are the most saturated with them. The radiocarbon age of a large fragment of wood from this layer (depth of 9.5 m) is determined to be $14\ 100 \pm 200$ BP (RGI-300), and the one is $16\ 900 - 17\ 500$ cal BP. Downstream, on the starboard side of the Chumysh River at the mouth of the Yeltsovka River valley on the outskirts of the village of Yeltsovka, the base of the terrace is composed of silt-stone, including plant detritus. The radiocarbon age of the wood fragment extracted from this section at the water level from a depth of 9.0 m (layer 3) was determined at $20\ 900 \pm 400$ BP (RGI-299), and the calibrated age was $25\ 100 \pm 500$ BP. Paleontological data and the results of radiocarbon dating show that in the valley of the middle course of the Chumysh River, the deposits of the first above-floodplain terrace are synchronous with the time of the last glaciation maximum (LGM) of Siberia. The polyfacial formations of this terrace represent a single cycle of sedimentation. At the initial stage of this glaciation, gravel pebbles and sands of the channel and kosovoi facies, lying at the base of the section, accumulated. During the maximum of glaciation and the initial stages of its degradation, flood-stagnant lake facies were formed, composing the middle part of the section. In addition, at the final stages of degradation at the end of the MIS2 time, alluvium of the floodplain facies accumulated, and in the valleys of

the tributaries – subaerial cover loess-like loam. In the Sartan time, valley forests and thickets of tall shrubs grew along the rivers on Salair, and landscapes of cold steppes were developed in the inter-river spaces. The widespread distribution of herd ungulates (*Bison priscus*, *Equus ferus* (= *E. gallicus*)), as well as *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, which were part of the mammoth fauna, is also typical of the MIS2 time.

Keywords: Chumysh River, the first floodplain terrace, mammoth fauna, ostracods, mollusks, alluvium, Lake Facies.

Source of financing: Studies of the remains of large mammals were carried out at the IGM SB RAS with the support by Russian Science Foundation (project No. 22-17-00140).

For citation: Rusanov G.G., Shpansky A.V., Teterina I.I. (2023) The first above-floodplain terrace and the features of its structure in the valley of the middle course of the Chumysh River // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 2. pp. 92–101. doi: 10.17223/25421379/27/7

Введение

При пересечении Салаирского кряжа долина среднего течения р. Чумыш на участке между устьем р. Сары-Чумыш и с. Локоть (устье р. Ангуреп) рассматривается А.М. Малолетко [1972] как антecedентная. Здесь хорошо выражены извилистые глубоко врезанные в коренные породы меандры и крутые эрозионные борта высотой до 100–150 м, а также три ступени поймы высотой 2–2,5; 3–3,5 и 7,5 м. Надпойменная терраса высотой 10–15 м отмечается только в районе с. Ельцовка и является цокольной, так как ее основание сложено известняком. Описания разрезов пойм и террасы он не приводит. Позднее этот автор писал несколько иначе: антecedентный участок долины Чумыша расположен между устьем р. Сары-Чумыш и с. Ельцовка, террасы здесь отсутствуют и лишь местами наблюдаются узкие фрагменты поймы [Малолетко, 2008].

У нас несколько другие данные. Антecedентный участок долины в среднем течении Чумыша начинается в 8 км ниже устья р. Сары-Чумыш и оканчивается ниже с. Победа, где река выходит на Обь-Чумышскую возвышенность и далее течет вдоль

подножия Салаирского кряжа. В зависимости от литологического и петрографического состава пересекаемых палеозойских пород и направления ослабленных зон тектонических нарушений, долина Чумыша то сужается до 70–300 м перед резкими коленообразными поворотами, то образует протяженные озеровидные расширения от 0,5 до 2–3 км. В таких расширениях четко выражены первые надпойменные аккумулятивные террасы высотой до 10–12 м над урезом реки и шириной от первых десятков метров до 0,8–1,6 км. Отложения, идентичные слагающим эту террасу и сочленяющиеся с ней, прослеживаются далеко вверх и по долинам притоков, которые впадают в Чумыш на участках таких расширений.

На этом участке долины отложения первой надпойменной террасы и сопряженных с ними образований в долинах притоков изучались нами летом 2020 г. в естественных обнажениях, которые зачищались расчистками, с отбором образцов на различные виды анализов. Изученные разрезы находятся в долине Чумыша ниже с. Черемшанка и в с. Победа, а также в долинах его притоков – Ельцовка и Калтык (рис. 1).

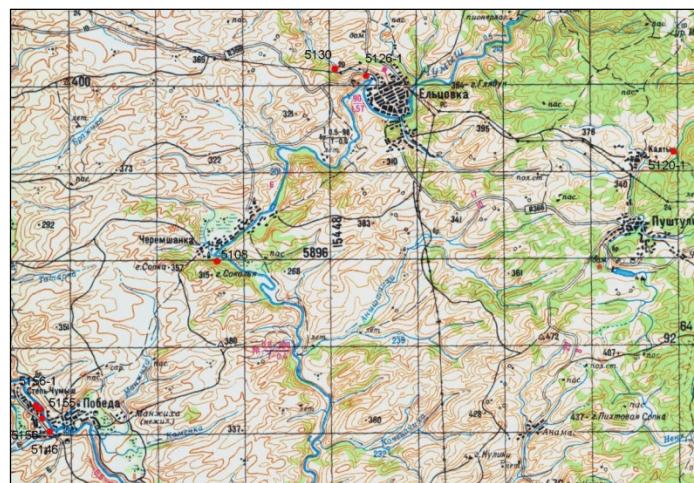


Рис. 1. Положение изученных разрезов первой надпойменной террасы (красные кружки) в долинах среднего течения р. Чумыш и его притоков

Fig. 1. The position of the studied sections of the first floodplain terrace (red circles) in the valleys of the middle course of the Chumysh River and its tributaries

Методы исследования

Определения обнаруженных остатков ископаемой фауны крупных млекопитающих были выполнены А.В. Шпанским, материалы переданы на хранение в палеонтологический музей ТГУ. Ископаемая микрофауна остракод и моллюсков из отложений первой надпойменной террасы Чумыша определялась в лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск), а также И.И. Тетериной в Сибирском государственном индустриальном университете (г. Новокузнецк).

Минералогический анализ шлихов, отобранных из песков и гравийных галечников, рентгеноспектральный флуоресцентный анализ глин и алевритов для определения химического состава отложений, а также радиоуглеродный анализ образцов погребенной древесины были выполнены в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Радиоуглеродный возраст определялся жидкостно-сцинтиляционным методом, а его значения получены в годах от 1950 г. Там же в лаборатории, для перехода к возрасту в календарных годах, была проведена калибровка по калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013]. Калиброванный радиоуглеродный возраст также отсчитывается от 1950 г. Относительная геохронология формирования осадочных комплексов сопоставлена с морскими изотопными стадиями (МИС).

Результаты исследований

Ниже приведено описание серии естественных обнажений в среднем течении р. Чумыш и долинах его притоков с их литохимической и палеонтологической характеристикой.

На правом берегу р. Чумыш в 0,5 км ниже села Черемшанка (см. рис. 1, Т.н. 5108, 53°11'21,678" с.ш., 86°8'34,375" в.д.) разрез обнажения первой надпойменной террасы высотой 10 м имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Алевриты глинистые желтоватого цвета плотные массивные неслоистые. Переход в нижележащую толщу постепенный. Отложения имеют предположительно золовое происхождение.....3,5 м

2. Глины алевритистые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Выделяются слойки светло- и темно-серого цвета толщиной от 0,5 до 1,5 см. По всему разрезу довольно часто встречаются тонкие (0,5–3 см) темно-коричневые и черные слойки мелкого растительного детрита. Контакт с нижележащей толщой постепенный.....3,0 м

3. Глины голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные с запахом сероводорода. Слоистость

не выражена. Разбиты тонкими микротрецинами, по которым развиты бурье пленки гидроксидов железа. По всей толще рассеяны многочисленные обломки древесины, веток деревьев и раковины остракод. Уходит под урез.....3,5 м

Отложения слоев 2 и 3 предположительно отнесены к пойменному аллювию. Глины слоя 3 характеризуются повышенными содержаниями CaO – 4,17 %, FeO – 1,97 % и P₂O₅ – 0,19 %. При высыхании в них четко проявляются редкие тонкие (2 мм) прожилки вивианита голубого цвета.

В лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) в алевритистых глинах слоя 2, отобранных с глубины 5 м, выделены единичные точнее не определенные раковины моллюсков *Bivalvia* sp. juv.

В глинах слоя 3, отобранных с глубины 9 м, определена фауна остракод: *Limnocythere inopinata*, *Ilyoscypris bradyi*, *Candona inaequivalvis*, *Cyclocypris ovum*, *Cypridopsis vidua*, *Potamocypris longisetosa*, а также фрагменты инкрустации таллома харовых водорослей. Отсюда же И.И. Тетериной дополнительно были выделены остракоды: *Candona caudata* Kaufman, *Candona candida* (O.F. Müller), *Potamocypris variegata* (Brady et Norman). Данные виды известны в составе комплексов остракод поздненеоплейстоценовой первой надпойменной террасы.

В с. Победа в обрыве на левом берегу р. Чумыш в 0,5 км выше моста (см. рис. 1, Т.н. 5146, 53°07'5,052" с.ш., 86°01'41,178" в.д.) уступ первой надпойменной террасы интенсивно подмывается, обваливается и представляет собой вертикальную стенку (рис. 2), где под почвенным слоем мощностью 0,6 м залегают (сверху вниз):

1. Субазальные образования желтовато-серые очень плотные слоистые. Состоят из чередования прослоев тонкозернистых глинистых песков и песчанистых глин. Слоистость субгоризонтальная параллельная очень полого наклонена вниз по течению. Толщина слоев 2–5 см. Вверх по течению постепенно замещаются желтоватыми алевритами, а через 100 м алевриты вновь сменяются переслаиванием глинистых тонкозернистых песков и песчанистых глин. Очень редко встречаются единичные включения мелкого щебня в начальной стадии окатывания. В 100 м выше по течению в большом количестве содержат диагенетические карбонатные конкреции дендритовидной и уплощенной лепёшковидной формы диаметром от 5 до 15 см. Слой карбонатизирован, со столбчатой отдельностью, лессовидного облика.....4,4 м

2. Алевриты светло-серые при высыхании приобретают зеленоватый оттенок, с редкими прослойками желтоватых тонкозернистых песков. В больших количествах содержат обломки и мелкие раковинки

моллюсков и остракод, кости рыб, а также редкие обломки древесины и веток темно-коричневого цвета. Вокруг этих обломков наблюдается желто-буровое

концентрически слоистое ожелезнение. Отложения формировались в условиях низкой поймы и слабого или даже отсутствующего течения.....3,0 м



Рис. 2. Фрагмент обнажения первой надпойменной террасы р. Чумыш в с. Победа

Fig. 2. Fragment of the outcrop of the first over-floodplain terrace of the Chumysh River in Pobeda village

3. Пески разнозернистые светло-серые чистые хорошо промытые, с большим количеством раковинного и растительного детрита, раковин моллюсков, обломков веток и стволов деревьев черного цвета. С глубины 9,5 м пески становятся грубозернистыми с гравием, желтыми и бурыми, водоносными. Содержат частые прослои толщиной от 2 до 10 см почти черных глин с сильным запахом сероводорода, насыщенных раковинами моллюсков и остракод, растительным детритом и обломками древесины.....2,0 м

4. Пески грубозернистые гравийные глинистые красно-бурые. На контакте со слоем 3 – скопление крупных обломков древесины и стволов деревьев. Отложения слоев 3 и 4 соотносятся с фацией руслового аллювия. Уходят под урез реки.....0,4 м

Видимая мощность отложений 10,4 м.

В слое 1 на глубине 4,5 м от поверхности обнаружен второй шейный позвонок *Bison priscus* поздненеоплейстоценового (МИС 2) возраста. Позвонок имеет на поверхности следы травления корнями растений, что указывает на его медленное захоронение в субаэральных условиях. Эти отложения резко отличаются от нижележащих толщ пониженными со-

держаниями CaO – 1,65 % и FeO – 1,36 % и несколько повышенными содержаниями P₂O₅ – 0,19 %.

В алевритах слоя 2, отобранных с глубины 7 м от поверхности, в лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН выделены точнее не определенные раковины моллюсков *Bivalvia* sp. juv. и *Gastropoda* sp. juv.; остракоды *Ilyocypris bradyi*, *Candonia inaequivalvis*, *Cyclocypris ovum*; харовые водоросли *Chara vulgaris*, фрагменты инкрустации таллома харовых водорослей, а также обнаружены четыре кости рыб, оставшиеся не определенными. В этих алевритах отмечаются повышенные содержания CaO – 5,65 % FeO – 2,43 % и P₂O₅ – 0,14 %.

В песках слоя 3 в интервале глубин 9–10 м от поверхности обнаружены остатки крупных млекопитающих. Здесь определены: диафиз лучевой кости детеныша шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis*; левая метакарпальная кость лошади *Equus ferus* (= *E. gallicus*); фрагмент последнего шейного позвонка, нижняя половина метакарпальной кости, фрагмент метаподия, правая большая берцовая кость и первая фаланга пальца бизона *Bison priscus*. Все остатки имеют поздненеоплейстоценовый возраст, предположительно соотносимый с

МИС 3. Сохранность костей не одинаковая, часть имеют светло-коричневую окраску, некоторые на поверхности имеют следы травления корнями растений или погрызы, некоторые из них несут следы окатывания и переотложения.

В отложениях слоя 3 с глубины 8,8 м в лаборатории ИНГГ СО РАН выделены точнее не определенные раковины моллюсков *Bivalvia* sp. juv. и *Gastropoda* sp. juv., а также остракоды *Limnocythere inopinata*, *Ilyocypris bradyi*, *Candona inaequivalvis*, *Cyclocypris ovum*, харовые водоросли *Chara vulgaris*, фрагменты инкрустации таллома харовых водорослей. В низах этого слоя на глубине 9,5 м содержатся остракоды *Ilyocypris bradyi*, *Candona candida*, *Herpetocypris reptans*, *Fabaeformiscandida harmsworthi*, а также водоросли *Chara vulgaris*.

В этом же слое с глубины 9,5 м И.И. Тетерина дополнительно определила остракоды вида *Candona neglecta* Sars и разнообразную фауну водных и наземных моллюсков. Водные моллюски представлены видами: *Viviparus contectus* (Müller), *Valvata depressa*, *Valvata ambigua*, *Valvata piscinalis* (Müller), *Lymnaea (Peregrina) peregra* (Müller), *Anisus acronicus* (Feruss.), *Pisidium amnicum* (Müller), *Neopisidium* sp. Наземные моллюски, смывые с берегов: *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia costata* (Müller), *Vallonia pulchella* (Müller). Отложения слоя 3 по особенностям осадконакопления и палеонтологической характеристике соотносятся с фацией косового аллювия, отражающее периодическое быстрое осадконакопление и обмеление с формированием застойных луж и мелководных заводей.

Радиоуглеродный возраст крупного обломка древесины с глубины 9,5 м (слой 3) определен в 14100 ± 200 лет (RGI-300), а калиброванный – 16900–17500 лет.

В этом слое в прослойе черных глин с глубины 9,5 м также отмечаются повышенные содержания CaO – 4,5 %, FeO – 2,65 % и P₂O₅ – 0,12 %.

В песках слоя 3 тяжелая фракция состоит из ильменита (23,1 %), магнетита (19,6 %), эпидота (12,6 %), титаномагнетита (9,1 %), лейкоксена (7,2 %), граната (5,1 %), гематита (4,1 %), циркона (0,8 %), клинопироксена (0,7 %), гетита (0,6 %), апатита (0,5 %), пирита (0,3 %), дистена (0,1 %). Легкая фракция представлена кварцем (44,5 %), плагиоклазом (18,3 %), хлоритом (12,1 %), полевыми шпатами (11,0 %), кальцитом (6,8 %) и гидроокислами железа (5,8 %).

В грубозернистых песках слоя 4 тяжелая фракция состоит из ильменита (23,2 %), гематита (14,9 %), эпидота (11,2 %), титаномагнетита (7,0 %), лейкоксена (5,4 %), граната (2,3 %), клинопироксена (1,5 %), циркона (1,0 %), гетита (0,7 %), рутила, апатита и дистена (по 0,2 %), единичных зерен хромита и монацита. Лег-

кая фракция – кварц (63,3 %), плагиоклаз (13,3 %), полевые шпаты (8,0 %), хлорит (6,9 %), гидроокислы железа (5,0 %), кальцит (3,0 %).

В этом же разрезе вверх по течению мощность слоя 3 возрастает до 4 м над урезом реки и представлена разнозернистыми волнисто- и косослоистыми песками русской фации, а мощность слоя 2 сокращается. Прослеживаются они на протяжении 150 м, а далее русло реки уходит к другому берегу, уступ террасы становится выпуклым, полностью зародившимся и залесенным. Вниз по течению на протяжении 200 м слой 3 представлен разнозернистыми желто-бурыми лимонитизированными песками, уходящими под урез реки.

В 500 м ниже предыдущего разреза на левом берегу р. Чумыш ниже моста (см. рис. 1, Т.н. 5155, $53^{\circ}07'25,867''$ с.ш., $86^{\circ}01'23,216''$ в.д.) разрез террасы имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Тонкозернистые песчано-глинистые алевриты желто-серые пойменной фации.....3,0 м
2. Глины светло-серые с голубоватым оттенком тонко-горизонтально слоистые, также соответствующие пойменной фации.....4,0 м
3. Пески грубозернистые желто-бурые с линзами толщиной до 2 см мелкого гравия, косослоистые. В них отмечаются тонкие (первые см) слойки темно-серых глинистых песков с растительными остатками черного цвета. Отложения формировались в условиях кос и пляжей. Уходят под урез реки.....2,0 м

Видимая мощность отложений 9,0 м.

Отсюда и вниз по течению на протяжении 0,45 км разрез практически не меняется, лишь гравийные пески слоя 3 то повышаются до 3 м над урезом реки, то уходят под него. И уже ниже уреза видно, что под ними залегают темно-серые глины, содержащие крупные стволы деревьев.

Далее вниз по течению (см. рис. 1, Т.н. 5156, $53^{\circ}07'38,986''$ с.ш., $86^{\circ}01'18,676''$ в.д.) верхняя часть разреза представлена желтовато-серыми тонкопесчано-глинистыми алевритами пойменной фации мощностью 5,0 м. Ниже, уходя под урез реки, залегают темно-серые с голубоватым оттенком очень плотные глинистые алевриты видимой мощностью 7,0 м, содержащие по всей толще обломки сучьев и стволов деревьев.

Еще в 0,2 км ниже по течению (см. рис. 1, Т.н. 5156-1, $53^{\circ}07'44,623''$ с.ш., $86^{\circ}01'8,164''$ в.д.) в глинистых алевритех нижнего слоя появляются горизонтальные прослои желтоватых среднезернистых песков толщиной от 3 до 10 см. Видимая мощность отложений террасы достигает 12,0 м.

Ранее значительно ниже по долине Чумыша у с. Дмитрово-Титово радиоуглеродный возраст первой надпойменной террасы в основании видимой части

разреза был определен по органике в 12590 ± 90 лет (СОАН-2350) [Малолетко, Панычев, 1991].

Отметим также, что в 2005 г. у с. Победа на бечевнике р. Чумыш была найдена нижняя челюсть носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis*) хорошей сохранности, но со следами окатывания. По ней были получены две радиоуглеродные датировки: 40350 ± 150 лет (IGAN_{AMS} 6919) и 40230 ± 180 лет (IGAN_{AMS} 7224) [Кириллова и др., 2021]. Это геологически самая молодая находка *S. kirchbergensis*, что совместно с находками других видов, считавшихся вымершими еще в среднем неоплейстоцене, меняет наши представления о составе мамонтовой фауны на территории Западной Сибири [Шпанский, 2021]. Ниже по течению Чумыша, на пляжах между селами Мартыново и Кытманово, С.К. Васильевым получено большое разнообразие костных остатков, в том числе 19 костей носорога Мерка, которые вымыты уже из отложений второй надпойменной террасы [Васильев и др., 2021]. Радиоуглеродное датирование этого материала показало запредельные результаты для метода.

У правого борта р. Чумыш в устье долины речки Ельцовка на окраине с. Ельцовка (см. рис. 1, Т.н. 5126-1, $53^{\circ}15'58,340''$ с.ш., $86^{\circ}14'42,591''$ в.д.) расчистками вскрыт следующий разрез отложений, смыкающихся с первой надпойменной террасой р. Чумыш (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные. В нижней части появляются тонкие (до 2–3 см) желто-бурые полосы лимонитизации. Предполагается аэральное происхождение отложений.....6,0 м

2. Глины алевритистые плотные серые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Толщина слойков 3–5 мм. Отложения предположительно отнесены к фации пойменных или старичных озер.....0,6 м

3. Алевриты глинистые голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные неслоистые с запахом сероводорода. Содержат обломки древесины черного цвета, мелкий рассеянный растительный детрит и единичные раковины моллюсков. Уходят под урез речки, которая протекает по этой толще, врезаясь в нее. Генезис отложений сопоставляется с заболоченными участками поймы.....2,4 м

Видимая мощность отложений 9,0 м.

В лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН (Новосибирск) в глинистых алевритах слоя 3, отобранных с глубины 9 м, выделены единичные точнее не определенные раковины моллюсков *Bivalvia* sp. juv. Радиоуглеродный возраст обломка древесины на уровне уреза воды с глубины 9,0 м (слой 3) определен в 20900 ± 400 лет (RGI-299), а

калиброванный возраст составил 24600–25600 лет. Для алевритов слоя 3 также характерны повышенные значения CaO – 5,17 %, FeO – 1,52 % и P₂O₅ – 0,13 %.

Еще один разрез в долине Ельцовки был изучен в 4 км выше по течению (см. рис. 1, Т.н. 5130, $53^{\circ}16'8,581''$ с.ш., $86^{\circ}13'24,792''$ в.д.) в излучине на правом берегу (рис. 3), где вскрыты (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные, со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные, аэрального происхождения.....6,0 м

2. Глины плотные серые тонкогоризонтальнослоистые вязкие пластичные. Толщина слойков 3–5 мм. Генезис отложений сопоставляется с пойменным аллювием.....0,5 м

3. Алевриты глинистые голубовато-серого (сизого) цвета очень плотные массивные неслоистые с запахом сероводорода. Содержат мелкие остатки травянистых растений черного цвета. С резким контактом залегают на подстилающих образованиях. Происхождение отложений сопоставляется с условиями заболоченной поймы.....2,4 м

4. Галечники гравийные плохо окатанные с глинистым разнозернистым песком серого цвета в заполнителе. Размер обломков до 10 см, а их петрографический состав отражает породы, слагающие борта долины. Отложения отнесены к фации руслового аллювия. Слой уходит под урез речки.....0,5 м

Вскрытая мощность отложений 9,4 м.

В лессовидных суглинках слоя 1 на глубине 5 м от поверхности обнаружена средняя часть ребра, принадлежащая *Mammuthus primigenius*, которая имеет позднеоплейстоценовую сохранность и относится к МИС 2.

В гравийных галечниках слоя 4 тяжелая фракция состоит из магнетита (21,3 %), гематита (12,4 %), лейкооксена (11,8 %), эпидота (8,6 %), ильменита (8,1 %), гетита (1,3 %), хромита и клинопироксена (по 0,6 %), апатита и циркона (по 0,1 %), а также единичных зерен граната, пирита, арсенопирита, турмалина и дистена. Легкая фракция состоит из плагиоклаза (33,3 %), кварца (24,7 %), хлорита (12,5 %), полевых шпатов (12,0 %), гидроокислов железа (12,0 %) и кальцита (5,5 %).

На левом берегу в долине среднего течения р. Калтык – левый приток Чумыша выше с. Ельцовка – (см. рис. 1, Т.н. 5120-1, $53^{\circ}14'6,186''$ с.ш., $86^{\circ}27'26,937''$ в.д.) установлен разрез практически идентичный двум предыдущим (сверху вниз):

1. Суглинки пылевидные желтоватые плотные пористые карбонатизированные со столбчатой отдельностью, массивные, неслоистые, лессовидные, аэрального происхождения.....8,0 м



Рис. 3. Обнажение аллювиально-озерных отложений в долине р. Ельцовка

Fig. 3. Exposure of alluvial-lacustrine deposits in the valley of the Yeltsovka River

2. Глины темно-серые плотные пластичные с неясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Предположительно относимые к фации пойменного аллювия.....0,4 м
 3. Глины алевритистые голубовато-серые плотные с запахом сероводорода, неслоистые, массивные, с мелкими рассеянными растительными остатками. Происхождение отложений сопоставляется с условиями заболоченной поймы. уходят под урез реки.....0,6 м
 Вскрытая мощность отложений 9,0 м.

Здесь также для глин слоя 3 характерны повышенные содержания CaO – 4,95 %, FeO – 1,67 % и P_2O_5 – 0,13 %.

Еще одно обнажение, вскрывающее основание первой надпойменной террасы р. Чумыш, находится уже за пределами антецедентного участка долины примерно в 30 км ниже с. Победа на правом берегу напротив с. Бураново ($53^{\circ}23'6''$ с.ш., $85^{\circ}48'$ в.д.). Здесь в 2005 г. в горизонтально слоистых алевритах на глубине около 7 м от верхней бровки Л. Ваничевой найдены остатки представителей мамонтовой фауны: череп *Bison priscus* и др. Морфологические особенности черепа *Bison priscus* соответствуют морфоформе бизонов холодных открытых ландшафтов (широкорогой), которые преобладали во время последнего холодного максимума [Shpansky et al., 2016].

Обсуждение

В целом рассматриваемые отложения, по фауне крупных млекопитающих и радиоуглеродным дан-

ным, датируются четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена (МИС 2). Этому не противоречит содержащаяся в них фауна остракод и моллюсков.

Залегающие в основании разрезов гравийные галечники, грубозернистые и гравийные пески с переотложенной фауной млекопитающих последнего интерстадиала (МИС 3) мы рассматриваем как аллювий русской и косовой фаций, формировавшиеся в значительной мере за счет размыва и переотложения более древних образований. В пользу этого говорит разная сохранность костей млекопитающих из слоя 3 у с. Победа, что может свидетельствовать об их первоначальном залегании в отложениях разного генезиса, а также находка на бечевнике челюсти носорога Мерка [Кириллова и др., 2021]. Кроме того, отмеченный выше минералогический состав тяжелой и легкой фракций в песках и гравийных галечниках также свидетельствует не только о незначительной дальности транспортировки и быстроте седimentации, но и о размыве, и переотложении каких-то более древних четвертичных отложений.

Лежащие на них серые и голубовато-серые глины и алевриты отнесены к озерным образованиям полноводно-заторных фаций, формирующихся в пределах поймы. В долине Чумыша их перекрывает аллювий пойменной фации, а в долинах притоков – субаэральные лессовидные покровные суглинки.

Ранее идентичные по своему генезису, строению, литологии и мощности отложения были выявлены в озеровидных расширениях долин рек Большой Мунгай и Тогул (правые притоки Чумыша) и долинах их притоков. Здесь они также содержат, по определе-

нию А.В. Шпанского, поздненеоплейстоценовую фауну крупных млекопитающих (шерстистый носорог, мамонт, бизон), а их радиоуглеродный возраст, определенный по крупным обломкам древесины, изменяется от 11950 ± 95 лет (СОАН-6616) до 19465 ± 320 лет (СОАН-6617) [Будников, Русанов, 2007]. Аналогичное строение, генезис и возраст имеют первые надпойменные террасы и во многих речных долинах Кузбасса [Николаев, 2001].

Точно такие же по возрасту (восемь датировок по обломкам древесины от 11690 ± 90 лет (СОАН-4391) до 23835 ± 125 лет (СОАН-1163)), генезису и литологии подпрудные озерные образования были установлены и в северо-западной части Алтая в долинах притоков реки Чарыш в пределах предгорно-низкогорной части его бассейна [Николаев, 2001; Русанов и др., 2014]. На начальном этапе последнего оледенения высота паводков в долине Чарыша могла достигать 10–20 м [Бутвиловский, 1993], а это, наряду с возможным образованием мощных ледяных заторов, должно было неизбежно приводить к длительному подпруживанию долин притоков.

На Салаире перед крутыми коленообразными поворотами речных долин происходит резкое сужение расположенных выше озеровидных расширений. В таких местах во время LGM (последний ледниковый максимум) были наиболее благоприятные условия для образования мощных ледяных заторов во время весеннего ледохода, которые

подпруживали реки и могли существовать довольно длительное время. Так, например, в это время ледяные заторы были обычным явлением в долине верхнего Енисея, а наиболее крупные из них могли существовать в течение нескольких лет [Ямских, 1993]. Выше этих подпруд очень быстро накапливались отложения половодно-заторной фации.

Выводы

1. В долине среднего течения р. Чумыш отложения первой надпойменной террасы синхронны времени МИС 2 и соответствующий LGM Бореальной области Евразии.

2. Полифациальные образования этой террасы представляют собой единый цикл седиментации. На начальном этапе этого временного интервала накапливались гравийные галечники и пески русской и косовой фаций, залегающие в основании разреза. В максимум LGM и начальные стадии его деградации формировались половодно-заторные озерные фации, слагающие среднюю часть разреза. И на заключительных стадиях деградации в конце МИС 2 накапливались аллювий пойменной фации и субаэральные покровные лессовидные суглинки, особенно развитые в долинах притоков р. Чумыш.

3. В эпоху LGM на Салаире вдоль рек произрастали долинные леса и заросли высоких кустарников, а на междуречных пространствах были развиты ландшафты холодных степей.

Список источников

- Будников А.Л., Русанов Г.Г.** Озерные отложения эпохи последнего (сартанского) оледенения в долинах Салаира // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : материалы V Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М. : ГЕОС, 2007. С. 54–57.
- Бутвиловский В.В.** Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 1993. 253 с.
- Васильев С.К., Середнев М.А., Милютин К.И.** Новые находки остатков плейстоценовых крупных млекопитающих на вторичных аллювиальных местонахождениях Верхнего Приобья в 2021 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск : Изд-во ИФЭТ СО РАН, 2021. Т. 27. С. 74–82.
- Кириллова И.В., Вершинина А.О., Зазовская Э.П., Занина О.Г., Катлер С., Косинцев П.А., Лаптева Е.Г., Чернова О.Ф., Шапиро Б.** К вопросу о времени и среде обитания *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839 (Mammalia, Rhinoceratidae) на Алтае и северо-востоке России // Зоологический журнал. 2021. Т. 100, № 5. С. 558–572.
- Малолетко А.М.** Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 1972. 230 с.
- Малолетко А.М.** Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 2008. 288 с.
- Малолетко А.М., Панычев В.А.** Структура поймы р. Чумыш // Эзогенные процессы на территории Алтайского края : тез. докл. конф. Барнаул, 1991. С. 48–51.
- Николаев С.В.** Отложения времени последнего ледникового Предгорного Алтая и их стратиграфические аналоги в Кузбассе // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири : материалы науч.-практ. конф. Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО РАН, 2001. С. 121–124.
- Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Орлова Л.А.** Озерные отложения и их возраст в долинах Предалтайской равнины и предгорий Северо-Западного Алтая // Современные проблемы географии и геологии : материалы III Международ. науч.-практ. конф. Томск : Новые Печатные Технологии, 2014. С. 641–646.
- Шпанский А.В.** Фаунистические комплексы крупных млекопитающих среднего-позднего неоплейстоцена Западной Сибири: новый взгляд на биостратиграфию // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов : материалы науч. онлайн-сессии. Новосибирск : ИНГТ СО РАН, 2021. С. 432–436.

Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск : КГПИ, 1993. 226 с.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP // Radiocarbon. 2013. V. 55(4). P. 1869–1887.

Шпанский А.В., Святко С.В., Раймер П.Д., Титов С.В. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. V. 15(2). P. 100–120.

References

Budnikov A.L., Rusanov G.G. *Ozernye otlozheniya epokhi poslednego (sartanskogo) oledeneniya v dolinakh Salaira* [Lacustrine deposits of the last (Sartan) glaciation in the Salair valleys] // Fundamentalnye problemy kvartera: itogi izuchenia i osnovnye napravleniya dalneishikh issledovanii. Materiały V Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Moscow : GEOS, 2007. pp. 54–57. In Russian

Butvilkovsky V.V. *Paleogeographia poslednego oledenia i golocene Altaya: sobytijno-katastroficheskaya model'* [Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: an event-catastrophic model]. Tomsk: Izdatelstvo TGU, 1993. 253 p. In Russian

Vasiliev S.K., Serednev M.A., Milyutin K.I. *Novye nakhodki ostatkov pleistocenovykh krupnykh mlekopitayushchikh na vtorichnykh allyuvialnykh mestonakhozdeniyakh Verkhnego Priobia v 2021 godu* [New Findings of Pleistocene Large Mammal Remains at Secondary Alluvial Localities of the Upper Ob Region in 2021] // Problemy archeologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnykh territorii. Novosibirsk: Izdatelstvo Institut archeologii i etnografii SB RAS, 2021. V. 27. pp. 74–82. 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 voprosu o vremeni i srede obitaniya Stephanorhinus kirchbergensis Jäger 1839 (Mammalia, Rhinoceratidae) na Aliae i severo-vostoke Rossii* [On the issue of time and habitat of Stephanorhinus kirchbergensis Jäger 1839 (Mammalia, Rhinoceratidae) in Altai and northeastern Russia] // Zoologichesky zhurnal. 2021. V. 100, № 5. pp. 558–572. In Russian

Maloletko A.M. *Paleogeographia predaltaiskoi chasti Zapadnoi Sibiri v mezozoe i kainozoe* [Paleogeography of the Pre-Altai part of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic] Tomsk: Izdatelstvo Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 1972. 230 p.

Maloletko A.M. *Evolucija rechnykh sistem Zapadnoi Sibiri v mezozoe i kainozoe* [Evolution of the river systems of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic]. Tomsk: Izdatelstvo Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 2008. 288 p. In Russian

Maloletko A.M., Panychev V.A. *Struktura poimy reki Chumysh* [The structure of the floodplain of the Chumysh River] // Ekzogennye processy na territorii Altaiskogo kraya. Tezisy dokladov konferencii. Barnaul, 1991. pp. 48–51. In Russian

Nikolaev S.V. *Otlozheniya vremeni poslednego lednikovia Predgornogo Altaya i ikh stratigraphicheskie analogi v Kuzbasse* [Deposits of the time of the last glaciation of Piedmont Altai and their stratigraphic analogues in Kuzbass] // Aktualnye voprosy geologii i mineragenii yuga Sibiri. Materiały III Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferencii. Novosibirsk: Izdatelstvo IGG SB RAS, 2001. pp. 121–124. In Russian

Rusanov G.G., Shpansky A.V., Orlova L.A. *Ozernye otlozheniya i ikh vozrast v dolinakh Predaltaiskoi ravniny i predgorii Severo-Zapadnogo Altaya* [Lacustrine deposits and their age in the valleys of the Pre-Altai Plain and the foothills of the North-Western Altai]// Sovremennye problemy geographii i geologii. Materiały III Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferencii. Tomsk: Novye Pechatnye Tekhnologii, 2014. pp. 641–646. In Russian

Shpansky A.V. *Faunisticheskie kompleksy krupnykh mlekopitayushchikh srednego-pozdneogo neopleistocena Zapadnoi Sibiri: novyi vzglyad na biostratigrafiyu* [Faunal complexes of large mammals of the middle-late Neopleistocene of Western Siberia: a new look at biostratigraphy] // Paleontologia, stratigraphia i paleogeographia mezozoya i kainozoya borealnykh raionov: Materiały nauchnoi online-sessii. Novosibirsk: INGG SB RAS, 2021. pp. 432–436. In Russian

Yamskikh A.F. *Osadkonakoplenie i terrasoobrazovanie v rechnykh golinakh Yuzhnoi Sibiri* [Sedimentation and terrace formation in the river valleys of Southern Siberia]. Krasnoyarsk: KGPI, 1993. 226 p. In Russian

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP // Radiocarbon. 2013. V. 55(4). pp. 1869–1887.

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. 2016, V. 15(2). pp. 100–120.

Информация об авторах:

Русанов Г.Г., кандидат географических наук, главный специалист, ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО», Малоенисейское, Алтайский край, Россия.

E-mail: rusgennadij@mail.ru

Шпанский А.В., доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru, andreyshpansky@yandex.ru

Тетерина И.И., кандидат географических наук, доцент, кафедра геологии, геодезии и безопасности жизнедеятельности, Институт горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.

E-mail: ya.teterinairina@yandex.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Rusanov G.G., Cand. Sci. (Geography), Chief Specialist, "Gorno-Altaiskaya expedition" JSC "Siberian PGO", Maloensiseiskoye, Altai region, Russia.

E-mail: rusgennadij@mail.ru

Shpansky A.V., Dr. Sci. (Geol-Miner.), Professor, Department of Palaeontology and Historical Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia; V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru; andreyshpansky@yandex.ru

Teterina I.I., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Geology, Geodesy and Life Safety, Institute of Mining and Geosystems, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia.

E-mail: ya.teterinairina@yandex.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 05.10.2022; одобрена после рецензирования 17.11.2022; принята к публикации 20.06.2023

The article was submitted 05.10.2022; approved after reviewing 17.11.2022; accepted for publication 20.06.2023

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Научная статья

УДК 551.8

doi: 10.17223/25421379/27/8

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ (ДАРХАНСКО-СЕЛЕНГИНСКИЙ РАЙОН)



Светлана Никитична Тимирева¹, Юрий Михайлович Кононов¹, Ольга Сергеевна Хохлова²,
Светлана Арсеньевна Сычева¹, Александра Николаевна Симакова³, Ochirbat Batkhishig⁴,
Tseden-Ish Bolormaa⁴, Ganbat Byambaa⁴, Turmunkh Telmen⁴, Maamkhuu Zolzaya⁴,
Ксения Геннадьевна Филиппова¹

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

³ Геологический институт РАН Москва, Россия

⁴ Институт географии и геоэкологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

¹ stimireva@mail.ru, jukon02@mail.ru, sychevasha@mail.ru, xenia.filippova@gmail.com

² olga_004@rambler.ru

³ simak2001@mail.ru

⁴ batkhishig@gmail.com, bolormaa999@gmail.com, byambaa87@gmail.com, telmen808@gmail.com, zolzayageo@gmail.com

Аннотация. На основе комплексного изучения рыхлых отложений и 17 дат AMS ¹⁴C двух разрезов в бассейне р. Орхон были реконструированы ландшафтно-климатические изменения за последние 14000 кал. л. н. на севере Монголии. Установлены этапы усиления аридизации около 3800–4000 и между 8400–8000 л. н. В раннем голоцене на севере Монголии существовали более гумидные лесостепные условия, сменившиеся степными в среднем голоцене. В среднем голоцене климат менялся динамичнее. Доминировали степные и полупустынные ландшафты. В позднем голоцене восстановлен период гумидизации климата, когда господствовали луговые степи.

Ключевые слова: ландшафтно-климатические изменения, лёссы, палеопочвы, седиментация, позднеледниковые, голоцен, Монголия

Источник финансирования: исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда по проекту № 22-17-00265 (палеогеографическая реконструкция и интерпретация педостратиграфических данных). Лабораторная обработка проводилась с использованием инфраструктуры ИГ РАН в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

Для цитирования: Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Хохлова О.С., Сычева С.А., Симакова А.Н., Batkhishig O., Bolormaa T., Byambaa G., Telmen T., Zolzaya M., Филиппова К.Г. Позднеледниковые и голоценовые изменения окружающей среды на севере Центральной Монголии (Дарханско-Селенгинский район) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 102–122. doi: 10.17223/25421379/27/8

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/8

LATE GLACIAL AND HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE NORTH OF CENTRAL MONGOLIA (DARKHAN-SELENGE AREA)

Svetlana N. Timireva¹, Yury M. Kononov¹, Olga S. Khokhlova², Svetlana A. Sycheva¹,
Aleksandra N. Simakova³, Ochirbat Batkhishig⁴, Tseden-Ish Bolormaa⁴, Ganbat Byambaa⁴,
Turmunkh Telmen⁴, Maamkhuu Zolzaya⁴, Kseniya G. Filippova¹

¹ Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

³ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁴ Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia

¹ stimireva@mail.ru, jukon02@mail.ru, sychevasha@mail.ru, xenia.filippova@gmail.com

² olga_004@rambler.ru

³ simak2001@mail.ru

⁴ batkhishig@gmail.com, bolormaa999@gmail.com, byambaa87@gmail.com, telmen808@gmail.com, zolzayageo@gmail.com

Abstract. A study of landscape and climate changes over the last 14000 cal year BP in Northern Mongolia is presented in the paper, based on a comprehensive analysis of friable sediments and seventeen AMS ^{14}C dates from two sections in the Orkhon River basin. The Orkhon and Darkhan sections are located in similar geomorphological conditions on the first above-floodplain river terrace but have some differences. The Orkhon section is located directly at the riverbed, not far from the mountain range, while the Darkhan section is located in a ravine that cuts the terrace surface, at a distance from the river and mountains. This geomorphological difference causes the completeness and complexity of the paleoarchives in the studied sections. Both sections have a thick soil-sediment sequence with several heterochronous paleosols separated by sediments of varying genesis (mainly aeolian and fluvial). The paleosols were formed during periods of slow relief transformation, reflecting the most optimal bioclimatic conditions. The interlayering sediments (sandy-silty layers) display the phases of soil degradation due to frequent droughts and increased aeolian processes, with sporadic and catastrophic rainfalls (horizontally and lenticularly layered strata with a large amount of detritus and gravel). According to our data, the soil profile that was formed in the Late glacial period is characterized by a humid type of soil formation, and according to palynological data, meadow vegetation was widespread. In the Early Holocene, there was one stage of optimal conditions (increased heat and moisture) proper for soil development in Northern Mongolia. In the Middle Holocene, there are at least three stages. Finally, there were two stages with increased climate humidity in the Late Holocene. In the Early Holocene, Northern Mongolia had more humid forest-steppe conditions, which were replaced by steppe conditions in the Middle Holocene, when the climate changed more significantly. An expansion of forest vegetation (pine forests), probably on the northern slopes, is noted in the pollen spectra of Middle Holocene soils. Steppe and semi-desert landscapes predominated.

Several stages of enhanced aridization were reconstructed: about 3800–4000, between 8400–8000 years BP. In the Darkhan section, the period of 8394–2775 years was a significant hiatus in soil formation. About 50 cm of sand accumulated over 5600 years, and there are no soils in this layer. Plausibly, the surface was essentially denuded before the second paleosol formation. At the same time, the Orkhon section accumulated aeolian sediment more than 70 cm thick. It suggests the existence of a period of severe droughts at the end of the Middle Holocene (after 3000 years BP). In the Late Holocene, climate humidification was reconstructed, when meadow steppes predominated again. The uppermost paleosol in the Darkhan section was formed in the second half of the Late Holocene.

Keywords: Landscape and climate changes, Paleosol, Late Glacial, Holocene, Mongolia

Source of financing: This research was funded by the Russian Science Foundation Project no. 22-17-00265 (paleogeographic reconstruction and interpretation of pedostratigraphic data). Laboratory processing was carried out using the infrastructure of the IG RAS within the State Task no. AAAA-A19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

For citation: Timireva S.N., Kononov Yu.M., Khokhlova O.S., Sycheva S.A., Simakova A.N., Batkhishig O., Bolormaa T., Byambaa G., Telmen T., Zolzaya M., Filippova K.G. (2023) Late glacial and Holocene environmental changes in the north of Central Mongolia (Darkhan-Selenge Area). *Geofernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 102–122. doi: 10.17223/25421379/27/8

Введение

Север Монголии относится к лесостепной зоне умеренного пояса Восточной Азии, характерной чертой которой является широкое разнообразие климатических условий и ландшафтов [Böhner, 2006; Endo et al., 2006; Liu et al., 2013; Wang, Feng, 2013]. Преобладающие здесь степные, лесо-степные и таежные экосистемы чрезвычайно зависимы от изменений климата. В силу этого этот регион является важным для палеоклиматических и палеоэкологических исследований, направленных на понимание пространственно-временного развития климата в голоцене. Район расположен в центре евразийского континента и представляет собой в основном плоскогорье, где преимущественно развиты аридные и semiаридные ландшафты. Климат Монголии контролируется центральноазиатским антициклоном, который взаимодействует с западными и муссонными атмосферными циркуляциями. Северная Монго-

лия является климатическим барьером между относительно влажной Сибирью и засушливой Центральной Азией. Таким образом, географическое положение изучаемого района обеспечивает ему повышенную чувствительность к климатическим изменениям, в особенности к колебаниям увлажненности. Этот фактор является лимитирующим для функционирования экосистем и их компонентов – растительных сообществ и почв.

К настоящему времени большинство исследований в Монголии, касающихся палеоэкологических изменений в голоцене, сосредоточено на озерных летописях [Fowell et al., 2003; Prokopenko et al., 2007; Wang et al., 2009; Tian et al., 2013; Katsuta et al., 2017; Lehmkuhl et al., 2018].

В Монголии встречаются лёссовые и лёссовидные отложения, которые содержат в себе погребенные почвы, образуя лёссово-почвенные формации [Lehmkuhl, 1997]. И хотя лёссово-почвенные серии степных областей можно рассматривать как одни из

наиболее полных субаэральных природных архивов [Kukla, 1975; Руе, 1995; Рыков и др., 2008; Величко и др., 2009, 2012, 2017; Panin et al., 2019, 2018; Timireva et al., 2021], только несколько недавних работ были сосредоточены на их изучении в Монголии [Feng et al., 2007; Lehmkuhl et al., 2011, 2012; Maa et al., 2013].

В работе [Klinge, Sauer, 2019] был проведен дифференцированный синтез доступной в настоящее время палеокологической информации по Монголии с целью указать на существующие противоречия и пробелы в знаниях. Было выявлено, что современное состояние исследований основано на ограниченном количестве природных архивов и имеет несбалансированное пространственное распределение исследуемых участков. В обобщающем заключении данного обзора было заявлено, что для интеграции региональных климатических реконструкций Монголии в глобальную климатическую схему необходимы дальнейшие исследования с высоким временным разрешением на новых участках с привлечением дополнительных природных архивов. Представляемая здесь нами работа напрямую согласуется с этими рекомендациями. Палеогеографические работы проводились на разрезах лёссово-почвенных отложений северной Монголии, которые впервые были представлены в работе [Lehmkuhl et al., 2012].

В нашей работе исследования проводились с высоким временным разрешением – производился сплошной отбор образцов без пропусков. Это позволило получить более детальную стратиграфию и, как следствие, выявить более полную историю развития окружающей среды данного региона в голоцене. Частично эти результаты были опубликованы в работе [Timireva et al., 2020].

Район исследований

Исследования проводились в северной части Монголии (рис. 1) в пределах Байкало-Улан-Баторского лёссового коридора ($48^{\circ}\text{--}53^{\circ}\text{ N}$, $104^{\circ}\text{--}108^{\circ}\text{ E}$), где преобладают мощные эоловые отложения [Карта..., 1989; Feng et al., 2005, 2007]. Район представляет собой пролювиально-аллювиальную равнину, окруженную невысокими горами Бурэнгий – Нуру (до 1 025 м н. у. м.), которые сложены в основном гранитами и кристаллическими сланцами.

Климат здесь резко континентальный, для него характерно преобладание солнечных дней, особенно зимой, значительная сухость воздуха, малое количество осадков, резкие температурные колебания, не только годовые (до 50°C), но и суточные ($20\text{--}30^{\circ}\text{C}$). Самый холодный месяц – январь. Средние значения зимних температур $\sim -25^{\circ}\text{C}$, а летних $+19^{\circ}\text{C}$. Сред-

негодовое количество осадков от 300 до 350 мм, причем 80–90 % выпадает в течение пяти месяцев – с мая по сентябрь [Batjargal, 1997].

Современный почвенный покров представлен маломощными, в разной степени эродированными темно-каштановыми почвами сухих степей, иногда в сочетании с черноземами. В растительном покрове преобладают полынино-злаковые и разнотравно-злаковые сообщества сухих степей [Почвенный покров..., 1984; Панкова, 1997; Ибрагимова и др., 2018]. Территория не только интенсивно используется под выпас домашних животных, но местами распахивается, занята под выращивание картофеля и других сельскохозяйственных культур.

Объектами полевых исследований были два разреза лёссово-почвенных отложений. Один из них расположен в обрыве первой надпойменной террасы левого берега реки Орхон, примерно в 150 км южнее ее впадения в реку Селенгу. Название реки Орхон мы будем использовать в дальнейшем для обозначения этого разреза. Следующий разрез вскрыт в борту оврага, прорезающего поверхность первой надпойменной террасы р. Хара-Гол – правого притока р. Орхон, вблизи южной окраины г. Дархан, название которого мы будем использовать для обозначения этого разреза. Разрез Дархан расположен на расстоянии около 60 км к северо-востоку от разреза Орхон.

Методика исследований и используемый материал

Полевые исследования. Во время полевых работ стенка естественного берегового обрыва р. Орхон и борт оврага вблизи г. Дархан были зачищены для удаления высущенного трещиноватого слоя мощностью от 0,5 до 1,5 м, обнажив свежую нетронутую поверхность. Полевое изучение разрезов включало их морфологическое описание, измерение магнитной восприимчивости, детальный отбор образцов на комплекс анализов. Описание почвенных профилей и выделение текстурных горизонтов проводилось в соответствии с рекомендациями international pedological standard [FAO, 2006]. Цвет отложений и почв определяли с помощью Munsell Soil Color Charts. Образцы отбирались непрерывно из каждого 6-сантиметрового слоя. Кроме того из каждого генетического горизонта были отобраны образцы для палинологического анализа и радиоуглеродного датирования. Также во время полевых работ на разрезах были проведены трехкратные замеры магнитной восприимчивости для каждого 6 см с помощью карманного измерителя магнитной восприимчивости ZHinstruments SM-30.

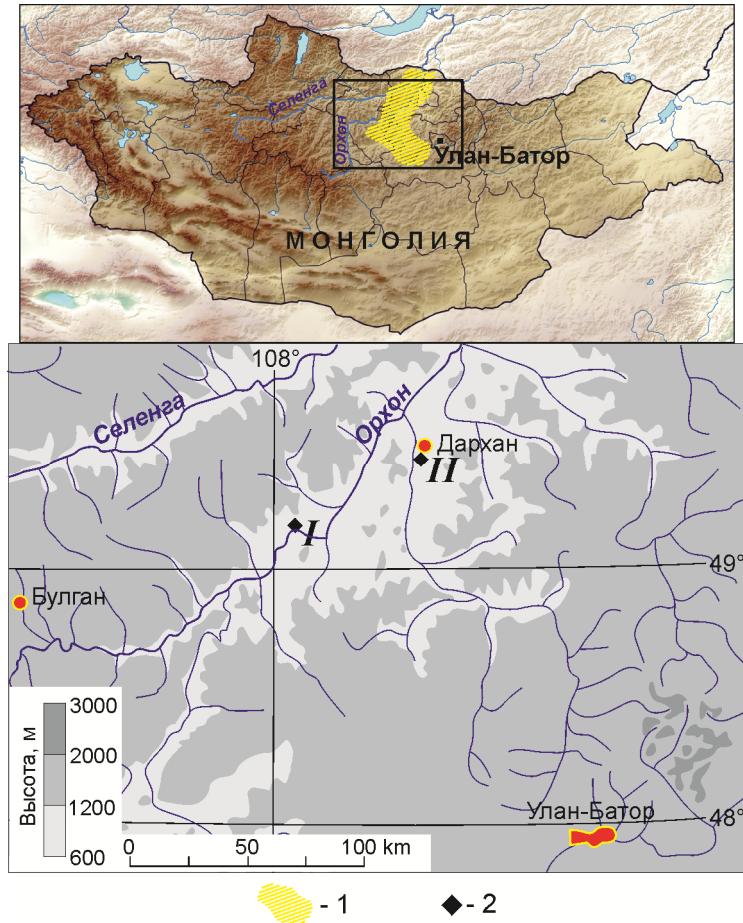


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

1 – область покрытая лёссовыми отложениями; 2 – местоположение разрезов – Орхон (I) и Дархан (II)

Fig. 1. Locations of the studied sections site

1 – area covered with loess deposits; 2 – location of sections – Orkhon (I) and Darkhan (II)

Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Анализу подвергалась только силикатная часть осадка, как наиболее устойчивая к диагенезу. Органическое вещество и карбонаты удалялись в процессе предварительной подготовки. Подготовка проб к анализу включала в себя последовательную обработку материала 20 %-м раствором перекиси водорода (с целью удаления органического вещества), 10 %-м раствором соляной кислоты (с целью удаления карбонатов) и 4 %-м раствором пирофосфата натрия (для диспергирования глинистых агрегатов). После обработки реактивами материал пипеткой переносился в жидкостную кювету блока диспергирования анализатора. В кювете материал на протяжении 100 с испытывал воздействие ультразвука мощностью 40 Вт и интенсивно перемешивался специальной вертушкой на скорости 2 400 об/мин. После отключения ультразвука производилось 10 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении

Mastersizer v.3.62. Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнялось на основе дифракционной модели Фраунгофера.

Потери при прокаливании. Определение потерь при прокаливании (ППП) выполнялось с целью оценки содержания органического вещества и карбонатов в осадке, что имеет большое значение при диагностике палеопочв. Согласно [Bengtsson, Enell, 1986; Heiri et al., 2001], ППП 550 °C отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950 °C – ППП 550 °C характеризует потери CO₂ карбонатов.

Образцы объемом 10 мл высушивались 12 ч при температуре 105 °C с целью удаления влаги (в том числе гигроскопической). Затем проводилось прокаливание в муфельной печи при двух температурных режимах (4 ч при 550 °C и 2 ч при 950 °C). Потери в весе определялись повторным взвешиванием на электронных весах с точностью до 0,01 г. Результатирующие значения вычислялись следующим образом:

$$\text{ППП 550} = \frac{DW105 - DW550}{DW105} \times 100;$$

$$\text{ППП 950} - 550 = \frac{DW550 - DW950}{DW105} \times 100,$$

где DW – сухой вес.

Кислотность и электропроводность. Значения кислотности (РН) отложений и электропроводности (ЕС) получены на приборе MULTIMETER, W/ISE 5STR W/PROBE Benchtop pH/DO, модификации Orion 5 Star Series. Электропроводность – это один из показателей засоленности. Единицей измерения электропроводности (ЕС) является дС/м (деси-менс на метр). Согласно классификации, опубликованной в [Soil..., 2017], по значениям электропроводности почвы делятся: 1) со значением ЕС < 2 – почва свободна от солей; 2) 1–4 – почва с очень низким содержанием солей; 3) 4–8 – слабо засоленная почва; 4) 8–16 умеренно засоленная почва и 5) ≥ 16 – сильно засоленная.

Радиоуглеродное датирование образцов из практически каждого слоя проведено в Центре коллективного пользования «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Всего для двух разрезов было получено 17 AMS дат.

Споро-пыльцевой анализ выполнен по методу, принятому в ИГ РАН, и является модификацией сепарационного метода [Гричук, 1949]. Мацерация проб включала обработку 10 %-м раствором HCl для удаления карбонатов, далее горячим 10 %-м раствором щелочи и разделением полученного осадка в растворе тяжелой жидкости [K2(CdI4)] с удельным весом 2,25 для извлечения ископаемых спор и пыльцы. Пыльцевая диаграмма разреза Орхон построена в программе Tilia 2.0.41, которая позволяет рассчитать общий спектр (древесная пыльца + недревесная пыльца + споры = 100 %) и отдельные компоненты в виде части от общего количества зерен. Исследование палинологических препаратов проводили на оптическом микроскопе Motic BA400 с камерой Moticam 2300, при ×400.

Микроморфология. Для микроморфологического анализа из основных горизонтов почв и лёссов отобраны образцы с ненарушенным строением (микромонолиты), из них изготовлены шлифы. Изучение микростроения почв и лёссов в шлифах проведено на поляризационном микроскопе (Carl Zeiss HBO 50, Carl Zeiss AG, Oberkochen, Германия) в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН, г. Пущино. Описание шлифов проведено с использованием терминологии Ступса [Stoops, 2003]. Индексы почвенных горизонтов даны в соответствии с международной классификацией WBR.

Результаты

Разрез Орхон. В 7-метровой толще берегового обрыва разрезом Орхон вскрыт комплекс континентальных отложений. Всего в изученной части обнаружения при морфологическом описании было выделено 18 слоев (рис. 2). В разрезе отмечено пять погребенных почв (PS), разделенных лёссами и (или) песчано-гравийными отложениями.

В нижней части разреза залегает PS5 с гумусовым и глеевым горизонтами. PS5 сложена преимущественно рыхлым, легким, мелко-комковатым суглинком. В глеевом горизонте (слой 18) видны трещины, заполненные гумусированным материалом из слоя 17. Пере-крывает PS5 (слой 16) неоднородный легкий, мелко-комковатый суглинок, с тонкими гумусированными прослойками мощностью до 5 см. В нижней части залегает прослой сизой оглеенной супеси. Вышележащий горизонт (слой 15) представлен легким, комковатым суглинком. В верхней части его отмечен прослой гравия толщиной 0,5 см и два гумусированных прослоя ~ 6 см, слабо пористых, разбитых трещинами.

Выше развита PS4 (слой 14), представленная гумусовым горизонтом – легким мелко-комковатым суглинком с включениями мелкой гальки и гравия. В нижней части слоя 14 количество гальки увеличивается – более 50 %. Горизонт лёсса, залегающий выше PS4 (слой 13), сложен легким, пористым, мелко-комковатым суглинком, с прослойками и небольшими линзами песка толщиной 1–2 см. Вышележащий горизонт (слой 12) слабослоистый, сложен в верхней части песком, а основная толща – мелким и средним гравием.

PS3 (слои 11 и 10) представлена слабо-пористой, плотной, комковатой гумусированной супесью. В слое 10 отмечаются включения мелкой гальки и гравия, прослой угля и копролиты. Между PS3 и PS2 – залегает лёсс (слой 9), представленный рыхлой, пористой супесью с включениями мелкой гальки.

PS2 представлена двумя горизонтами – Ah и B (слои 8 и 7). Гумусовый горизонт (слой 7) сложен легким, пористым, комковатым суглинком с Fe-Mn примазками и включением мелкого гравия диаметром 2–3 мм – до 1 %. Горизонт B (слой 8) – рыхлый, свежий, слабо-пористый, мелко-комковатый, легкий суглинок. Есть включения мелкой гальки и гравия. Вышележащий слой (6) сложен слоистым гравием. В верхних 8 см – мелкий, ниже – крупный и средний гравий.

Палеопочва PS1 (слои 5–3) представлена в разрезе тремя горизонтами (Ah, AB, BC) и сложена легким, пористым суглинком с включениями мелкого гравия и гальки. В горизонте A углистые примазки и мелкие прослои угля. В горизонтах AB и BC присутствуют мелкие трещины и поры, по которым отмечается белесая присыпка.

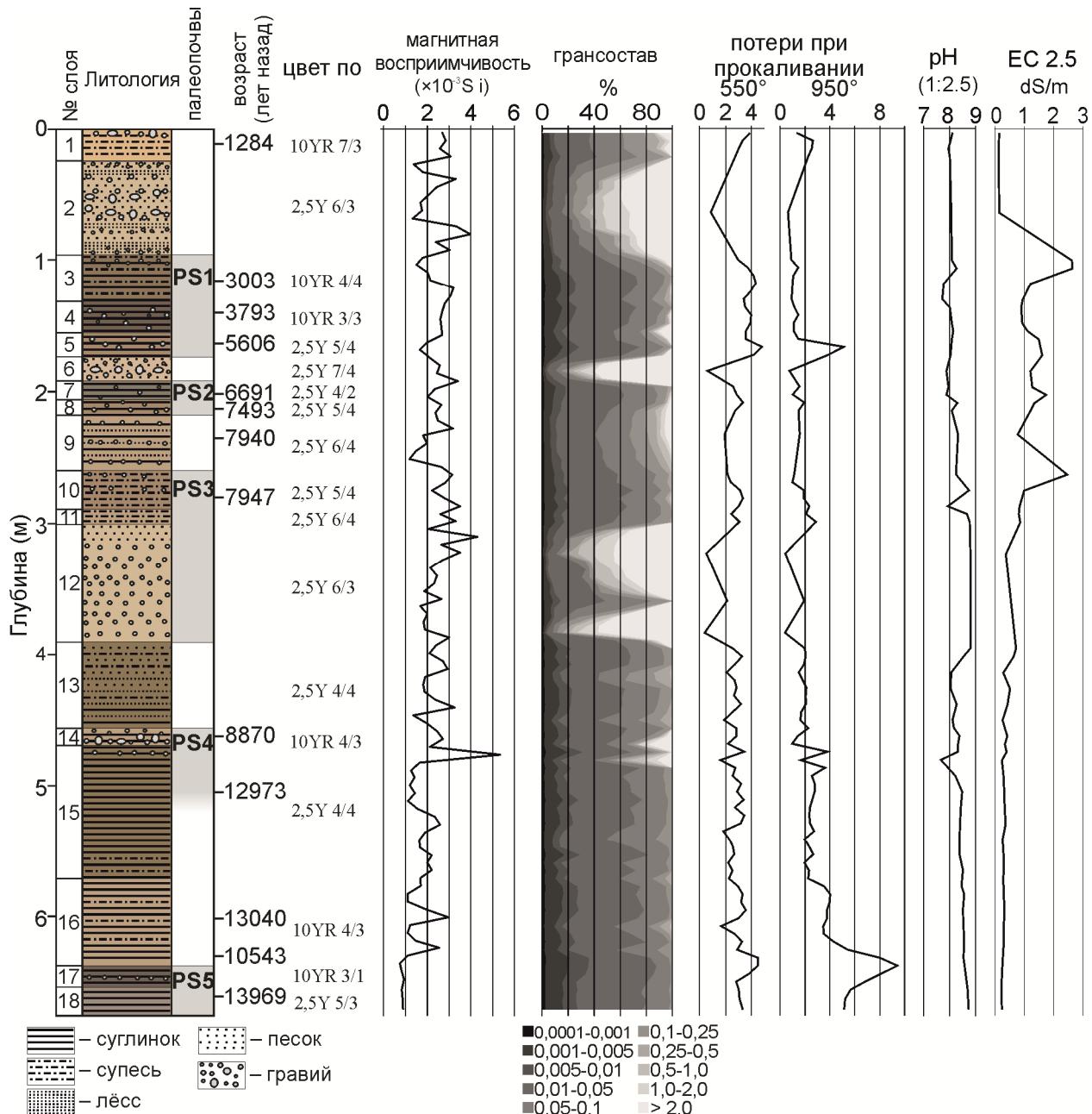


Рис. 2. Результаты литологических исследований и хронология погребённых почв разреза Орхон

Fig. 2. Litho- and pedostratigraphy and chronology of the Orkhon section

В залегающем выше гравийном пролювиально-делювиальном горизонте (слой 2) слои гравия чередуются с прослойями лёсса. В верхней части слоя преобладает мелкий гравий размером 1–2 см, в средней – гравий крупный – до 10 см в диаметре. Скорее всего, слой образован водными потоками с близлежащих гор. В нижней части виден прослой пылеватого лёсса толщиной в 6 см. Гравийный материал – местный, с гор, в основном это гранит розового и зеленоватого цвета. Завершает разрез гори-

зонта А0 современной почвы (слой 1), представленный мелко-комковатой супесью.

Микроморфологический анализ показал, что Bг горизонт PS5 (слой 18) представлен тонкодисперсным материалом, в котором отсутствуют частицы песчаной размерности. Этот материал сложного состава: преобладает глинисто-карбонатное вещество, в котором имеются микрозоны окисления с Fe-Mn пятнами. Отмечается тонкая слоистость, а также разноокрашенность микрозон этого слоя (рис. 3, а).

Горизонт Ah PS5, слой 17, формируется в той же литогененной матрице, что и слой 18, т.е. с преобладанием глинисто-карбонатного вещества. Здесь хорошо заметны ходы и выбросы мезофауны, некоторые микрозоны полностью переработаны почвенной биотой, сформирована сеть биогенных пор. Ожелезнение тонкодисперсного материала еще более заметно, чем в глеевом горизонте: поверх глинисто-карбонатной плазмы, в которой видны удлиненные зерна литогенного кальцита, обособляются Fe-Mn пятна (рис. 3, b). Здесь начинают встречаться редкие углистые частицы. Некоторые из них сохраняют клеточное строение, что присуще древесным углям. Выше по разрезу углистые частицы встречаются во всех выделенных слоях в большем или меньшем количестве, но в основном имеют недифференцированное строение, что характерно для углей травянистой растительности.

Слой 16 не имеет принципиальных отличий от вышележащего слоя, также хорошо выражены биогенные признаки, а ожелезнение и разноокрашенность тонкодисперсного вещества вследствие оглеения становятся более заметными.

Шлиф из слоя 15 был отобран из гумусированного прослоя, поэтому здесь отчетливо видны следы деятельности мезофауны, встречаются мелкие аморфные растительные остатки, копрогенные агрегаты в выбросах. Немного укрупняется минеральный скелет, преобладают зерна пылеватой размерности, среди них – удлиненные зерна литогенного кальцита, они расположены скоплениями, но признаки его перекристаллизации и образования вторичного кальцита весьма слабые (рис. 3, c). Ожелезнение внутрипедной массы, так же как и пропитка карбонатами, неравномерное.

В горизонте Ah PS4 (слой 14) появляются крупнопесчаные зерна кварца и полевых шпатов. Некоторые микрозоны внутрипедной массы прокрашены гумусом, имеются выбросы мезофауны. Здесь отмечается слабо выраженная вокругскелетная ориентировка железисто-глинистого тонкодисперсного материала, иногда – карбонатно-глинистого, но пленки очень тонкие и прерывистые. Зерен литогенного кальцита мало, признаки перекристаллизации карбонатного материала редки. Углистые частицы пылеватой размерности внутрипедной массы, недифференцированные, встречаются довольно часто (рис. 3, d).

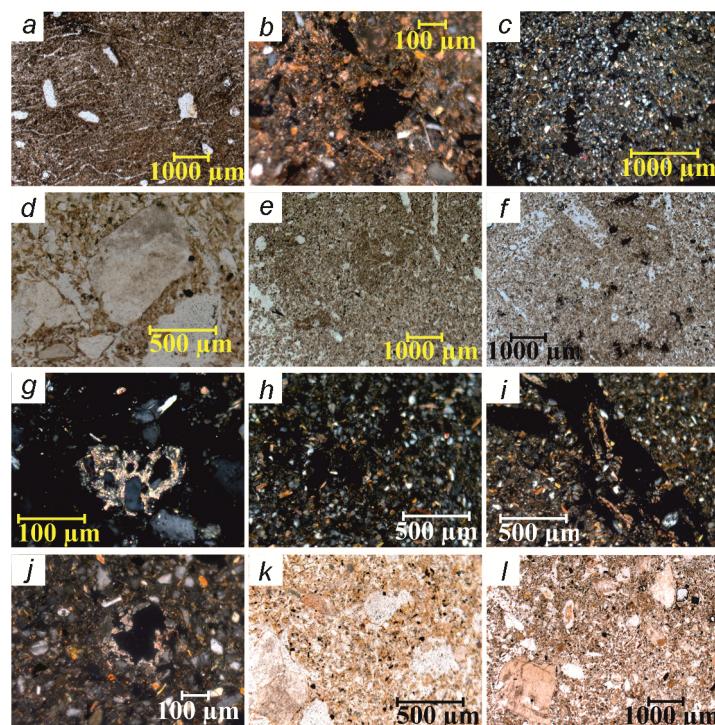


Рис. 3. Микроморфология палеопочв разреза Орхон

a – слой 18; b – Ah горизонт палеопочвы 5 (PS5), слой 17; c – слой 15; d – Ah горизонт палеопочвы 4 (PS4), слой 14; e – слой 13; f – Ah горизонт палеопочвы 3 (PS3), слой 10; g – C горизонт палеопочвы 3 (PS3), слой 12; h – слой 9; i – Ah горизонт палеопочвы 2 (PS2), слой 7; j – Ah горизонт палеопочвы 1 (PS1), слой 3; k – AB горизонт палеопочвы 1 (PS1), слой 4; l – BC горизонт палеопочвы 1 (PS1), слой 5. Фото a, d, e, f, k, l сняты без анализатора, остальные – с анализатором. Объяснения в тексте

Fig. 3. Micromorphology of paleosols of the Orkhon section

a – layer 18; b – the Ah horizon of the PS5, layer 17; c – layer 15; d – the Ah horizon of the PS4, layer 14; e – layer 13; f – the Ah horizon of the PS3, layer 10; g – the C horizon of the PS3, layer 12; h – layer 9; i – the Ah horizon of the PS2, layer 7; j – the Ah horizon of the PS1, layer 3; k – the AB horizon of the PS1, layer 4; l – the BC horizon of the PS1, layer 5. Photos a, d, e, f, k, l are taken under PPL, other – XPL. See explanations in text

В горизонте лёсса (слой 13) отмечается порфировидное микростроение, зерна минерального скелета крупнопылеватой размерности, среди них встречаются редкие удлиненные зерна литогенного кальцита, имеющие слабые признаки перекристаллизации, поверх карбонатных аккумуляций отмечаются железистые пятна. Весь материал насыщен углами крупно- и среднепылеватой размерности (рис. 3, e).

В вышележащей палеопочве PS3 горизонта Ah (слой 10) демонстрирует очень однородное микросложение, зерна минерального скелета не видны четко, имеют средне- и мелкопылеватую размерность, в том числе и встречающиеся зерна литогенного кальцита (см. рис. 3, f). Биогенные признаки выражены слабо – редкие выбросы мезофауны. Мельчайшие углистые частицы разбросаны во внутрипедной массе, иногда образуют тончайшие прослойки субпараллельно дневной поверхности.

Нижележащие горизонты В и С PS3 (слои 11 и 12 соответственно) по микростроению не отличаются от гумусового горизонта, но биогенные признаки в них выражены совсем слабо. Оба этих горизонта также значительно обогащены углистыми частицами, книзу они немного укрупняются, их становится больше, чем в Ah. В горизонте С отмечаются фитоморфные карбонатные аккумуляции (см. рис. 3, g).

Слой 9 также имеет порфировидное микростроение, поверху micromass фиксируются ожелезненные микроучастки – признаки переувлажнения и контрастной смены окислительно-восстановительных условий. Зерна минерального скелета имеют пылеватую размерность, среди них встречается и литогенный кальцит, замаскированный пленками оксидов железа (см. рис. 3, h). Также по-прежнему обнаруживается множество мелких, пылеватой размерности, недифференцированных углистых частиц.

Палеопочва PS2, представленная горизонтами Ah (слой 7) и В (слой 8), демонстрирует изменение состава зерен минерального скелета: здесь явно увели-

чивается доля зеленоокрашенных минералов (оливин) и обломков эфузивов, а также встречаются зерна среднепесчаной размерности, особенно это заметно в В горизонте. И хотя в составе зерен минерального скелета по-прежнему встречается литогенный карбонат, никаких признаков его перекристаллизации не наблюдается (см. рис. 3, i). Имеются микрозоны ожелезнения, а в горизонте Ah в выбросах мезофауны присутствуют зерна минерального скелета без покровов. Углистых частиц меньше, чем в нижележащей почве.

Палеопочва PS1 представлена горизонтами Ah, АВ и ВС (слои 3–5 соответственно). В гумусовом горизонте этой палеопочвы обильны биогенные признаки: выбросы мезофауны, засыпка материалы в ходы почвенных животных, растительные остатки и аморфное органическое вещество в виде бурых сгустков. В порах здесь наблюдаются фитоморфозы кальцита по растительным остаткам, что характерно для длительно сезоннопромерзающих почв (см. рис. 3, j). В горизонтах АВ и С в отдельных порах встречается фитоморфный кальцит (микрит) (см. рис. 3, k), а также среди довольно тонкодисперсного материала минеральной основы выделяются зерна кварца и полевых шпатов среднепесчаной размерности. Снизу вверх по профилю количество мелких (пылеватого размера) углистых частиц убывает.

В лежащем на поверхности дерновом горизонте (слой 1) обильны биогенные признаки: выбросы мезофауны, аморфное органическое вещество, растительные остатки в виде бурых пятен, иногда имеющие клеточное строение, углистые частицы. Зерна минерального скелета разноразмерны – на фоне преобладания зерен пылеватого размера четко видны крупно- и среднепесчаного размера кварц и полевые шпаты (см. рис. 3, l).

Для разреза Орхон было получено 13 AMS дат (таблица). В исследуемых образцах радиоуглеродной возраст варьирует от 13969 до 1284 кал. л. н.

Результаты радиоуглеродного датирования (AMS даты были получены в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центра прикладных изотопных исследований Университета Джорджии, США)

Results of the radiocarbon dating (AMS dates were measured at Laboratory of Radiocarbon Dating & Electronic Microscopy of the Institute of Geography RAS and Center for Applied Isotope Studies at University of Georgia, USA)

№ образца	Материал	Лабораторный № образца	Глубина, см	Некалибранный возраст, л. н.	Калибранный возраст, л. н.
Разрез Орхон (Orkhon section)					
2	почва	ИГАН-6462	12	1340±20	1284±24
20	почва	ИГАН-6790	120	2880±20	3003±65
24	почва	ИГАН-6791	144	3530±20	3793±80
28	почва	ИГАН-6792	168	4870±25	5606±44
34	почва	ИГАН-6793	204	5865±25	6691±50
36	почва	ИГАН-7069	216	6600±25	7493±44
39	почва	ИГАН-7070	234	7100±25	7940±24
47	почва	ИГАН-6794	282	7110±25	7947±40

№ образца	Материал	Лабораторный № образца	Глубина, см	Некалиброванный возраст, л. н.	Калиброванный возраст, л. н.
77	почва	ИГАН-6465	462	7975±25	8870±23
84	почва	ИГАН-7071	504	11090±30	12973±45
100	почва	ИГАН-7072	600	11150±30	13040±70
105	почва	ИГАН-6795	630	9330±30	10543±110
109	почва	ИГАН-7073	654	12100±30	13969±145
Разрез Дархан (Darkhan section)					
25	почва	ИГАН-6466	150	750±20	672±15
34	почва	ИГАН-6467	204	2680±20	2775±24
50	почва	ИГАН-6468	300	7580 ±25	8394±27
60	почва	ИГАН-6469	360	8065±25	9004±27

Радиоуглеродный возраст слоя 18, залегающего в основании разреза, непосредственно под палеопочвой PS5, составил 12100 ± 30 лет назад (ИГАН-7073), среднее значение калиброванного возраста – 13969 кал. л. н. Получены радиоуглеродные даты для основных палеопочвенных горизонтов. Радиоуглеродный возраст PS4 – 7975 ± 25 кал. л. н. (ИГАН-6465) или 8870 кал. л. н. Возраст PS3 – 7110 ± 25 л. н. (ИГАН-6794) или 7947 кал. л. н. Возраст PS2 – 5865 ± 25 л. н. (ИГАН-6793) или 6691 кал. л. н. Возраст PS1 – 3530 ± 20 л. н. (ИГАН-6790) или 3793 кал. л. н. Возраст современной почвы (с глубины 12 см от поверхности) 1340 ± 20 л. н. (ИГАН-6462) или 1284 кал. л. н.

В серии полученных дат отмечается инверсия на уровне слоя 16, залегающего над палеопочвой PS5, для которого получена омоложенная дата 9330 ± 30 л. н. (ИГАН 6795) или 10543 кал. л. н. Омоложение возраста, возможно, связано с проникновением более молодого углерода по корням растений, так как этот слой расположен вблизи верхней части осыпи, образовавшейся внизу обрыва.

Наименьшие значения магнитной восприимчивости приурочены к самой нижней части разреза, к глеевому горизонту (сл. 18), (см. рис. 2). Здесь усредненные значения не превышают величины 1×10^{-3} , а именно составляют – $0,831 \times 10^{-3}$; $0,929 \times 10^{-3}$; $0,849 \times 10^{-3}$. Как правило, более высокие значения приурочены к палеопочвенным горизонтам и колеблются в интервале около $2-3 \times 10^{-3}$. Максимальное значение в разрезе зафиксировано для образца, отобранного из гумусированного профиля слоя 15, и составляет $5,35 \times 10^{-3}$.

В гранулометрическом составе доля песка, представленного тонкой, мелкой и средней фракциями ($0,05-0,5$ мм), составляет 25–60 %. Повышенные значения приходятся на слой 1, пониженные – на слой 17. Содержание алеврита ($0,005-0,05$ мм) колеблется по разрезу от 30 до 70 %, физической глины ($0,0001-0,005$ мм) – от 5 до 20 %. Наибольшие значения содержание алеврита и физической глины приурочены к нижней части разреза, почве PS5.

Значения ППП 550, отражающие содержание органического вещества в отложениях, изменяются в пределах от 2 до 4,5. Для современной почвы и всех палеопочв отмечено увеличение ППП 550, наибольшее значение определено для основания палеопочвы PS1 и в PS5.

Значения ППП 950-550, отражающие содержание карбонатов, изменяются от 2 до 9,5 %. Пиковые значения соответствуют горизонту ВС PS1 (сл. 5) и PS5 (сл. 17), что, вероятно, связано с повышенным содержанием педогенных карбонатов.

Величина pH мало меняется по всей толще, показывая слабощелочную реакцию (7,7–8,8). Показатели электропроводности (ЕС) в основном составляют не более 1 и только на уровнях гумусовых горизонтов PS1 и PS3 они увеличиваются почти в 2,5 раза и более. Согласно [Soil..., 2017], указанные слои могут быть отнесены к слабозасоленным (см. рис. 2).

В палинологическом составе в нижней почве PS5, входящей в палинокомплекс (ПК) I, доминируют *Ephedra*, *Artemisia*, Asteraceae, Chenopodiaceae. (рис. 4). Спектр указывает на развитие степной и полупустынной растительности в условиях континентального аридного климата. В переходном горизонте от PS5 к PS4 (ПКII и низы ПК3) возрастает количество пыльцы *Cichoriaceae*, Chenopodiaceae. Единично встречены зерна *Picea*, *Pinus*, *Ulmus*, Poaceae, Polypodiaceae, *Selaginella sanguinolenta*. В почве PS4 (верх ПКIII и низ ПКIV) присутствуют редкие зерна *Pinus*, *Eunimus*, *Artemisia*, Asteraceae, Chenopodiaceae, *Selaginella sanguinolenta*. Продолжают доминировать степные и полупустынные ландшафты.

В спектрах почв PS3 и PS2 (верх ПКIV) преобладает *Artemisia*, Asteraceae, Chenopodiaceae, *Ephedra*. Присутствуют зерна Caryophyllaceae, *Ephedra*, Polypodiaceae, *Diphasiastrum alpinum*, *Riccia*. Споры Polypodiaceae, *Diphasiastrum alpinum*, *Ophyoglossum*, *Riccia* являются индикаторами существования участков с нарушенным почвенным покровом. В спектре из PS2 встречена пыльца *Pinus*, *Carpinus*, *Salix*. Вероятно, PS2 формировался в более благоприятных усло-

виях для почвообразования и широким развитием степных растительных ассоциаций.

В спектрах (ПКВ) верхней погребенной почвы PS1 доминирует пыльца *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Присутствуют *Ephedra*, *Salix*, *Selaginella sanguinolenta*. Увеличивается количество пыльцы *Pinus* до 12 %, появляется пыльца *Betula*. Такие спектры указывают на расширение степных растительных ассоциаций. Так, на территории доминировали открытые степные и полупустынные ландшафты. Расширение ареалов лесной растительности в горах отмечается в палинокомплексе IV и V во время формирования PS2 и PS1.

Разрез Дархан. В основании разреза Дархан, вскрытом в овраге, под почвенно-седиментационной свитой залегают облесованные пески (супеси) таблитчатой текстуры, с гипсовыми трубочками по порам. Под ними залегает слоистый, перемятый песок тонкозернистый – это перигляциальный аллювий стариичной фации первой надпойменной террасы. Выше отложения четырехметрового разреза Дархан представлены преимущественно слоями песков, чередующихся с тремя палеопочвами супесчаного состава: PS1, PS2 и PS3 (рис. 5).

В основании почвенно-седиментационной свиты (слой 9) залегает палевая с белесоватым оттенком

плотная, комковатая, карбонатная супесь (до песка), в которой отмечаются кротовины. Это кротовинно-карбонатный горизонт нижней почвы PS3. Выше (слой 8) залегает педолитокомплекс, состоящий из двух палеопочв, разделенных небольшим прослоем лёсса. Палеопочвы сложены плотной, комковатой, слабопористой супесью, присутствуют копролиты. По профилю почв видна белесая присыпка.

Выше по оврагу этот педолитокомплекс состоит уже из трех палеопочв – гумусовых горизонтов, разделенных песчаными прослойями. Нижняя из почв – наиболее развитая с гумусово-аккумулятивным, переходным и кротовинно-карбонатным горизонтом (слой 9). По кровле педолитокомплекса прослеживается эрозионный перерыв, наиболее четко наблюдаемый ниже по оврагу.

Выше по изучаемому разрезу залегает палеопочва PS2 с горизонтами Ah и B (слои 7 и 6). Горизонт Ah (слой 6) сложен комковатой, пористой супесью, в порах белесая присыпка. Горизонт B кротовинный (слой 7) представлен слабо гумусированной, плотной супесью. Отмечаются прослои мелких включений гравия, а также карбонатные конкреции аморфной формы и кротовины, заполненные мергелистым материалом.

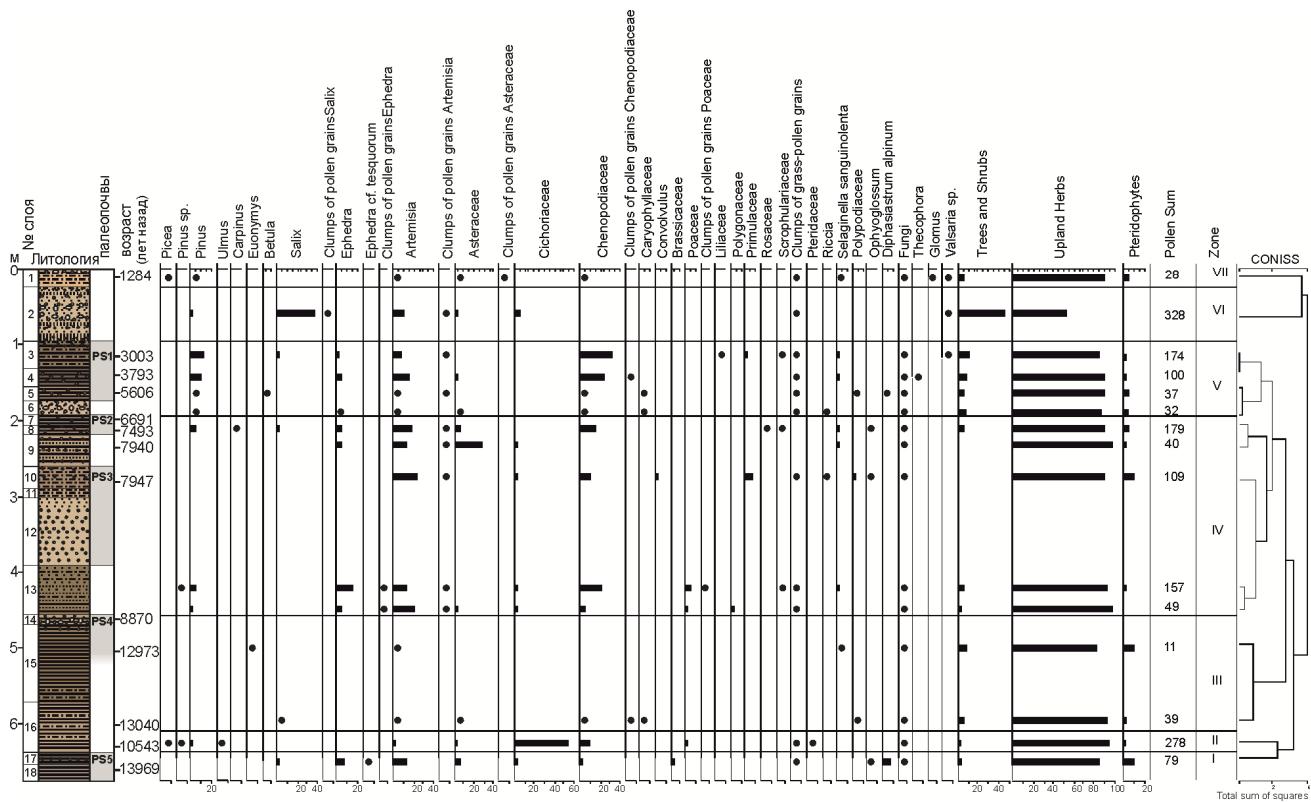


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Орхон

Fig. 4. Spore-pollen diagram of the Orkhon section

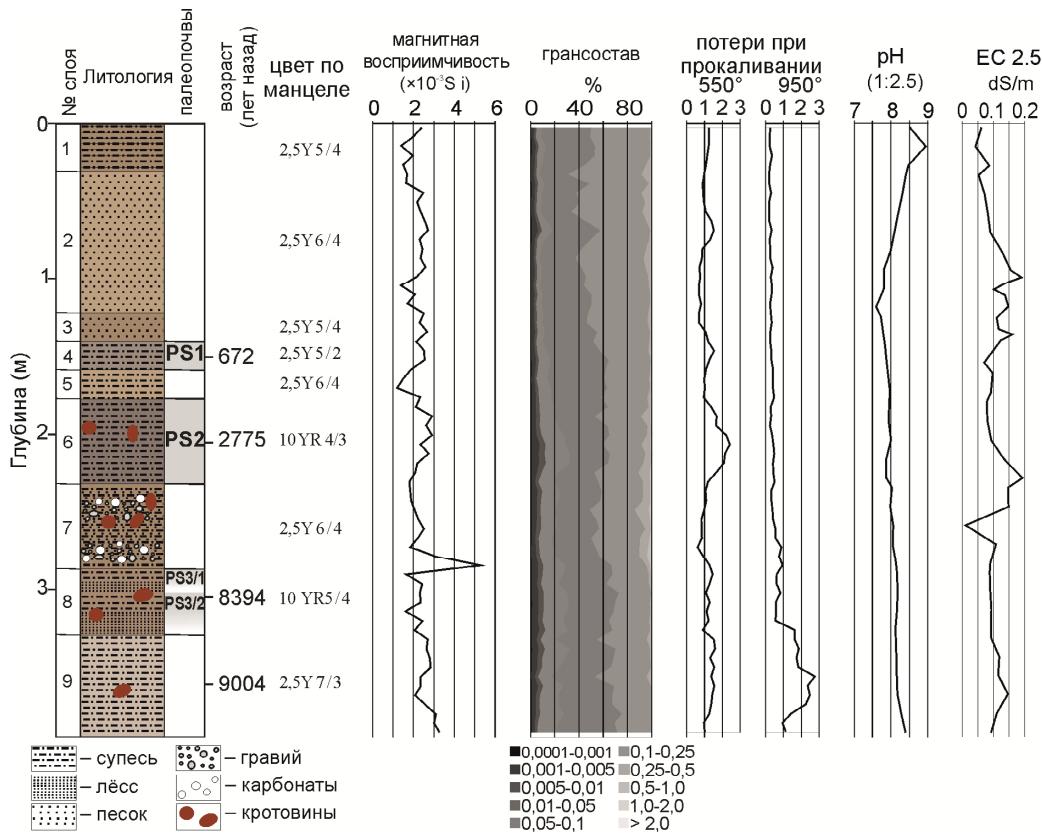


Рис. 5. Результаты литологических исследований и хронология погребённых почв разреза Дархан

Fig. 5. Litho- and pedostratigraphy and chronology of the Darkhan section

Палеопочва PS1 представлена двумя горизонтами – Ah и BC. Оба горизонта сложены плотной, зернистой, мелкокомковатой супесью. Верхняя часть разреза (слои 3 и 2) сложены плотным песком. В слое 2 видна пропитка гумусом, которая уменьшается с глубиной. Завершает разрез горизонт АО, представленный супесью.

По микроморфологическим наблюдениям слой 9 представлен зернами кварца и полевых шпатов мелкозернистой размерности (100–50 мк), изредка среднезернистой (250–100 мк), между которыми располагаются скрытокристаллические карбонатные аккумуляции, имеющие размер крупной (50–10 мк) и средней (5–10 мк) пыли (рис. 6, a). Эти аккумуляции носят следы перекристаллизации первичного литогенного известняка. Среди них изредка встречаются удлиненные зерна первичного (неизмененного) литогенного карбоната (рис. 6, a).

По строению педолитокомплекса PS3, представленном в изученном разрезе двумя палеопочвами, снизу вверх меняется характер почвообразования. Самая нижняя палеопочва PS3/2 еще носит следы вторичного окарбоначивания с признаками перекристаллизации карбонатов, которые формируют даже слабые глинисто-карбонатные покровы вокруг зерен

минерального скелета, карбонатные аккумуляции представлены короткоигольчатым мелким кальцитом (рис. 6, b). В верхней почве педокомплекса PS3/1 единичные карбонатные аккумуляции представлены микролитом и микроспаритом (рис. 6, c), тогда как вокруг зерен минерального скелета начинают появляться железисто-глинистые пленки (рис. 6, c, левая верхняя часть образца). Минеральный скелет в педокомплексе более сложный, чем в нижележащей супеси, здесь, помимо кварца и полевых шпатов, появляются зеленоокрашенные минералы, обломки эфузивов. И такой же сложный состав минерального скелета сохраняется выше по разрезу.

Слой 7 – горизонт В PS2 сохраняет характер почвообразования, присущий нижележащей почве педокомплекса PS3: присутствуют как перекристаллизованные карбонатные аккумуляции (рис. 6, d, верхняя правая часть), так и тонкие железисто-глинистые пленки вокруг зерен минерального скелета (рис. 6, d, левая верхняя и нижняя часть фото). Зерна минерального скелета характеризуются разноразмерностью: зерна мелкого песка преобладают, а также встречаются зерна среднего и крупного песка; мелкие зерна преимущественно окатанные, крупные – угловатые.

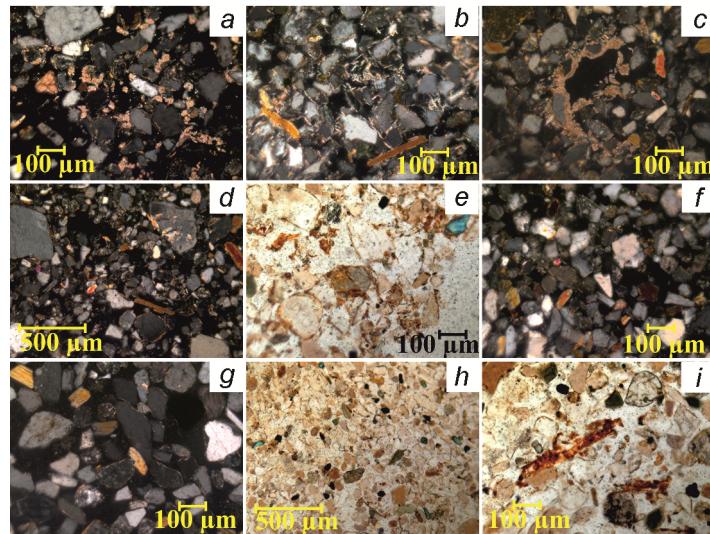


Рис. 6. Микроморфология палеопочв разреза Дархан

a – слой 9; b – слой 8, PS3/1; c – слой 8 PS3/2; d – слой 7, В горизонт палеопочвы 2 (PS2); e – слой 6, Ah горизонт палеопочвы 2 (PS2); f – BC горизонт палеопочвы 1 (PS1), слой 5; g – педоседимент, слой 3; h – Ah горизонт палеопочвы 1 (PS1), слой 4; i – В горизонт современной почвы, слой 2. Фото e, h, i сняты без анализатора, остальные – с анализатором. Объяснения в тексте

Fig. 6. Micromorphology of paleosols of the Darkhan section

a – layer 9; b – layer 8, PS3/1; c – layer 8, PS3/2; d – layer 7, the B horizon of the PS2; e – layer 6, the Ah horizon of the PS2; f – the BC horizon of the PS1, layer 5; g – pedosediment, layer 3; h – the Ah horizon of the PS1, layer 4; i – the B horizon of the surface soil, layer 2. Photos e, h, i are taken under PPL; others – XPL. See explanations in text

В горизонте Ah палеопочвы PS2 (слой 6) четко видны аморфные растительные остатки, измельченные мезофаяуной, практически все зерна первичных минералов покрыты гумусо-железисто-глинистыми покровами (см. рис. 6, e), карбонатные аккумуляции не обнаруживаются. Измельченные растительные остатки в выбросах мезофаяуны обильны и фиксируются практически во всех крупных порах в этом горизонте.

В вышележащих почвах признаки почвообразования заметно ослаблены. В гор BC PS1 (слой 5) и в слое 3 можно отметить очень тонкие и прерывистые железисто-глинистые покровы вокруг зерен минерального скелета (см. рис. 6, f, g), а в гумусовом горизонте PS1 (слой 4) видны редкие и мелкие аморфные органические остатки в выбросах мезофаяуны (см. рис. 6, h). В верхнем слое 1, горизонт В, аморфные органические остатки заметны, но их сравнительно мало, хотя они более крупные по сравнению с таковыми в палеопочве PS2 (см. рис. 6, i). Никаких покровов на зернах минерального скелета не отмечается.

Для разреза Дархан были получены 4 AMS даты (см. таблицу). Радиоуглеродный возраст кротовинно-карбонатного горизонта (слой 9), составил 8065 ± 25 BP (ИГАН-6469), среднее значение калиброванного возраста – 9004 BP. Радиоуглеродный возраст палеопочвы PS3/2 (слой 8), залегающей под палеопочвой PS3/1, составил 7580 ± 25 л. н. (ИГАН-

6468), среднее значение калиброванного возраста – 8394 л. н. Радиоуглеродный возраст PS2 – 2680 ± 20 л. н. (ИГАН-6467), среднее значение калиброванного возраста – 2775 л. н. Возраст PS-1 – 750 ± 20 л. н. (ИГАН-6466), среднее значение калиброванного возраста – 672 л. н.

Наименьшие значения магнитной восприимчивости приурочены к горизонту BC палеопочвы PS1 (слой 5) и составляют всего $1,2\text{--}1,4 \times 10^{-3}$. Максимальное значение в разрезе зафиксировано в образце 47, который приурочен к переходной к PS3/1 зоне (низ слоя 7), усредненное значение которого составляет $5,29 \times 10^{-3}$. В целом в разрезе Дархан, как и в Орхоне, более высокие значения магнитной восприимчивости, как правило, приурочены к палеопочвенным горизонтам и колеблются в интервале около $2\text{--}2,5 \times 10^{-3}$. Несколько возрастает магнитная восприимчивость в самой нижней части разреза – до $3\text{--}3,2 \times 10^{-3}$.

Электропроводность. Значения электропроводности в разрезе Дархан низкие и во всем разрезе не превышают значений 1 dS/m. То есть все представленные уровни отложений свободны от солей. Минимальное значение 0,012 приурочено к сл. 7 (обр. 43), а максимальное – к сл. 6 (обр. 38) и составляет 0,193.

В гранулометрическом составе отложений разреза резко преобладают песчанистые фракции (см.

рис. 5). Суммарная доля песка изменяется по разрезу от 65 до 90 %. В песчаных отложениях преобладает тонкая (0,05–0,1 мм) и мелкая (0,1–0,25 мм) фракции. Доля алеврита (0,005–0,05 мм) колеблется в пределах от 5 до 25 %. В почвах PS2 и PS3 ее значения возрастают по сравнению с вмещающими породами. Количество физической глины (<0,005 мм) по разрезу существенно не меняется (от 3 до 7 %), причем ее повышенное содержание также соответствует почвам PS2 и PS3.

Значения потери при ППП 550 °С, отражающие содержание органического вещества в отложениях, изменяются по разрезу в пределах от 0,6 до 2,4 %. Пиковье значения ППП приходятся на горизонты палеопочв.

Значения ППП 950–550, отражающие содержание карбонатов, изменяются от 0,19 до 2,76 %. Максимальное значение приурочено к палеопочве PS3/2. Показатель pH слабо изменяется по разрезу (от 7,6 до 8,94), отражая слаботщелочные условия.

Сохранность пыльцы очень плохая, и насыщенность образцов палиноморфами низкая. Только в образце из PS1 концентрация пыльцевых зерен выше. Здесь присутствует разнообразный состав спор почвенных грибов. В спектре доминирует пыльца Asteraceae, *Artemisia*. Присутствуют зерна Chenopodiaceae, *Betula* и споры *Selaginellarupestris* и *Diphasiastrumalpinum*. В образце из PS2 также встречены споры почвенных грибов, в том числе *Glomus*. Преобладание трав в составе пыльцевых спектров указывает на широкое распространение открытых ландшафтов.

Обсуждение

Строение отложений разреза Орхон наиболее полное, состоит из трех основных пачек: нижней – лёссовидной с двумя палеопочвами, средней – опесченной и слоистой с тремя палеопочвами и верхней – наиболее мощной песчанистой, не содержащей погребенных почв. Все палеопочвы – черноземовидные с разной степенью развития и сохранности. Для них характерно увеличение содержания гумуса и карбонатов, величины магнитной восприимчивости по сравнению с вмещающими породами, а также увеличения содержания алеврита и физической глины. Архив разреза Дархан более простой и неполный. Здесь зафиксированы три палеопочвы, разделенные преимущественно песчаными наносами эолового генезиса. Тем не менее, дополняя друг друга, разрезы Орхон и Дархан представляют собой полную, непрерывную и довольно детальную последовательность голоценовых палеопочв, эоловых и флювиальных отложений. Полученные радиоугле-

родные данные свидетельствуют о том, что с конца позднеледникового здесь образовались шесть почв: пять погребенных и современная. Это означает, что на протяжении голоцена, по крайней мере, шесть раз динамика геоморфологических процессов в этом районе замедлялась, дневная поверхность стабилизировалась, а климатические условия становились благоприятными для развития растительности. В такие периоды доминировали степные и полупустынные ландшафты. Незначительное расширение ареалов лесной растительности, в основном сосновых лесов, отмечается в периоды формирования верхних палеопочв (PS1 и PS2 разреза Орхон), в спектрах которых также фиксируется максимальные количества почвенных грибов. В засушливые периоды, когда накапливались лёссы и пески, доминировали полупустынные ландшафты. Споры *Selaginella sanguinolenta* подтверждают участие в ландшафте каменистых степей и щебнистых почв.

Данная динамика ландшафтов в целом аналогична тем же закономерностям, которые были зафиксированы несколькими предыдущими исследованиями в Монголии [Lehmkuhl et al., 2011, 2012; Wang et al., 2011; Katsuta et al., 2017; Klinge et al., 2017, 2018] и в близлежащих районах России [Рыжов и др., 2015; 2016; Баженова и др., 2017].

Позднеледниково-раннеголоценовый период (14,0–8,5 тыс. кал. л. н.). Данные AMS датирования самого нижнего слоя разреза Орхон, по-видимому, связаны с органическими соединениями, образовавшимися в процессе почвообразования во время аллерацкого потепления (13900 л. н.). PS5 Орхон имеет черноземно-луговой генезис, она оглеенная с мерзлотными трещинами, карбонатная, в кровле с прослоем угля. Ведущие процессы образования PS5 – накопление органического вещества, деятельность мезофауны хорошо выражена, но заметны и признаки временного переувлажнения и контрастного иссушения почвенного профиля. Это свидетельствует о гумидном почвообразовании.

Почва PS5 Орхон в отличие от других формировалаась на слоистых, вероятно, аллювиальных наносах. Микростроение подтверждает ее недавний выход из-под влияния паводков и грунтовых вод. Материал почвообразующей породы – тонкодисперсный, обогащенный карбонатами, поэтому обнаружение признаков переувлажнения и оглеения в нем было несколько затруднено. Но они проявляются отчетливо по различию окраски различных микрозон в шлифе, сделанном из образца этой почвы.

Согласно исследованиям Рыжова и соавт. [2016], выполненным на серии разрезов, расположенных в российской части Селенгинского речного бассейна (к северу от района наших исследований), в позд-

неледниковый период выделяются три фазы педогенеза (14,5–14,1; 14–13,3 и 13–12,6 тыс. кал. л. н.) и соответствующие им стадии потепления и увлажнения климата. В связи с этим мы можем допустить, что отложения нижней части разреза Орхон содержат следы почвенных процессов, соответствующих второй фазе педогенеза, выделенной нашими коллегами.

Повышение влажности в позднеледниковые было вызвано, в первую очередь, таянием многолетней мерзлоты и деградацией оледенения. Об этом также свидетельствуют многочисленные данные о повышение уровня озер [Grunert et al., 2000; Komatsu et al., 2001; Prokopenko et al., 2005; Klinge and Lehmkühl, 2013; Lehmkühl et al., 2016].

Исходя из радиоуглеродных дат, в раннем голоцене сформировалась палеопочва PS4 в разрезе Орхон и кротовинно-карбонатный горизонт нижнего педолитокомплекса в разрезе Дархан, причем основной этап их образования пришелся, по-видимому, на бореальное потепление. Относительно высокое содержание органики и карбонатов PS4 свидетельствует о черноземном типе почвообразования. Также PS4 разреза Орхон содержит слабые признаки передвижения тонкодисперсного материала (его вокругскелетная ориентировка). Возможно, это следствие краткого поселения леса на этом участке. Здесь есть угли с выраженным клеточным строением, что характерно для древесных углей.

По результатам спорово-пыльцевого анализа установлено, что луговые растительные группировки были широко развиты во время формирования палеопочвы PS5. Затем в процессе аридизации климата стали развиваться степные ценозы. Почва PS4 сформировалась в условиях доминирования степных ландшафтов.

Развитие теплого и влажного климата в этом районе в начале голоцена с последующим уменьшением увлажненности также подтверждается другими исследователями [Рыжов и др., 2015; 2016; Katsuta et al. 2017].

Среднеголоценовый период (8,5–3,0 тыс. кал. л. н.). Почвы среднего голоцена PS3, PS2 и PS1 разреза Орхон и почвы PS3/2 и PS2 разреза Дархан сформировались в самом начале и середине атлантического периода соответственно. Они содержат наименьшее количество органики, показатель засоленности увеличен, что связано с более засушливыми климатическими условиями (даже в оптимальные периоды) по сравнению с ранним голоценом.

PS3 разреза Орхон образовалась в первую половину среднего голоцена – в начале атлантического периода, палеопочва PS2 – в его конце. Палеопочвы PS4 и PS3 разделяет полутораметровая пачка песков

и облессованной супеси. В ней появляются явные признаки перекристаллизации литогенного известняка и образования вторичного кальцита *in situ*. Это означает, что климат становится суще. И в слое 13, разделяющем PS4 и PS3, и в почве PS3, а также в перекрывающем слое 9 становится заметно больше углистых частиц именно травянистой растительности (недифференцированных, очень мелких, истертых, иногда залегающих прослойками).

С палеопочвой PS2 связана смена источника поступления лёссового материала (помимо кварца и полевых шпатов появляются зеленоокрашенные минералы и обломки эфузивов, размер минеральных частиц очень разный и контрастный), в ней опять видны признаки гумидного почвообразования: не происходит инситной перекристаллизации карбонатов, обнаруживается множество пятен оксидов железа, деятельность биоты снижается, фиксируются зерна первичных минералов без покровов в порах – признаки процессов элювиализации (оподзоливания). Углистых частиц заметно меньше, чем в вышележащей пачке.

В самом конце среднего голоцена сформировалась PS1 разреза Орхон – наиболее гумусированная и полно развитая черноземная палеопочва с профилем Ah-AB-BC. Вверх по простианию эта почва спорадически эксгумирована, подходит близко к дневной поверхности и даже выходит на поверхность террасы. PS1 разреза Орхон имеет типичные для черноземной микропризнаки: активная деятельность мезофауны, оструктуренность, обогащенность растительными остатками и аморфным органическим веществом верхнего горизонта и наличие карбонатных аккумуляций в средней части профиля. Вместе с тем наличие специфических форм карбонатных аккумуляций, а именно фитоморфоз карбонатов по растительным остаткам [Bronnikova et al., 2010; Golubtsov et al., 2021], позволяет сделать вывод о длительном сезонном промерзании во время формирования этой почвы. Среди зерен минерального скелета продолжают встречаться разноразмерные. Вероятно, это связано с изменениями направления и силы ветров в указанный период.

PS2 разреза Дархан – луговая, богатая органическим веществом, здесь отчасти сохраняются вторичные карбонатные аккумуляции и хорошо видны признаки перемещения оксидов железа и тонкодисперсного материала (тонкие пленки железистоглинистого состава на зернах минерального скелета).

В палинспектрах среднеголоценовых почв возрастает количество пыльцы древесных (*Pinus*) и кустарниковых (*Ephedra*) растений. Расширение ареалов лесной растительности в горах отмечается в палинокомплексе IV (PS2).

Отмечается большая сходимость полученных данных на исследуемой территории с материалами других исследователей сопредельных районов. Так, согласно работам, посвященным горам Монголии [Rudaya et al., 2009] и юга Сибири [Рыжов и др., 2016], в среднем голоцене климат стал более засушливым и вследствие аридизации денудационно-аккумулятивные процессы протекали довольно интенсивно, затухая в периоды педогенеза. Площадь лесных массивов увеличилась, и различные островки горных лесов существовали на юге Гобийского Алтая и Монгольского Алтая по крайней мере до 4,3 тыс. и 3,8 тыс. л. н. [Miehe et al., 2007]. Палинологические исследования [Wang et al., 2009] убедительно показывают, что продолжительный теплый и сухой климат преобладал между 6,8 тыс. и 3,2 тыс. л. н.

Дополнительными свидетельствами иссушения климат в среднем голоцене являются данные о понижении в это время уровня озер [Grunert et al., 2000; Peck et al., 2002; Fowell et al., 2003; Klinge, Lehmkuhl, 2013; Orkhonselenge et al., 2013].

Позднеголоценовый период (3,0–0 тыс. кал. л. н.). Для позднего голоцена характерны наиболее благоприятные условия (более гумидные), которые зафиксированы только в PS1 разреза Дархан. В структуре этой палеопочвы присутствуют пленки железисто-глинистые тонкие и прерывистые на зернах минерального скелета, но почва резко обедняется биогенными признаками.

В современной почве очень хорошо выражены биогенные признаки, имеются редко встречающиеся фитоморфные карбонатные новообразования, характерные для длительно сезонно-промерзающих почв.

Палинологические спектры указывают на расширение степных растительных ассоциаций. В то же время на более высоких уровнях, возможно, произрастали хвойные леса, а низкие гипсометрические уровни были покрыты степной растительностью.

В палиоспектре нижней части современной почвы сокращается количество сосен. Доминирует пыльца ивы. Ландшафты были покрыты луговой растительностью. По берегам реки и в пойме существовали ивовые заросли. В самой верхней части современной почвы в палиоспектре возрастает количество Asteraceae, т.е. луговая растительность преобладала.

Перекрывающая метровая толща песков отражает современный этап усиления эоловых процессов, связанных с антропогенной эрозией. Результаты радиоуглеродного датирования свидетельствует, что наиболее выраженный период эолизации начался после формирования палеопочвы PS1 в разрезе Дархан, а именно в последние 600–650 лет.

Заключение

Сопоставляя строение изученных разрезов, можно сделать следующие выводы. Нижняя часть обоих разрезов сходна – это древнеаллювиальные отложения, перекрытые карбонатным слоистым лёссом, послужившим материнской породой для PS5 в разрезе Орхон. Временной аналог этой почвы в разрезе Дархан отсутствует. Почва PS5 оглеена, испытывала влияние грунтовых и, возможно, паводковых вод, как и перекрывающая ее толща с гумусированными прослойками. Период ее формирования приходится на позднеледниково потепление аллера. Затем (между 13040 и 12973 л. н.) следовал этап ускоренного накопления лёсса, свидетельствующий об аридизации климата, в завершении сильными кратковременными ливнями, вызвавшими усиление пролювиальных процессов в новый этап врезания. Временная лакуна между лёсовым этапом и формированием палеопочвы PS4 составляет около 4 000 лет.

В более благоприятных условиях бореального потепления образуются черноземные палеопочва PS4 (8870 л. н.) в разрезе Орхон и нижняя почва педокомплекса разреза Дархан (9004 л. н.), от которой сохранился кротовинно-карбонатный горизонт (слой 9).

В конце бореального периода между 8870 и 8500–8000 л. н. следует новый этап аридизации, наиболее четко отразившийся в разрезе Орхон накоплением полугоризонтальной толщи лёссов и песков.

Раннеатлантическая почва PS3 разреза Орхон коррелирует с почвой педокомплекса PS3/2 Дархана, отражая смягчение засушливых условий, господство степных ценозов.

Почва конца атлантического периода PS2 описана только в разрезе Орхон. Она отражает восстановление гумидных условий в регионе. Ее аналог в разрезе Дархан, вероятно, был денудирован ветровой эрозией в последующий этап аридизации, что подтверждается сменой характера лёссового материала.

В конце среднего голоцена (суббореального периода) формируется палеопочва PS1 в разрезе Орхон. По макроморфологическим показателям – это мощная полноразвитая почва, вероятно, в последние этапы испытавшая криоаридизацию (по микроморфологическим данным). В разрезе Дархан с ней, вероятно, коррелирует палеопочва PS2.

Благоприятные условия (более гумидные) в позднем голоцене зафиксированы только в разрезе Дархан палеопочвой PS1, в то время как почв этого времени в разрезе Орхон не описано.

По палинологическим данным установлено, что от позднеледниковых до позднего голоцена преобладали открытые степные и полупустынные ландшафты. В среднем голоцене отмечается незначительное

расширение ареалов лесной растительности, в основном сосновых лесов.

Почвообразование, которое протекало в относительно влажные периоды, чередовалось с аридными интер-

валами, во время которых активизировались эоловые процессы. Наиболее интенсивно они проявились во второй половине позднего голоцена и, возможно, связаны также с усилением влияния антропогенного фактора.

Список источников

- Баженова О.И., Черкашина А.А., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Вершинин К.Е.** Геоморфологические события голоцена по литологическим записям малых флювиальных бассейнов Даурии // География и природные ресурсы. 2017. № 2. С. 135–146.
- Величко А.А., Като Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н.** Особенности строения плейстоценовой лессово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 6. С. 815–819.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н.** Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 4. С. 464–467.
- Величко А.А., Борисова О.К., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Семенов В.В., Тесаков А.С., Тимирева С.Н., Титов В.В., Фролов П.Д.** Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475, № 4. С. 448–452.
- Гричук В.П.** Использование спорово-пыльцевых диаграмм для целей реконструкции растительности четвертичного периода // Пыльцевой анализ. 1949. С. 90–106.
- Ибрагимова В.А., Конюшкова М.В., Голованов Д.Л.** Опыт составления и сравнительного анализа баз данных по целинным каштановым почвам Прикаспия (Россия, Казахстан) и Монголии // Экосистемы: экология и динамика. 2018. Т. 2, № 4. С. 106–131.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики.** Масштаб: 1 : 1500000 / гл. ред. А.Л. Яншин. М. : ГУКГ СССР, 1989 г.
- Панкова Е.И.** Закономерности формирования почвенного покрова и особенности почв степей и пустынь Монголии // Почвоведение. 1997. № 7. С. 789–798.
- Почвенный покров и почвы Монголии.** 1984 / ред. И.П. Герасимов, Н.А. Ногина, Д. Доржготов. М. : Наука, 1984. 194 с.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Черных В.Н.** Основные периоды почвообразования и осадконакопления в лесостепных ландшафтах селенгинского среднегорья в позднеледниковые и голоцен // География и природные ресурсы. 2015. № 3. С. 114–125.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Сытко В.А.** Новые данные об осадконакоплении и почвообразовании в селенгинском среднегорье (западное Забайкалье) в позднеледниковые и голоцен // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467, № 4. С. 376–379.
- Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д.** Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лёссов Русской равнины // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1062–1070.
- Batjargal Z.** Desertification in Mongolia // RALA Report. 1997. V. 200. P. 107–113.
- Bengtsson L., Enell M.** Chemical analysis // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 1986. P. 423–451.
- Böhner J.** General climatic controls and topoclimatic variations of Central and High Mountain Asia // Boreas. 2006. V. 35. P. 279–295. doi: 10.1111/j.1502-3885.2006.tb01158.x
- Bronnikova M.A., Panin A.V., Turova I.V., Uspenskaya O.N., Kuznetsova E.P., Khokhlova O.S.** Cryo-Geomorphological Evolution of Soils on Islands of Terekhol Lake, Tyva, Southern Siberia // Eurasian Soil Sci. 2010. V. 43 (13). P. 1503–1514. doi: 10.1134/S1064229310130090
- Endo N., Kadota T., Matsumoto J., Ailikun B., Yasunari T.** Climatology and trends in summer precipitation characteristics in Mongolia for the period 1960–98 // Journal of the Meteorological Society of Japan. 2006. V. 84. P. 543–551. doi: 10.2151/jmsj.84.543
- FAO.** Guidelines for soil description. 4th ed. Rome, 2006. P. 97.
- Feng Z.D., Wang W.G., Guo L.L., Li X.Q., Ma Y.Z., Zhang H.C., An C.B.** Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau: preliminary results // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 25–32.
- Feng Z.D., Zhai X.W., Ma Y.Z., Huang C.Q., Wang W.G., Zhang H.C., Khosbayar P., Narantsetseg T., Liu K.B., Rutter N.W.** Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35,000 yr. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. P. 505–517.
- Fowell S.J., Hansen B.C.S., Peck J.A., Khosbayar P., Ganbold E.** Mid to Late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data // Quaternary Research. 2003. V. 59. P. 353–363.
- Golubtsov V., Bronnikova M., Khokhlova O., Cherkashina A., Turchinskaya S.** Morphological and isotopic study of pedogenic carbonate coatings from steppe and forest-steppe areas of Baikal region, South-Eastern Siberia // Catena. 2021. V. 196. e104817. doi: 10.1016/j.catena.2020.104817
- Grunert J., Lehmkuhl F., Walther M.** Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia) // Quaternary International. 2000. V. 65–66. P. 171–192.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.** Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. V. 25. P. 101–110. doi: 10.1023/A:1008119611481
- Katsuta N., Matsumoto G.I., Tani Y., Tani E., Murakami T., Kawakami S.-i., Nakamura T., Takano M., Matsumoto E., Abe O., Morimoto M., Okuda T., Krivonogov S.K., Kawai T.** A higher moisture level in the early Holocene in northern Mongolia as evidenced from sediment records of Lake Hovsgol and Lake Erhel // Quaternary International. 2017. V. 455. P. 70–81. doi: 10.1016/j.quaint.2017.06.032

- Klinge M., Lehmkuhl F.** Geomorphology of the Tsetseg Nuur basin, Mongolian Altai – lake development, fluvial sedimentation and aeolian transport in a semiarid environment // *J. Maps*. 2013. V. 9(3). P. 361–366.
- Klinge M., Lehmkuhl F., Schulte P., Hülle D., Nottebaum V.** Implications of (reworked) aeolian sediments and paleosols for Holocene environmental change in Western Mongolia // *Geomorphology*. 2017. V. 292. P. 59–71. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.04.027
- Klinge M., Dulamsuren C., Erasmi S., Karger D.N., Hauck M.** Climate effects on vegetation vitality at the treeline of boreal forests of Mongolia // *Biogeosciences*. 2018. V. 15 (5). P. 1319–1333. doi: 10.5194/bg-15-1319-2018.
- Klinge M. and Sauer D.** Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western Mongolia – A critical review and synthesis // *Quaternary Science Reviews*. 2019. V. 210. P. 26–50.
- Komatsu G., Brantingham P.J., Olsen J.W., Baker V.R.** Paleoshoreline geomorphology of Böön Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: the Valley of Lakes, Mongolia // *Geomorphology*. 2001. V. 39. P. 83–98. doi: 10.1016/S0169-555X(00)00095-7
- Kukla G.J.** Loess stratigraphy of Central Europe // After the *Australopithecus* / eds. by K.W. Butzer, G.L. Isaac. Mouton Publishers, 1975. The Hague. P. 99–188.
- Lehmkuhl F.** The spatial distribution of loess and loess-like sediments in the mountain areas of Central and High Asia // *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*. 1997. V. 111. P. 97–116
- Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlütz F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J.** Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // *Catena*. 2011. V. 87. P. 31–44
- Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M.** Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia) // *Catena*. 2012. V. 98. P. 17–28
- Lehmkuhl F., Klinge M., Rother H., Hülle D.** Distribution and timing of Holocene and late Pleistocene glacier fluctuations in western Mongolia // *Ann. Glaciol.* 2016. V. 57. P. 169–178. doi: 10.3189/2016AoG71A030
- Lehmkuhl F., Grunert J., Hülle D., Batkhisig O., Stauch G.** Paleolakes in the Gobi region of southern Mongolia // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 179. P. 1–23
- Liu Y.Y., Evans J.P., McCabe M.F., de Jeu R.A.M., van Dijk A.I.J.M., Dolman A.J., Saizen I.** Changing climate and overgrazing are decimating Mongolian steppes. // *PLoS One*. 2013. V. 8. e57599. doi: 10.1371/journal.pone.0057599
- Maa Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H.** Vegetation changes and associated climate variations during the past ~38,000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia // *Quaternary International*. 2013. V. 311. P. 25–35. doi: 10.1016/j.quaint.2013.08.037
- Miehe G., Schlütz F., Miehe S., Opgenoorth L., Cermak J., Samiya R., Jäger E.J., Wesche K.** Mountain forest islands and Holocene environmental changes in Central Asia: a case study from the southern Gobi Altay, Mongolia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 250. P. 150–166. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.03.022
- Orkhonselenge A., Krivonogov S.K., Mino K., Kashiwaya K., Safanova I.Y., Yamamoto M., Kashima K., Nakamura T., Kim J.Y.** Holocene sedimentary records from Lake Borsog, eastern shore of Lake Khuvsgul, Mongolia, and their paleoenvironmental implications // *Quat. Int.* 2013. V. 290–291. P. 95–109. doi: 10.1016/j.quaint.2012.03.041
- Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Y.M., Velichko A.A.** Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // *Catena*. 2018. V. 168. P. 79–101. doi: 10.1016/j.catena.2018.01.032
- Panin P.G., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kalinin P.I., Kononov Y.M., Alekseev A.O. and Semenov V.V.** Plio-Pleistocene paleosols: Loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // *Catena*. 2019. V. 172. P. 590–618. doi: 10.1016/j.catena.2018.09.020
- Peck J.A., Khosbayar P., Fowell S.J., Pearce R.B., Ariumbileg S., Hansen B.C.S., Soninkhishig N.** Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 183(1–2). P. 135–153. doi: 10.1016/S0031-0182(01)00465-5.
- Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gelety V.F., Kalmychkov G.V., Gvozdikov A.N., Solotchin P.A.** Basin-wide sedimentation changes and deglacial lake-level rise in the Hovsgol basin, NW Mongolia // *Quat. Int.* 2005. V. 136. P. 59–69. doi: 10.1016/j.quaint.2004.11.008
- Prokopenko A.A., Khursevich G.K., Bezrukova E.V., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Fedenyia S.A., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A.** Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // *Quaternary Research*. 2007. V. 68. P. 2–17.
- Rudaya N., Tarasov P., Dorofeyuk N., Solovieva N., Kalugin I., Andreev A., Daryin A., Diekmann B., Riedel F., Narantsetseg T., Wagner M.** Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia // *Quat. Sci. Rev.* 2009. V. 28. P. 540–554. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.10.013
- Pye K.** The nature, origin and accumulation of loess // *Quaternary Science Reviews*. 1995. V. 14. P. 653–667.
- Soil Survey Manual** // eds C Ditzler, K Scheffe and H C Monger (Washington: USDA Handbook 18. Government Printing Office). 2017. P. 605.
- Stoops G.** Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith thin Sections; Soil Science Society of America: Madison, WI, USA. 2003. P. 184.
- Tian F., Herzschuh U., Dallmeyer A., Xu Q., Mischke S., Biskaborn B.K.** Environmental variability in the monsooneasterlies transition zone during the last 1200 years: lake sediment analyses from central Mongolia and supraregional synthesis // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 73. P. 31–47
- Timireva S.N., Batkhisig O., Sycheva S.A., Kononov Y.M., Simakova A.N., Byambaa G., Telmen T., Samdandorj M., Filippova K.G., Konstantinov E.A.** Landscapes, paleosols and climate in the north of mongolia during the Holocene // *IOP C. Ser.: Earth Env.* 2020. V. 438. e012027. doi: 10.1088/1755-1315/438/1/012027
- Timireva S.N., Kononov Y.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N.** Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // *Quaternary International*. 2021. doi: 10.1016/j.quaint.2021.06.010

Wang W., Ma Y.Z., Feng Z.D., Meng H.W., Sang Y.L., Zhai X.W. Vegetation and climate changes during the last 8660 cal. a BP in central Mongolia, based on a high resolution pollen record from Lake UgiiNuur // Chinese Science Bulletin. 2009. V. 54. P. 1579–1589.

Wang W., Ma Y., Feng Z.-D., Narantsetseg T., Liu K.-B., Zhai X. A prolonged dry mid-Holocene climate revealed by pollen and diatom records from Lake Ugii Nuur in central Mongolia // Quat. Int. 2011. V. 229(1–2). P. 74–83. doi: 10.1016/j.quaint.2010.06.005

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records // Earth Science Reviews. 2013. V. 122. P. 38–57. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.03.005

References

- Bazhenova O.I., Cherkashina A.A., Kobylkin D.V., Makarov S.A., Vershinin K.E. *Geomorfologicheskie sobytiya golocena po lithologicheskim zapisyam malyh flyuvial'nyh bassejnov Daurii* [Geomorphological Holocene events as deduced from lithological records of the fluvial basins of Dauria] // Geography and Natural Resources. 2017. No. 2. pp. 135–146. In Russian
- Velichko A.A., Catto N., Tesakov A.S., Titov V.V., Morozova T.D., Semenov V.V., Timireva S.N. Structural specificity of pleistocene loess and soil formation of the Southern Russian plain according to materials of Eastern Priazovie // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 428. pp. 815–819. In Russian
- Velichko A.A., Morozova, T.D., Borisova, O.K., Timireva, S.N., Semenov, V.V., Kononov, Y.M., Titov, V.V., Tesakov, A.S., Konstantinov, E.E., Kurbanov, R.N. Development of the steppe zone in southern Russia based on the reconstruction from the loess-soil formation in the Don – Azov Region // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 445 (4). pp. 464–467. In Russian
- Velichko A.A., Borisova O.K., Kononov Y.M., Konstantinov E.A., Kurbanov R.N., Morozova T.D., Panin P.G., Semenov V.V., Tesakov A.S., Timireva S.N., Titov V.V., Frolov P.D. Reconstruction of Late Pleistocene events in the periglacial area in the southern part of the East European Plain // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475 (4). pp. 448–452. In Russian
- Grichuk V.P. *Ispol'zovanie sporovo-pyl'cevyh diagramm dlya celej rekonstrukcii rastitel'nosti chetvertichnogo perioda* [Using the spore-pollen diagrams for the purposes of vegetation reconstruction of the Quaternary period] // Pollen analysis. 1949. pp. 90–106.
- Ibragimova V.S., Konyushkova M.V., Golovanov D.L. *Opyt sostavleniya i srovnitel'nogo analiza baz dannyh po celinnym kashtanovym pochvam Prikaspiya (Rossiya, Kazahstan) i Mongoli* [Practice of Composing and Applying Comparative Analysis to the Databases of Virgin Chestnut Soils of Caspian Region (Russia and Kazakhstan) and Mongolia. Ecosystems] // Ecology and Dynamics. 2018. V. 2(4). pp. 106–131. In Russian
- Karta geologicheskikh formacij Mongol'skoj Narodnoj Respubliki. Masshtab: 1:500,000* [Map of Geological Complexes of Mongolia. 1:500,000] / Chief Editor A.L. Yanshin. Moscow, 1989. In Russian
- Pankova E.I. Regularities Governing the Evolution of the Soil Mantle and the Properties of Steppe and Desert Soils in Mongolia // Eurasian Soil Science. 1997. V. 7. pp. 789–798. In Russian
- Pochvennyj pokrov i pochvy Mongolii* [The Soil Cover and Soils of Mongolia] / Gerasimov I.P., Nogina N.A., Dorzhgotov D. (eds.), Moscow: Nauka. 1984. p. 194. In Russian.
- Ryzhov Y.V., Golubtsov V.A., Kobylkin D.V., Chernykh V.N. *Osnovnye periody pochvoobrazovaniya i osadkonakopleniya v lesostepnyh landshaftah selenginskogo srednegor'ya pozdnelednikov'e i golocene* [Main periods of soil formation and sedimentation in forest-steppe landscapes of the Selenga midland during the Late Glacial and Holocene] // Geography and Natural Resources. 2015. V. 36(3). pp. 114–125. In Russian
- Ryzhov Y.V., Golubtsov V.A., Kobylkin D.V., Snytko V.A. New data on sedimentation and pedogenesis in the Selenga Midland (western Transbaikalia) during Late Glacial and Holocene // Dokl. Earth. Sci. 2016. V. 467 (4). pp. 376–379. In Russian
- Ryskov Ya G., Oleinik S.A., Velichko A.A., Nikolaev V.I., Timireva S.N., Nechaev V.P., Panin P.G., Morozova T.D. Reconstruction of the paleotemperature and precipitation in the Pleistocene according to the isotope composition of humus and carbonates in loess on the Russian plain // *Pochvovedeniye* [Eurasian Soil Science]. 2008. V. 9. pp. 1062–1070. In Russian
- Batjargal Z. Desertification in Mongolia // RALA Report. 1997. V. 200. pp. 107–113.
- Bengtsson L., Enell M. Chemical analysis // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 1986. pp. 423–451.
- Böhner J. General climatic controls and topoclimatic variations of Central and High Mountain Asia. // Boreas. 2006. V. 35. pp. 279–295. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2006.tb01158.x
- Bronnikova M.A., Panin A.V., Turova I.V., Uspenskaya O.N., Kuznetsova E.P., Khokhlova O.S. Cryo-Geomorphological Evolution of Soils on Islands of Terekhol Lake, Tyva, Southern Siberia // Eurasian Soil Sci. 2010. V. 43 (13). pp. 1503–1514. DOI: 10.1134/S1064229310130090
- Endo N., Kadota T., Matsumoto J., Ailikun B., Yasunari T. Climatology and trends in summer precipitation characteristics in Mongolia for the period 1960–98 // Journal of the Meteorological Society of Japan. 2006. V. 84. pp. 543–551. DOI: 10.2151/jmsj.84.543
- FAO. Guidelines for soil description. 4th edition. Rome. 2006. 97 p.
- Feng Z.D., Wang W.G., Guo L.L., Li X.Q., Ma Y.Z., Zhang H.C., An C.B. Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau: preliminary results // Quaternary International. 2005. V. 136. pp. 25–32.
- Feng Z.D., Zhai X.W., Ma Y.Z., Huang C.Q., Wang W.G., Zhang H.C., Khosbayar P., Narantsetseg T., Liu K.B. and Rutter N.W. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35,000 yr. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. pp. 505–517.
- Fowell S.J., Hansen B.C.S., Peck J.A., Khosbayar P. and Ganbold E. Mid to Late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data // Quaternary Research. 2003. V. 59. pp. 353–363.
- Golubtsov V., Bronnikova M., Khokhlova O., Cherkashina A., Turchinskaya S. Morphological and isotopic study of pedogenic carbonate coatings from steppe and forest-steppe areas of Baikal region, South-Eastern Siberia // Catena. 2021. V. 196. e104817. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104817
- Grunert J., Lehmkuhl F., Walther M. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia) // Quaternary International. 2000. V. 65–66. pp. 171–192.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. V. 25. pp. 101–110. DOI: 10.1023/A:1008119611481

- Katsuta N., Matsumoto G.I., Tani Y., Tani E., Murakami T., Kawakami S.-i., Nakamura T., Takano M., Matsumoto E., Abe O., Morimoto M., Okuda T., Krivonogov S.K., Kawai, T. A higher moisture level in the early Holocene in northern Mongolia as evidenced from sediment records of Lake Hovsgol and Lake Erhel // Quaternary International. 2017. V. 455. pp. 70–81. DOI: 10.1016/j.quaint.2017.06.032.
- Klinge M., Lehmkuhl F. Geomorphology of the Tsetseg Nuur basin, Mongolian Altai – lake development, fluvial sedimentation and aeolian transport in a semiarid environment // J. Maps. 2013. V. 9 (3). pp. 361–366.
- Klinge M., Lehmkuhl F., Schulte P., Hülle D., Nottebaum V. Implications of (reworked) aeolian sediments and paleosols for Holocene environmental change in Western Mongolia // Geomorphology. 2017. V. 292. pp. 59–71. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.04.027.
- Klinge M., Dulamsuren C., Erasmi S., Karger D.N., Hauck M. Climate effects on vegetation vitality at the treeline of boreal forests of Mongolia // Biogeosciences. 2018. V. 15(5). P. 1319–1333. DOI: 10.5194/bg-15-1319-2018.
- Klinge M. and Sauer D. Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western Mongolia – A critical review and synthesis // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 210. pp. 26–50.
- Komatsu G., Brantingham P.J., Olsen J.W., Baker V.R. Paleoshoreline geomorphology of Böön Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: the Valley of Lakes, Mongolia // Geomorphology. 2001. V. 39. pp. 83–98. DOI: 10.1016/S0169-555X(00)00095-7
- Kukla G.J. Loess stratigraphy of Central Europe // After the Australopithecus / Butzer K W & Isaac G L (eds.) Mouton Publishers, 1975. The Hague. Pp. 99–188.
- Lehmkuhl F. The spatial distribution of loess and loess-like sediments in the mountain areas of Central and High Asia // Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues. 1997. V. 111. pp. 97–116
- Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlüter F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // Catena. 2011. V. 87. pp. 31–44
- Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia) // Catena. 2012. V. 98. pp. 17–28
- Lehmkuhl F., Klinge M., Rother H., Hülle D. Distribution and timing of Holocene and late Pleistocene glacier fluctuations in western Mongolia // Ann. Glaciol. 2016. V. 57, pp. 169–178. <http://dx.doi.org/10.3189/2016AoG71A030>.
- Lehmkuhl F., Grunert J., Hülle D., Batkhisig O., Stauch G. Paleolakes in the Gobi region of southern Mongolia // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 179. pp. 1–23
- Liu Y.Y., Evans J.P., McCabe M.F., de Jeu R.A.M., van Dijk A.I.J.M., Dolman A.J., Saizen I. Changing climate and overgrazing are decimating Mongolian steppes // PLoS One. 2013. V. 8. e57599. DOI: 10.1371/journal.pone.0057599
- Maa Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H. Vegetation changes and associated climate variations during the past ~38,000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia // Quaternary International. 2013. V. 311. pp. 25–35. DOI: 10.1016/j.quaint.2013.08.037
- Miehe G., Schlüter F., Miehe S., Opgenoorth L., Cermak J., Samiya R., Jäger E.J., Wesche K. Mountain forest islands and Holocene environmental changes in Central Asia: a case study from the southern Gobi Altay, Mongolia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007. V. 250, pp.150–166. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.03.022.
- Orkhonselenge A., Krivonogov S.K., Mino K., Kashiyawa K., Safonova I.Y., Yamamoto M., Kashima K., Nakamura T., Kim J.Y. Holocene sedimentary records from Lake Borsog, eastern shore of Lake Khuvsugul, Mongolia, and their paleoenvironmental implications // Quat. Int. 2013. V. 290–291. pp. 95–109. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.03.041.
- Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Y.M. and Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // Catena. 2018. V. 168. pp. 79–101. DOI: 10.1016/j.catena.2018.01.032
- Panin P.G., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kalinin P.I., Kononov Y.M., Alekseev A.O. and Semenov V.V. Plio-Pleistocene paleosols: Loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // Catena. 2019. V. 172. pp. 590–618. DOI: 10.1016/j.catena.2018.09.020
- Peck J.A., Khosbayar P., Fowell S.J., Pearce R.B., Ariunbileg S., Hansen B.C.S., Soninkhishig N. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. V. 183(1–2). pp. 135–153. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00465-5
- Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gelety V.F., Kalmychkov G.V., Gvozdikov A.N., Solotchin P.A. Basin-wide sedimentation changes and deglacial lake-level rise in the Hovsgol basin, NW Mongolia // Quat. Int. 2005. V. 136. pp. 59–69. DOI: 10.1016/j.quaint.2004.11.008
- Prokopenko A.A., Khursevich G.K., Bezrukova E.V., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Fedenyia S.A., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // Quaternary Research. 2007. V. 68. pp. 2–17.
- Rudaya N., Tarasov P., Dorofeyuk N., Solovieva N., Kalugin I., Andreev A., Daryin A., Diekmann B., Riedel F., Narantsetseg T., Wagner M. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia // Quat. Sci. Rev. 2009. V. 28. pp. 540–554. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.10.013
- Pye K. The nature, origin and accumulation of loess // Quaternary Science Reviews. 1995. V. 14. pp. 653–667.
- Soil Survey Manual // eds C Ditzler, K Scheffe and H C Monger (Washington: USDA Handbook 18. Government Printing Office). 2017. 605 p.
- Stoops G. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith thin Sections; Soil Science Society of America: Madison, WI, USA, 2003. 184 p.
- Tian F., Herzschuh U., Dallmeyer A., Xu Q., Mischke S. and Biskaborn B.K. Environmental variability in the monsooneasterlies transition zone during the last 1200 years: lake sediment analyses from central Mongolia and supraregional synthesis // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 73. pp. 31–47.

Timireva S. N., Batkhishig O., Sycheva S.A., Kononov Y.M., Simakova A.N., Byambaa G., Telmen T., Samdandorj M., Filippova K.G., Konstantinov E.A. Landscapes, paleosols and climate in the north of Mongolia during the Holocene // IOP C. Ser.: Earth Env. 2020. V. 438. e012027. DOI: 10.1088/1755-1315/438/1/012027

Timireva S.N., Kononov Y.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N. Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // Quaternary International. 2021. DOI: 10.1016/j.quaint.2021.06.010

Wang W., Ma Y.Z., Feng Z.D., Meng H.W., Sang Y.L., Zhai X.W. Vegetation and climate changes during the last 8660 cal. a BP in central Mongolia, based on a highresolution pollen record from Lake UgiiNuur // Chinese Science Bulletin. 2009. V. 54. pp. 1579–1589.

Wang W., Ma Y., Feng Z.-D., Narantsetseg T., Liu K.-b., Zhai X. A prolonged dry mid-Holocene climate revealed by pollen and diatom records from Lake Ugii Nuur in central Mongolia // Quat. Int. 2011. V. 229 (1–2). pp. 74–83. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.06.005

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records. // Earth Science Reviews. 2013. V. 122. pp. 38–57. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.03.005

Информация об авторах:

Тимирева С.Н., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория эволюционной географии, Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия.

E-mail: stimireva@mail.ru

Кононов Ю.М., старший научный сотрудник, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория эволюционной географии, Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия.

E-mail: jukon02@mail.ru

Хохлова О.С., доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория генезиса и эволюции почв, Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения Российской академии наук, Пущино, Россия.

E-mail: olga_004@rambler.ru

Сычева С.А., кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник отдела географии и эволюции почв, Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия.

E-mail: sychevasa@mail.ru

Симакова А.Н., кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, отдел стратиграфии, лаборатория стратиграфии четвертичного периода, Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия.

E-mail: simak2001@mail.ru

Batkhisig Ochirbat, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий отделом почвоведения, Институт географии и геоэкологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия.

E-mail: batkhisig@gmail.com

Tseden-Ish Bolormaa, научный сотрудник, отдел почвоведения, Институт географии и геоэкологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия.

E-mail: bolormaa999@gmail.com

Ganbat Byambaa, научный сотрудник, отдел почвоведения, Институт географии и геоэкологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия.

E-mail: byammbaa87@gmail.com

Telmen Turmunkh, младший научный сотрудник, отдел почвоведения, Институт географии и геоэкологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия.

E-mail: telmen808@gmail.com

Maamkhuu Zolzaya, научный сотрудник, отдел почвоведения, Институт географии и геоэкологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия.

E-mail: zolzayageo@gmail.com

Филиппова К.Г., младший научный сотрудник, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория палеоархивов природной среды, Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия.

E-mail: xenia.filippova@gmail.com

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Timireva Svetlana N., Cand. Sci. (Geography), Leading researcher, Department of Quaternary Paleogeography, Laboratory of evolutionary geography, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: stimireva@mail.ru

Kononov Yury M., Senior Researcher, Department of Quaternary Paleogeography, Laboratory of evolutionary geography, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: jukon02@mail.ru

Khokhlova Olga S., Dr. Sci. (Geography), Leading researcher, Laboratory of ecology and genesis of soils, Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia.

E-mail: olga_004@rambler.ru

Sycheva Svetlana A., Cand. Sci. (Geography), Leading researcher, Department of Geography and soil evolution, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: sychevasa@mail.ru

Simakova Aleksandra N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading researcher, Department of Stratigraphy, Laboratory of Quaternary Stratigraphy, Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: simak2001@mail.ru

Batkhisig Ochirbat, Dr. Sci. (Geography), Leading researcher, Head, Department of Soil Science, Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar City, Mongolia.

E-mail: batkhisig@gmail.com

Bolormaa Tseden-Ish, Research Fellow, Department of Soil Science, Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar City, Mongolia.

E-mail: bolormaa999@gmail.com

Byambaa Ganbat, Research Fellow, Department of Soil Science, Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar City, Mongolia.

E-mail: byambaa87@gmail.com

Turmunkh Telmen, Junior Fellow, Department of Soil Science, Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar City, Mongolia.

E-mail: telmen808@gmail.com

Maamkhuu Zolzaya, Research Fellow, Department of Soil Science, Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar City, Mongolia.

E-mail: zolzayageo@gmail.com

Filippova Kseniya G., Junior Fellow, Department of Quaternary Paleogeography, Environmental paleoarchives laboratory, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: xenia.filippova@gmail.com

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 03.10.2022; одобрена после рецензирования 24.03.2023; принята к публикации 20.06.2023

The article was submitted 03.10.2022; approved after reviewing 24.03.2023; accepted for publication 20.06.2023

Научная статья
УДК 912.648(004.94):528.942
doi: 10.17223/25421379/27/9

**ВИЗУАЛИЗАЦИЯ НАВОДНЕНИЙ РАВНИННЫХ РЕК НА КАРТЕ:
ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЙМЕННОГО РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА
КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ЗОН ЗАТОПЛЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ОБЬ
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)**



Анна Александровна Чекина¹, Вадим Валерьевич Хромых²

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

¹ chekina.ann@gmail.com

² khromykh_vadim@mail.ru

Аннотация. Освещается вопрос идентификации зон затоплений на основе применения методов геоинформационного картографирования. Рассматривается построение цифровой модели рельефа на базе использования картографических данных и высокоточной съемки с беспилотного летательного аппарата. Приводятся результаты картографирования зон затопления для трёх населенных пунктов Шегарского района Томской области.

Ключевые слова: ГИС, дистанционное зондирование, геоинформационное картографирование, цифровая модель рельефа, пойма, наводнение

Источник финансирования: исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90085.

Для цитирования: Чекина А.А., Хромых В.В. Визуализация наводнений равнинных рек на карте: цифровое моделирование пойменного рельефа как основа картографирования зон затоплений (на примере реки Обь в южной части Томской области) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 123–141. doi: 10.17223/25421379/27/9

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/9

**VISUALIZATION OF FLOODS IN LOWLAND RIVERS ON A MAP: DIGITAL MODELLING
OF FLOODPLAIN RELIEF AS A BASIS FOR MAPPING FLOOD ZONES (ON THE EXAMPLE
OF THE OB RIVER IN THE SOUTHERN PART OF TOMSK REGION)**

Anna A. Chekina¹, Vadim V. Khromykh²

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

¹ chekina.ann@gmail.com

² khromykh_vadim@mail.ru

Abstract. Nowadays, comprehensive research on water areas of large rivers is an urgent problem. Along with the use of natural resources for economic purposes, there is an increasing requirement for a quantitative assessment of their impact on people's activity and the ability to predict situations caused by floods. The intensity and duration of river floods depend on natural and anthropogenic factors. So, a variability of climatic indicators, a volume of runoff and ice phenomena are considered in the study. The aspects above are vulnerable to certain dynamics in modern conditions.

The purpose of the study is to identify flooding zones of the Ob River middle course (Tomsk region) using methods based on digital mapping and hydrological calculations of the recurrence.

The study area is located in the southeastern part of the West Siberian Plain, in the valley of the Ob River middle course, within the Shegarsky district of the Tomsk region. The floodplain reaches about 6 km in width here and is distinguished by a varied relief. During the spring snowmelt, long floods occur here, reaching dangerous levels of water rise.

The authors demonstrate the mapping of flood zones via remote sensing data (RSD) and hydrological calculations of flood recurrence. Thus, based on highly detailed surveys from an unmanned aerial vehicle (UAV) with a resolution of 0.04–0.05 m, digital terrain models (DTM) were obtained, and then were transformed into hydrologically conditioned digital elevation models (DEM). Flood zones were mapped in ArcGIS Spatial Analyst and 3D Analyst (ESRI Inc.), where vector isolines were created for each water level with a given recurrence (1, 3, 5, 10, 25 и 50 %).

According to the calculated recurrence, the inundation probability of the floodplain's central part is 50 % (74 m on the left bank and 75.5 m on the right). Therefore, every 2 years, closed depressions and hollows are submerged underwater. Inundation

of the near-terrace floodplain is possible when the water level rises to 77.5 m already in an average year in terms of water content.

Obtained results proved, that using large-scale digital elevation models is significantly improved the quality of mapping the predicted flood zones. During the process, the feasibility of using highly detailed data from UAVs to solve problems of flood identifying was confirmed. Currently, digital mapping materials are published on the Geoportal of the Tomsk region. For emergency notification of the population living on the risky territory, a special geodatabase is being created. It contains information about people, particularly vulnerable groups (children, elderly, disabled).

Keywords: GIS, remote sensing, GIS mapping, digital elevation model, floodplain, flood

Source of financing: The reported study was funded by RFBR, project number 20-35-90085.

For citation: Chekina A.A., Khromykh V.V. (2023) Visualization of floods in lowland rivers on a map: digital modelling of floodplain relief as a basis for mapping flood zones (on the example of the Ob River in the southern part of Tomsk region). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 123–141. doi: 10.17223/25421379/27/9

Введение

Всестороннее исследование акваторий крупных рек в настоящее время является актуальной проблемой, поскольку значение природных ресурсов в жизни человеческого общества стремительно растёт. Наравне с использованием ресурсов в экономических целях, увеличивается потребность в количественной оценке их влияния на жизнедеятельность людей и возможности прогнозирования ситуаций, обусловленных наводнениями.

Феномен наводнений застиг человечество врасплох еще в давние времена. В качестве ареала обитания люди старались выбирать, главным образом, пойменные территории речных бассейнов, которые имеют свойство периодически затапливаться. Изучение поймы в настоящей работе рассматривается прежде всего с позиции возможности обеспечить безопасную жизнедеятельность населения, поскольку часть населённых пунктов района исследований располагается непосредственно на территории пойменных массивов и подвергается затоплению в период половодья.

В разных уголках планеты наводнения характеризуются определенными генетическими типами и группируются в пределах ареалов со сравнительно устойчивыми границами [Добровольский, Истомина, 2006]; они различаются по времени возникновения и степени интенсивности. Несмотря на качественные отличительные черты этого явления, есть у него одна общая количественная особенность – причиняемый ущерб человеческому обществу и его материальным ценностям.

Существует различие между потенциальной опасностью наводнений по гидрологическим причинам и риском наводнений для освоенной человеком территории. Потенциальная опасность наводнений по гидрологическим причинам, т.е. без учета социально-экономического фактора, определяется степенью неожиданности и высотой затопления местности. Чем реже случается наводнение, тем больше его

опасность [Бузин, 2008]. Интересные выводы о рисках наводнений приведены в [Добровольский, Истомина, 2006]. Авторы утверждают, что основной ущерб от наводнений принадлежит не имущественной сфере, а гуманитарной: за период с 1998 по 2002 г. в наводнениях потерян только каждый 250-й доллар ВВП мира, но при этом лично пострадал при эвакуации примерно каждый 50-й житель Земли. Помимо этого, по мнению авторов, более объективным показателем ущерба от наводнений служит количество эвакуированных людей.

Согласно генетической классификации наводнений [Добровольский, Истомина, 2006], все наводнения разделяются на две большие группы – наводнения на реках и озерах и наводнения на побережьях морей и океанов. Последние, в свою очередь подразделяются на природные, природно-антропогенные и антропогенные. В этой статье на примере среднего течения реки Обь (в пределах Томской области) будет рассмотрен один из наиболее распространённых генетических типов, обусловленных природным происхождением, – половодья в период снеготаяния.

Постановка проблемы

Интенсивность и длительность речных наводнений зависят от ряда природных и антропогенных факторов. В рамках территории Обского бассейна более подробно рассмотрены такие аспекты, как изменчивость климатических показателей, объём стока и ледовые явления, которые в современных условиях подвержены определенной динамике.

На территории России к одним из наиболее чувствительных районов к изменениям климата в части опасных наводнений на реках относится западносибирская область умеренного пояса, где сохраняется опасность заторных наводнений в половодье и наводнений при дождевых паводках, и высокогорная климатическая область умеренного пояса на юге Сибири с характерным увеличением частоты опасных наводнений при весеннем и весенне-летнем половодье,

летних дождевых паводках [Семенов и др., 2015]. Обе эти территории охватывают бассейн реки Оби.

В пределах Западной Сибири процесс глобальных климатических изменений прежде всего отражается в увеличении среднегодовых температур воздуха и динамике количества жидких и твердых осадков. Согласно исследованиям [Колмакова и др., 2012; Паромов и др., 2017], в последние десятилетия среднегодовые температуры воздуха в Западной Сибири повсеместно увеличились. Так, в пределах водосбора р. Обь наблюдается увеличение среднегодовой температуры воздуха на 0,3 °C за период с 1970 по 2015 г. (рис. 1) [Булавина, 2020] и отмечается переход среднезимних температур на 1,9 °C выше климатической нормы в части равнины, расположенной южнее 62° с.ш., за период 1986–2015 гг. При этом следует отметить, что для южной части Западно-Сибирской равнины характерен положительный тренд среднегодовых сумм осадков 9,5 мм/10 лет, а на всей ее территории в целом происходит повсеместное увеличение осадков зимнего периода на 23 % (за 1986–2015 гг.) по отношению к норме 1966–1985 гг. [Паромов и др., 2017]. В условиях повышения количества осадков в зимний период гидрологический режим территории претерпевает изменения.

На территории Обского бассейна межгодовая изменчивость объемов годового стока невелика,

наблюдаются нечеткая цикличность и чередование периодов разной временной продолжительности и водности, а также незначительный рост годового стока воды. При этом если с 1962 по 2000 г. на юге Западно-Сибирской равнины прослеживалась тенденция снижения среднегодовых расходов воды на Оби, то начиная с конца 1990-х гг. наблюдается рост среднемесячных расходов воды. Из-за отсутствия измерений расходов воды в исследуемом районе (гидропост в пос. Победа) приведены данные с гидропоста в с. Дубровино. Пункт наблюдений в с. Дубровино расположен в близких гидролого-геоморфологических условиях и является ближайшим к району исследований, где проводились измерения гидрологических показателей (рис. 2, а, б).

Стабилизацию среднемесячных расходов воды после 1990 г. и даже некоторый рост в 2000-е гг. отмечают и другие исследователи [Магрицкий и др., 2019; Zemtsov et al., 2019].

Высота речных наводнений, вызываемых половодьями на равнинных реках, зависит от степени естественной зарегулированности их стока [Гинко, 1977]. Снижение уровня воды и максимального расхода паводковых вод оказало влияние на глубину и продолжительность затопления поймы в сторону уменьшения [Zemtsov et al., 2019].

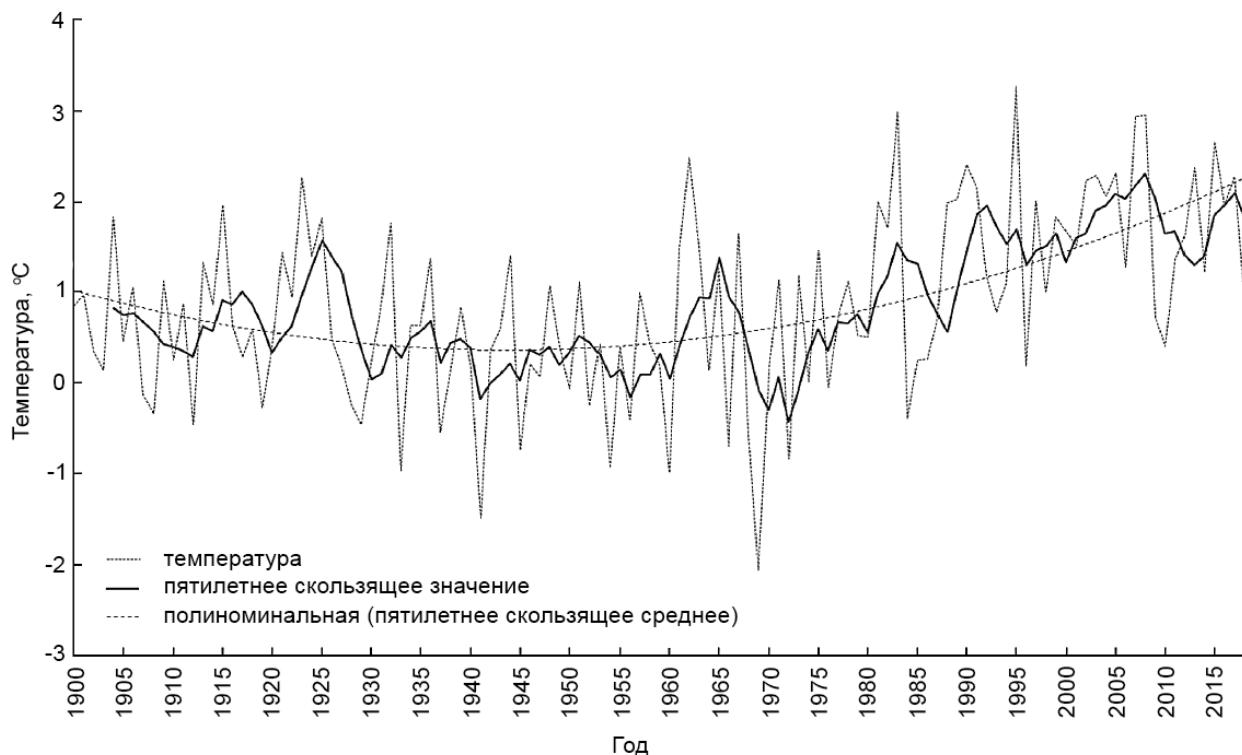


Рис. 1. Средняя годовая температура на водосборе р. Обь и ее пятилетнее скользящее среднее [Булавина, 2020]

Fig. 1. Annual average temperature at the Ob River catchment area and its 5-year moving average [Bulavina, 2020]

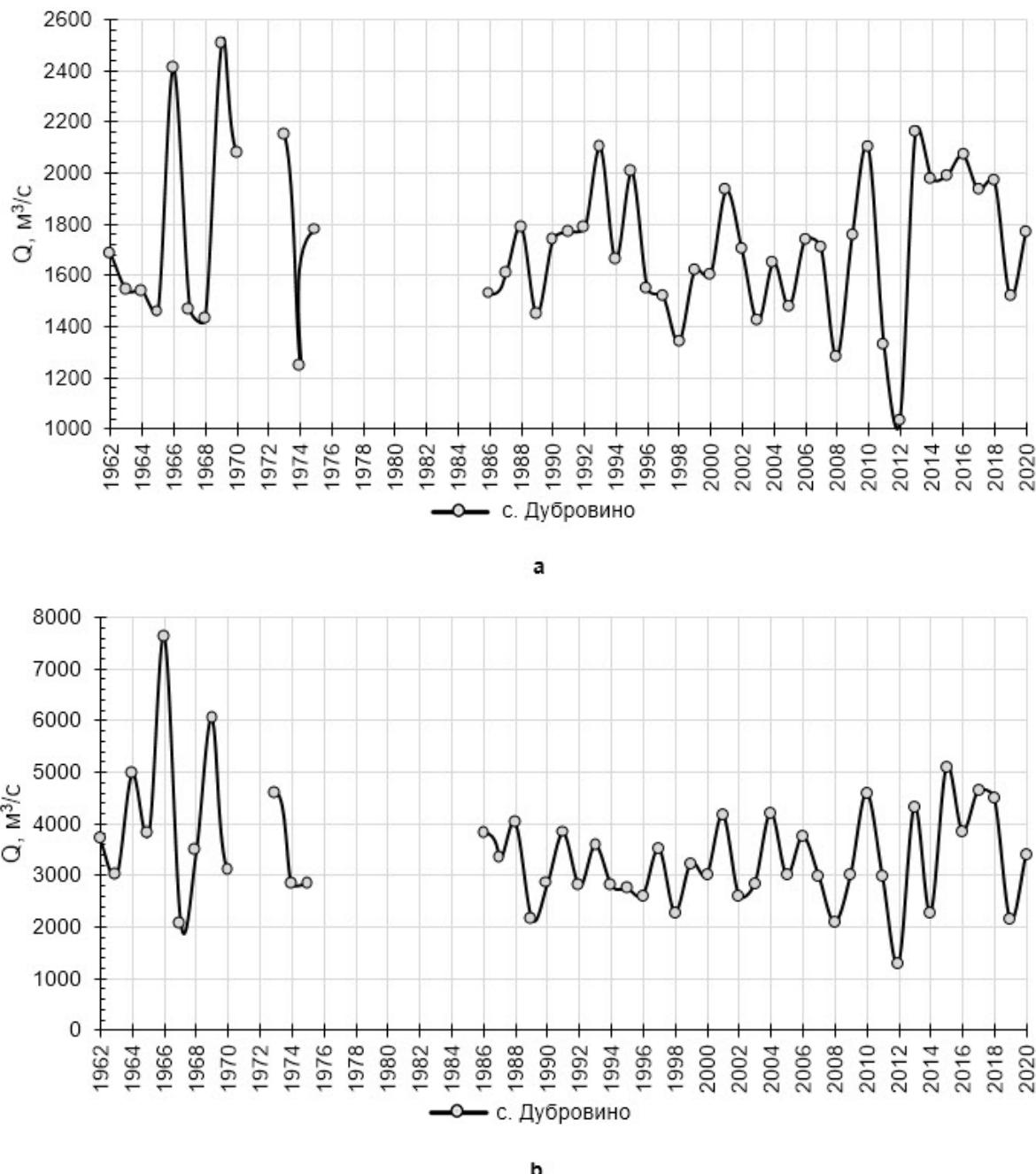


Рис. 2. Динамика расходов воды Q на Оби (гидропост с. Дубровино):

a – среднегодовых за период 1962–2020 гг., b – среднемесячных в мае за период 1962–2020 гг.

Fig. 2. Dynamics of water discharge Q on the Ob (gauging station Dubrovino):

a – average annual for the period 1962–2020, b – average monthly in May for the period 1962–2020

Связь между объемом стока и высотой половодья прямая, но на локальных участках (в местах впадения крупных притоков, обладающих иной ритмикой водного режима, чем р. Обь, или в связи с затоплением поймы даже в годы, которые по гидрологическим характеристикам оцениваются как средневодные и маловодные [Адам и др., 1996].

На реках Западно-Сибирского региона случаются значительные наводнения в период весеннего половодья, которые обусловлены большими расходами воды и образованием мощных ледяных заторов, формирующихся у поворотов русла и в узлах разветвлений [Чалов, Плескевич, 2001; Бузин, Копалиани, 2007]. На формирование заторов оказывают влияние гидрометеорологические (переменные) и мор-

фологические (постоянные) факторы. К первым относятся интенсивность весеннего половодья, распределение толщины льда, прочность льда, уровень и ледовый режим предшествующих осенне-паводка и зимней межени [Донченко, 1987]; ко вторым – наличие островов в русле реки, рукава, излучины, сужения и т.п., способствующие усилению процесса заторообразования.

Наибольшее влияние на частоту возникновения ледяных заторов в районе исследования оказывает прежде всего разделение речного потока (русловая многорукавность – доминирующий здесь тип русла), затем плановые русловые деформации и глубина речного потока [Кулешов, Козлов, 2017; Козлов, Кулешов, 2019]. На исследуемом участке Оби наблюдаются крупные заторы, повторяемость которых составляет от 60–80 %, и заторные подъемы уровня достигают 3–5 м [Бузин, 2004]. Наблюдается и существенная трансформация ледового режима рек юга Западно-

Сибирской равнины. Так, на протяжении последних десятилетий происходит увеличение повторяемости и масштаба заторных наводнений с общим сокращением продолжительности ледостава и увеличением продолжительности ледохода (рис. 3).

Сокращение продолжительности ледостава и периода с ледовыми явлениями прежде всего происходит за счет смещения сроков появления льда и весеннего вскрытия реки [Магрицкий и др., 2019]. Смещение дат окончания фазы замерзания на более поздние сроки обусловлено увеличением водности осенне-зимней межени на реках Западной Сибири [Земцов и др., 2000; Паромов, 2000; Паромов, Шантыкова, 2003]. Причиной сдвига сроков весеннего вскрытия реки на более ранние является изменение даты перехода среднесуточной температуры через 0 °C весной и осенью, а также сумм отрицательных температур воздуха [Беркович и др., 2015], что также влечет уменьшение толщины льда [Магрицкий и др., 2019].

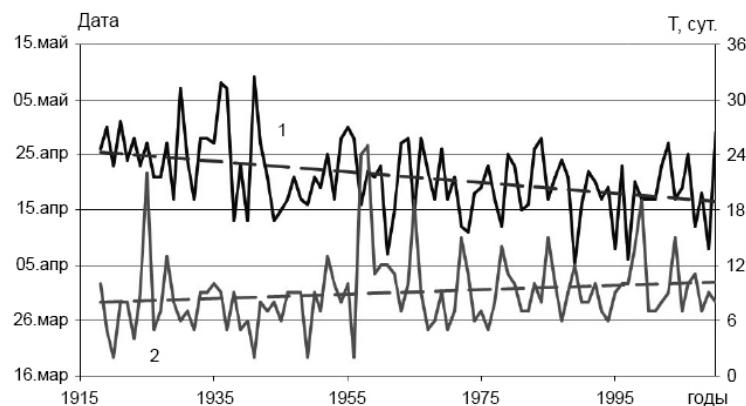


Рис. 3. Изменение дат вскрытия (1) и продолжительности ледохода (2) на р. Томи в районе г. Томска за период 1918–2010 гг. [Беркович и др., 2015]

Fig. 3. Changes in river opening dates (1) and duration of ice drift (2) on the Tom River in the Tomsk region for the period 1918–2010 [Berkovich et al., 2015]

Все перечисленные аспекты напрямую оказывают влияние на морфологический облик поймы. Например, воздействие ледяных заторов на рельеф проявляется в переформировании конфигурации русла и образовании специфических форм рельефа на пойме – длинных рытвин [Евсеева, 2009]. В период затопления поймы, во время взаимодействия пойменного и руслового потоков, в разные фазы гидрологического режима происходит образование половодного рельефа преимущественно аккумулятивного генезиса [Чалов, 2015].

В свою очередь, данные о рельефе земной поверхности (в нашем случае – пойменном рельефе) необходимы при анализе и прогнозировании послед-

ствий половодий и паводков, поскольку позволяют достаточно точно определить границы области затопления [Глотов, 2013]. Формы рельефа отражают результаты всех прошедших наводнений, которые ускорили процессы эрозионного расчленения, оказали влияние на перенос и отложение вещества и на протяжении длительных периодов времени формировали геоморфологический облик территории [Manfreda et al., 2018].

Район исследования

Территория исследования располагается в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, в до-

лине р. Обь в среднем течении, в пределах Шегарского района Томской области (рис. 4). В геоморфологическом отношении участок расположен в пределах Обь-Тымской низменности, сложенной аллювиальными отложениями. Русло Оби в исследуемом районе характеризуется русловой многорукавностью с относительной устойчивостью, последняя определяет скорость размыва берегов 4–5 м/год [Чернов, 1983; Льготин, 2003]. Отличительной особенностью данного участка является преобладание плеса сопряженных русловых разветвлений. Пойма реки на данном участке отличается большой шириной, непрерывностью и преимущественно двухсторонним распространением. Средняя ширина поймы – около 6 км. Геоморфологический тип поймы здесь – ложбинно-островной, в рельфе береговых участков которого сочетаются широкие (900–1 500 м) плоскoverшинные гряды и разделяющие их узкие (10–15 м) и относительно глубокие ложбины (2–4 м) [Чалов, Плескевич, 2001]. В соответствии с разнообразием форм рельефа и их расположением были выделены геоморфологические разновидности поймы: прирусловая, наложенная прирусловая, центральная гравистая, центральная выровненная, притеррасная. Функционирование пойменных ландшафтов типично для долин рек Западно-Сибирской равнины: характерно динамическое равновесие основных параметров структуры ландшафтов, и они испытывают лишь периодические колебания [Khromykh, Khromykh, 2016].

В гидрологическом отношении изучаемый участок р. Оби до впадения р. Томи является практически бесприточным. Среднегодовой расход воды здесь составляет 1 630 м³/с, максимальный – 9 670 м³/с (в условиях регулирования стока Новосибирским гидроузлом), а средний годовой сток данного отрезка реки составляет 60 км³ [Чалов, Плескевич, 2001]. В отношении стока взвешенных наносов на исследуемом участке наблюдается тенденция к его уменьшению (во все месяцы). В половодье (май, июнь) сокращению стока наносов способствует снижение среднемесячных расходов воды и, как следствие, снижение размывающей способности потока, что способствует уменьшению мутности. Снижение стока наносов в летне-осеннюю межень (июль–октябрь) обусловлено уменьшением мутности воды при относительно стабильных и несколько повышенных расходах воды [Мельникова, Вершинин, 2017]. Ежегодный слой осадка здесь составляет 0,53 мм [Попов, 1962]. Закономерного изменения среднего диаметра аллювия вниз по течению и в связи с изменением уклонов не отмечается [Чалов, Плескевич, 2001]. В процессе транспортировки наносов в половодье происходит их осаждение в русле и на поверхности поймы в виде генетически

различных фаций, в результате чего формируются пойменный рельеф и характерные аллювиальные почвы [Khromykh et al., 2018].

Основной фазой водного режима является весенне-летнее половодье, наблюдающееся с апреля по июль. В период половодья на р. Оби проходит до 70 % годового стока. В многоводные годы доля стока половодья возрастает до 80 %, в маловодные снижается до 50 % [Ресурсы..., 1972]. В современный период наблюдений (после 1959 г.) тенденции к понижению максимальных уровней воды в среднем течении р. Оби обусловливают некоторое сокращение площади, глубины и продолжительности затопления поймы [Zemtsov et al., 2019]. По воздействию половодья Шегарский отрезок поймы относится к участку, где его воздействие оказывается лишь на низких поверхностях [Адам, 1996].

Наводнения на Оби классифицируются как длительные, которые проходят на равнинных реках с незначительными уклонами пойменно-руслового комплекса и в условиях затяжных половодий [Гинко, 1977]. Так, средний продольный уклон долины Оби составляет 0,085 % (согласно расчёту по средним уровням воды Оби у пос. Победа и с. Никольское) [Савичев и др., 2013], а продолжительность половодья может достигать 120–150 дней. Продолжительность подъема уровней воды на Оби достигает 30–35 дней, средняя интенсивность подъема – 30–35 см/сут [Болотнов, 2007].

Скорость течения реки Обь на участке Новосибирская ГЭС – устье реки Томь в период половодья составляет 1,4–1,6 м/с (5,0–5,6 км/ч), в межень – 0,75–0,8 м/с (2,7–3,0 км/ч) [Карта..., 1987], в то время как допустимые неразмывающие скорости для отложений, слагающих берега, варьируют от 0,17 до 0,75 м/с, следовательно, трансформация современного рельефа долины прежде всего происходит под воздействием речной эрозии, боковой и донной в частности [Чернов, 1983]. К еще одному экзогенному процессу, который развивается благодаря затоплениям территорий, относится заболачивание. В настоящее время происходит интенсивное заболачивание изучаемого региона, характеризующееся вертикальным приростом торфяной залежи около 1 мм/год и приростом болот в плане – до десятков тысяч га/год [Савичев, Паромов, 2014].

Помимо природных факторов, существенное воздействие на гидрологический режим Оби и ее геоморфологический облик оказывает антропогенная нагрузка. В пределах рассматриваемого участка степень антропогенной нагрузки определяется эксплуатацией Новосибирской ГЭС.

Наибольшее влияние на гидрологический режим оказывает сезонное регулирование стока, которое про-

является в заполнении водохранилища весной и в его сработке в межень. В зависимости от водности года объемы притока и сбросов в мае–июне могут изменять-

ся в широких пределах: приток – от 22,4 км³ в много-водный и до 8,6 км³ в маловодный год, сбросы, соответственно, от 18,6 до 5,8 км³ в год [Многолетняя..., 2014].

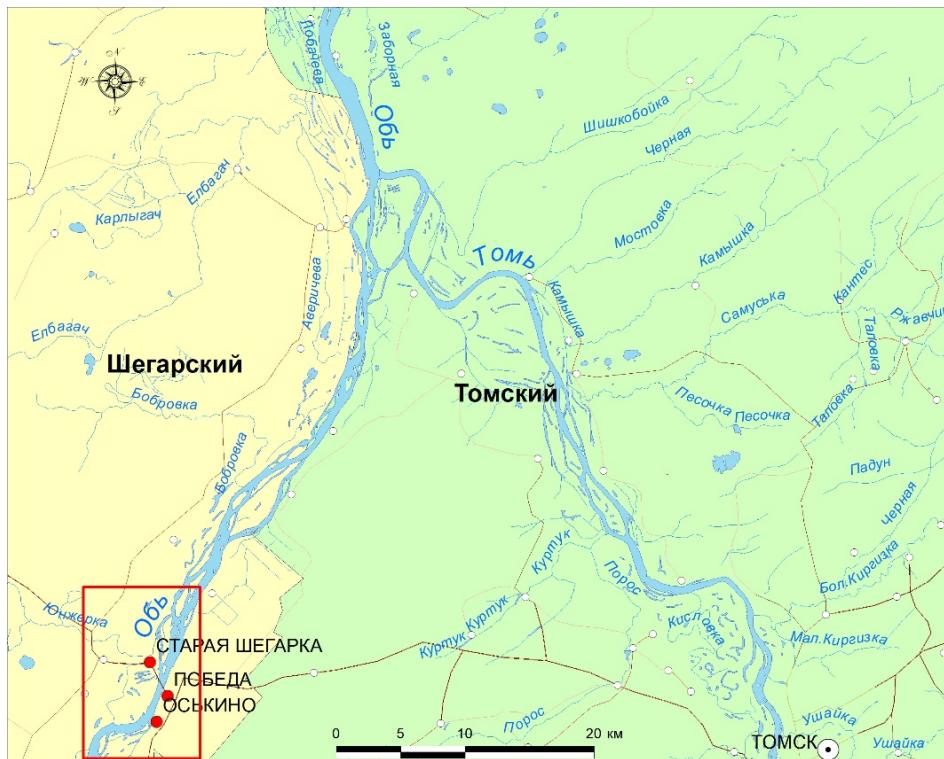


Рис. 4. Обзорная карта исследуемого района

Томская область, Шегарский район, д. Оськино, пос. Победа, д. Старая Шегарка

Fig. 4. Overview map of the study area

Tomsk region, Shegarsky district, Oskino village, Pobeda village, Staraya Shegarka village

Изменение ледового режима Оби после создания водохранилища прежде всего связано с тем, что поступающая из водохранилища вода в зимнее время имеет температуру выше 0 °C, а зимние расходы воды в нижнем бьефе стали больше. Сдвинулись сроки появления ледовых явлений, несколько уменьшилась толщина льда, снизилась интенсивность осеннего и весеннего ледоходов [Атавин и др., 2014].

Воздействие водохранилища на режим половодья проявилось в снижении повторяемости расходов воды (более 3 000 м³/с) с 24 до 16 %; доля экстремальных расходов (более 6 000 м³/с) снизилась более чем в 2 раза. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока уменьшился в среднем по водности году с 0,75 до 0,65, что в свою очередь, повлекло изменение величины и обеспеченности руслоформирующего расхода воды, которая в пределах исследуемого района равна 11,9 % до выхода на пойму [Чалов, Плескевич, 2001].

Длительное воздействие на русло расходов воды высокой межени и низких половодий (от 500 до

3 000 м³/с) послужило причиной отмирания отдельных рукавов и снижения их водности; развития излучин, новых островов и осередков в основных руслах; формирования молодой поймы на месте прирусловых отмелей, уменьшения контрастности руслового рельефа [Чалов, 2015]. При постоянном регулировании стока природные комплексы поймы претерпевают трансформации, приспосабливаясь к изменившимся гидрологическому и русловому режимам. На ставших незатопляемыми массивах деградируют старичные и болотные ландшафты; вместе с тем на низких поймах в старичных понижениях кустарниковая растительность сменяется болотной.

Материалы и методы

Объем ущерба, причиняемого наводнениями, зависит от многих факторов, один из которых – свое временное прогнозирование.

Научно-методической основой прогнозирования наводнений является анализ количественных связей

между факторами, которые определяют их возникновение (жидкие осадки, температура воздуха и т.д.), и гидравлическими параметрами половодного потока [Алабян и др., 2016]. Следовательно, для создания систем мониторинга и прогнозирования наводнений требуется существенное количество данных о той или иной территории. К одной из проблем прогнозирования наводнений в России относится недостаточное количество гидрологических постов, осуществляющих регулярный мониторинг гидрологической обстановки на реках и предоставляющих актуальную информацию об уровнях воды. Так, на реке Обь в Томской области на настоящий момент действует всего лишь шесть гидропостов, а число подверженных затоплению населенных пунктов более 40. Вопрос об изученности районов паводкового риска в ряде других стран мира пока, к сожалению, тоже остается открытым. Несмотря на наличие пробелов в необходимых для прогнозирования сведениях, осуществить прогноз рассматриваемого опасного явления возможно при помощи методов компьютерного моделирования с использованием геоинформационных систем (ГИС) и данных дистанционного зондирования (ДДЗ).

Авторами [Калинин, Пьянков, 2010; Борщ и др., 2015; Фролов и др., 2016; Бураков и др., 2017; Новаковский, Пермяков, 2019] разработан ряд методик, направленных на выполнение задач геоинформационного картографирования, моделирования и прогнозирования затоплений. Данные методики разработаны преимущественно на основе открытых данных дистанционного зондирования Земли (спутниковые снимки, ЦМР SRTM и др.), различных гидрологических и математических моделей, сведений о гидрометеорологических параметрах, информации о рельефе территорий, классификации данных и т.д.

В качестве примера эффективного использования ДДЗ для целей мониторинга, прогнозирования и оценки наводнений в России можно привести Геопортал Роскосмоса; автоматизированный комплекс «Мониторинг паводковой обстановки» на базе спутниковых ДДЗ, разработанный в НИЦ «Планета» [Асмус, 2017]; информационную систему «ГИС-Гидрология» и др.

Значительный объем информации о процессе затопления территории можно получить на основе геоморфологических характеристик речной долины. В настоящей работе характеристика геоморфологического строения поймы р. Оби с целью картографирования затоплений была дана на основе крупномасштабных цифровых моделей рельефа (ЦМР), а также материалов полевых исследований. Исследование выполнено на оборудовании уникальной научной установки «Система экспериментальных

баз, расположенных вдоль широтного градиента» ТГУ при финансовой поддержке Минобрнауки России (RF-2296.61321X0043, 13.УНУ.21.0005, договор № 075-15-2021-672).

Для создания ЦМР долины Оби в пределах Шегарского района Томской области были использованы 13 листов топографической карты масштаба 1 : 25 000. Привязка растров топографической карты осуществлялась на основе регулярной сетки координат в проекции Гаусса–Крюгера (эллипсоид Красовского) с помощью программного комплекса Easy Trace 8.65 (EasyTrace Group). Далее в Easy Trace были проведены операции бинаризации и чистки растров. Векторизация горизонталей проводилась в полуавтоматическом режиме, а высотных отметок и гидросети – в ручном. Полученные векторные примитивы (точки, линии, полигоны) были экспортированы в шейп-файлы и в дальнейшем преобразованы в классы пространственных объектов базы геоданных ArcGIS (ESRI Inc.). Это было сделано для соблюдения топологической корректности данных, так как формат шейп-файлов не поддерживает топологию. ЦМР создавалась с помощью модуля ArcGIS 3D Analyst (ESRI Inc.) методом триангуляции Делоне. При этом в качестве исходных данных использовались оцифрованные горизонтали (всего 941 линия) и высотные отметки, включая урезы воды (всего 989 точек). В качестве дополнительных данных использовались полигональные и линейные объекты гидросети (всего 220 линий и 103 полигона), а также контуры озёр с известным урезом воды (всего 61). Горизонтали использовались при расчёте ЦМР как линии неявного перегиба рельефа, объекты гидросети – как линии явного перегиба рельефа (ребра треугольников), а полигоны озёр с известным урезом воды – как плоские поверхности замещения одной высотой, согласно методике, описанной ранее [Khromykh, Khromykh, 2016].

Для цифрового моделирования пойменного рельефа вблизи населённых пунктов использовались материалы съёмок ЗАО «Томскгипрозем» с БПЛА самолётного типа «ГЕОСКАН 201», оборудованного бортовым приемником глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) Topcon B 110. Съёмки проводились с пространственным разрешением 0,04–0,05 м/пикセル. Плановым и высотным обоснованием для аэрофотосъемки послужили пункты государственной геодезической сети (ГГС) и референц-станция ГНСС г. Томск. С применением ГНСС оборудования Trimble 5700 были созданы базовые станции для привязки аэрофотоснимков. Обработка и уравнивание ГНСС-измерений от пунктов ГГС и референц-станции г. Томска выполнялись в программном обеспечении (ПО) Topcon Tools, результа-

ты уравнивания не превысили по среднеквадратичному отклонению 0,1 м. В процессе аэрофотосъемки определение позиций снимков происходило по бортовому ГНСС-приемнику БПЛА Topcon B 110. После завершения процесса аэрофотосъемки данные с приемника скачивались и поступали в обработку. Обработка материалов аэрофотосъемки выполнялась в ПО Agisoft Photoscan (Geoscan) по следующим этапам:

- совмещение снимков по меньшему числу точек (накидной монтаж);
- выравнивание положения камер;
- построение плотного облака точек;
- классификация плотного облака точек;
- построение карты высот по классу «земля»;
- построение ортофотоплана по полученной карте высот;
- экспорт ортофотоплана в формате GeoTIFF;
- экспорт карты высот (ЦММ) в формате GeoTIFF.

В результате фотограмметической обработки материалов аэрофотосъемки с помощью Agisoft PhotoScan были созданы цифровые модели местности (ЦММ) с разрешением 0,15–0,5 м. Для получения гидрологически корректной матрицы высот из ЦММ была проведена маскировка домов и лесных массивов на ортофотопланах с использованием инструментов ArcGIS «Con», «Растровый домен», «Append». Ортофотопланы были также использованы для векторизации гидрографических объектов. Сотрудниками кафедры гидрологии ТГУ были раз-

работаны алгоритмы расчета максимальных уровней воды разной процентной обеспеченности в населенных пунктах как с гидропостами, так и без них. Определение зон затопления для каждого населенного пункта основывалось на гидрологических расчетах и ЦМР, полученных в результате съемок с БПЛА. Такой подход позволяет очень точно определить границы затапливаемой области, а небольшой размер исследуемых территорий (несколько квадратных километров) и равнинный характер реки позволяют пренебречь падением уровня воды в продольном профиле русла. Для более протяженных участков речных долин необходимо получение цифровой модели относительных высот от уреза воды, что, например, возможно при работе с модулем Vertical Distance to Channel Network в открытом ПО SAGA [Глотов, 2013].

Результаты

Построенная ЦМР всей поймы Оби в пределах Шегарского района Томской области является собой нерегулярную триангуляционную сеть (модель TIN) из более чем 187 тыс. треугольников. На основе ЦМР в ArcGIS была построена серия тематических карт важнейших морфометрических показателей: гипсометрическая карта (рис. 5), карты крутизны склонов и экспозиций. В ArcScene ArcGIS (ESRI Inc.) была построена трёхмерная модель долины с наложенными домами населённых пунктов (рис. 6).

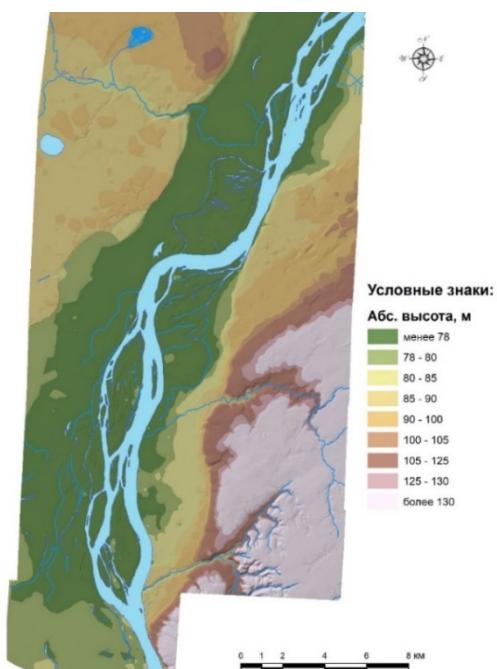


Рис. 5. Гипсометрическая карта (фрагмент) долины р. Оби в южной части Томской области

Fig. 5. Hypsometric map (fragment) of the Ob River valley in the southern part of the Tomsk region



Рис. 6. Трёхмерная модель (фрагмент) долины р. Оби в южной части Томской области

Fig. 6. 3D-model (fragment) of the Ob River valley in the southern part of the Tomsk region

С учётом полученной детальной информации об абсолютных высотах, материалов полевых исследований и геоморфологического районирования поймы [Хромых, 1975] была составлена карта пойменных разновидностей р. Оби в Шегарском районе Томской области (рис. 7). Проведенный крупномасштабный гидролого-геоморфологический анализ поймы лёг в основу картографирования зон затопления территории при максимальных уровнях воды разной обеспеченности. При этом для картографирования зон затопления в пределах населённых пунктов использовались высокодетальные ЦММ и ЦМР, полученные в результате фотограмметической обработки материалов съёмок с БПЛА (см. рис. 8).

Построение границ зон затопления производилось с помощью функциональных возможностей модулей ArcGIS Spatial Analyst и 3D Analyst (ESRI Inc.). Для каждого участка были выделены шесть зон затопления, обозначенные в виде линейных объектов в соответствии с расчетным уровнем половодья, при помощи команды ArcToolBox «Поверхность → Изолинии по значениям». Далее происходила трансформация линейных объектов в полигональные при помощи команды ArcToolBox «Управление данными → Пространственные объекты → Линию в полигон». Использовались также инструменты генерализации ArcGIS.

Для картографирования зон затоплений были выбраны характерные уровни воды 1-, 3-, 5-, 10-, 25- и 50 %-й обеспеченности, что соответствует затоплению территории один раз в 100 лет, в 33 года, в 20 лет, в 10 лет, в 4 года, в 2 года соответственно. Для населенных пунктов исследуемого района использовались максимальные уровни воды разной обеспеченности, рассчитанные сотрудниками ка-

федры гидрологии ТГУ с помощью ПО «HYDROCALK» «ГИДРОРАСЧЕТЫ» (Государственный гидрологический институт).

Согласно графику (см. рис. 9), выход воды на участки притеррасной поймы возможен при подъеме уровня до/свыше 590 см и при расходе воды $4\ 520\ м^3/с$ (средний по водности год). Полное затопление поймы вероятно при подъеме уровня воды до/свыше 800 см относительно «0» поста. Чередование пиков и спадов кривых на графике обусловлено 2–3 слабо выраженными волнами половодья. При этом согласно расчетным показателям обеспеченности затопления, вероятность уровня затопления центральной поймы (74 м – на левобережье и 75,5 м – на правобережье) составляет 50 %, следовательно, каждые 2 года происходит погружение под воду замкнутых депрессий и ложбин с застоем воды. Вследствие этого образование пойменных озер, формирование новых и оживление старых проток приводят к наложению прируслового режима на центрально-пойменные и притеррасные участки, а также к дальнейшему заболачиванию местности.

Связь особенностей пойменного рельефа и характера затоплений проявляется в поёмности территории, т.е. в затоплении ее водой в половодье. Для пойм крупных рек характерно наличие нескольких поверхностей разного уровня, которые по отношению к урезу реки называются «высотными уровнями поёмности». В пойме р. Оби, в границах исследуемого района выделены четыре высотных уровня поёмности [Огородников и др., 1997]. Исключительно долгопоёмный высотный уровень охватывает наиболее низкие участки поймы, и продолжительность их затопления достигает от 65 до 75 дней. К долгопоёмному высотному уровню принадлежат в основном низкие

прирусловые валы и гравы, а также присклоновые низины, продолжительность затопления которых варьирует от 40 до 65 дней. Среднепоёмный высотный уровень занимает средневысотные прирусловые валы и гравы центральной поймы, и продолжительность затопления данной поверхности составляет в среднем

20–35 дней. К краткопоёмному высотному уровню относятся высокие гравы центральной поймы. В соответствии с этими уровнями на территории изучаемого участка более детально выделены элементы рельефа по длительности и высоте затопления [Огородников и др., 1997] (таблица).

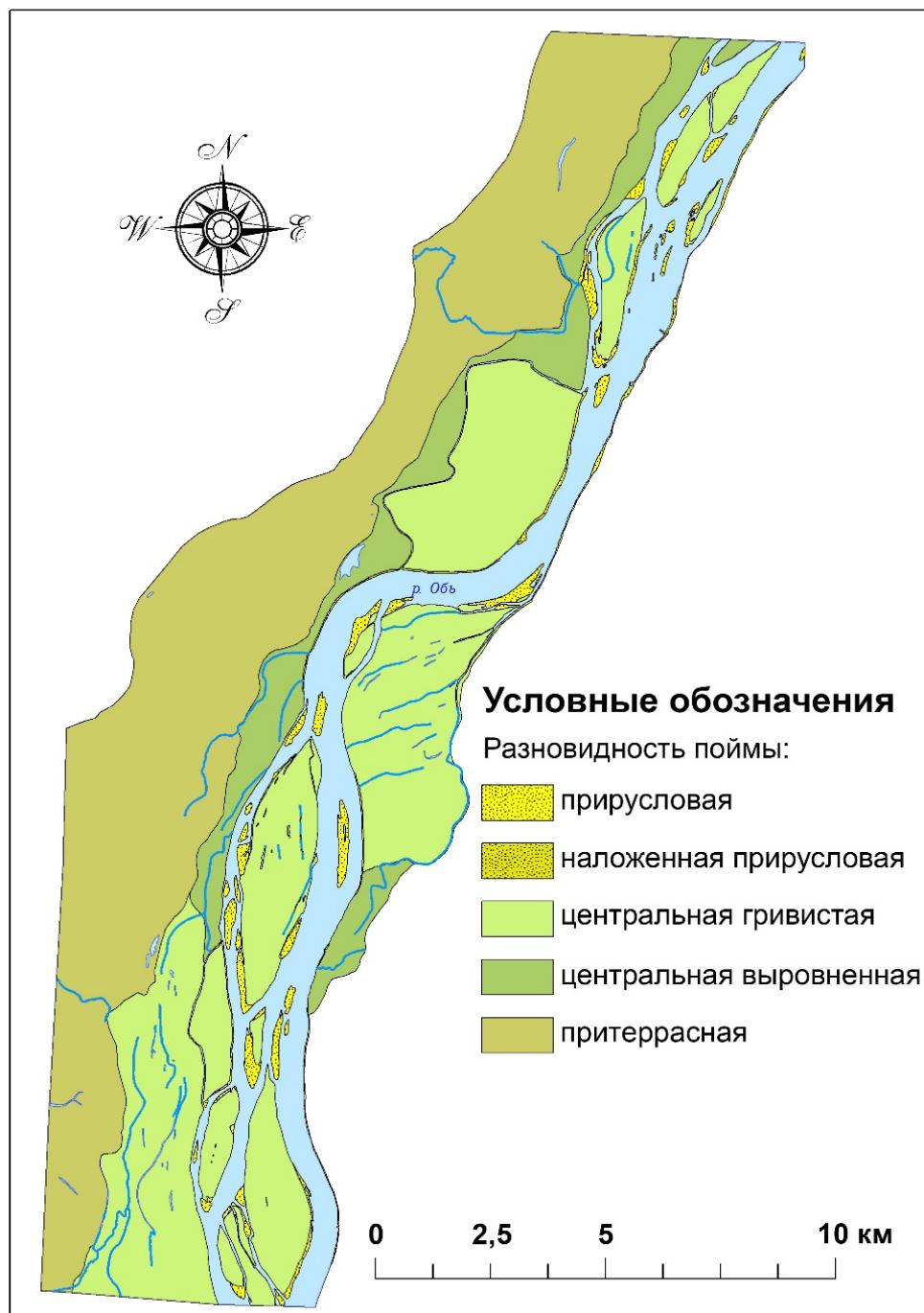


Рис. 7. Карта разновидностей пойм р. Оби в южной части Томской области

Fig. 7. Floodplains types of the Ob River in the southern part of the Tomsk region

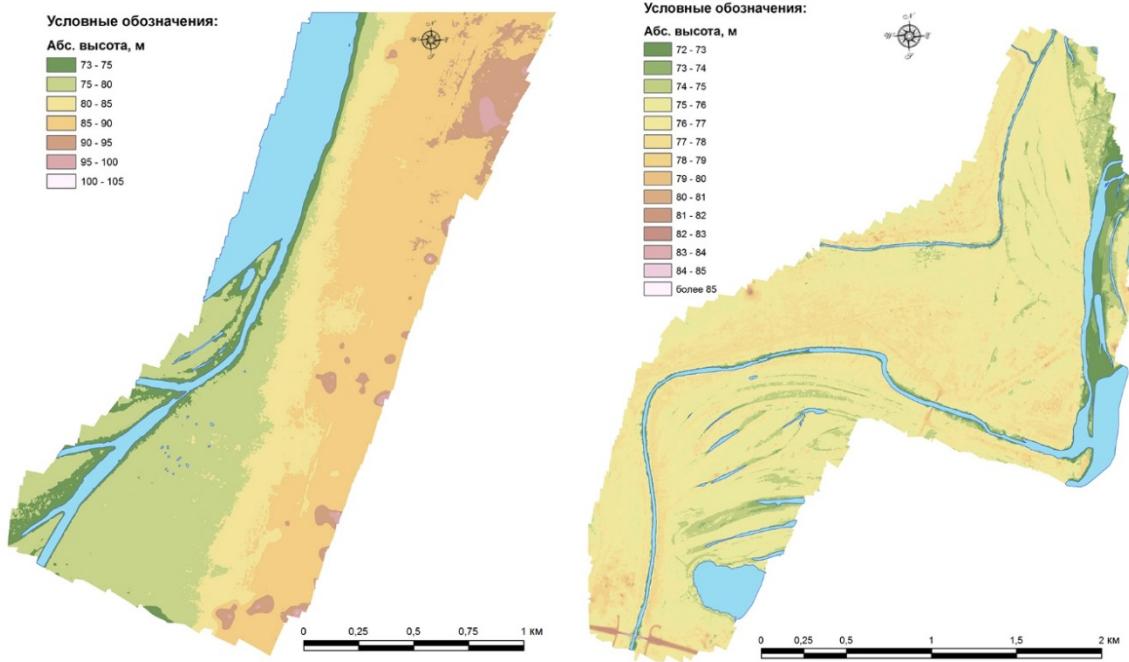


Рис. 8. Цифровые модели местности прибрежных территорий реки Обь, построенные на основе съемки с БПЛА

Fig. 8. Digital surface models of the riverine areas of the Ob River based on UAV surveys

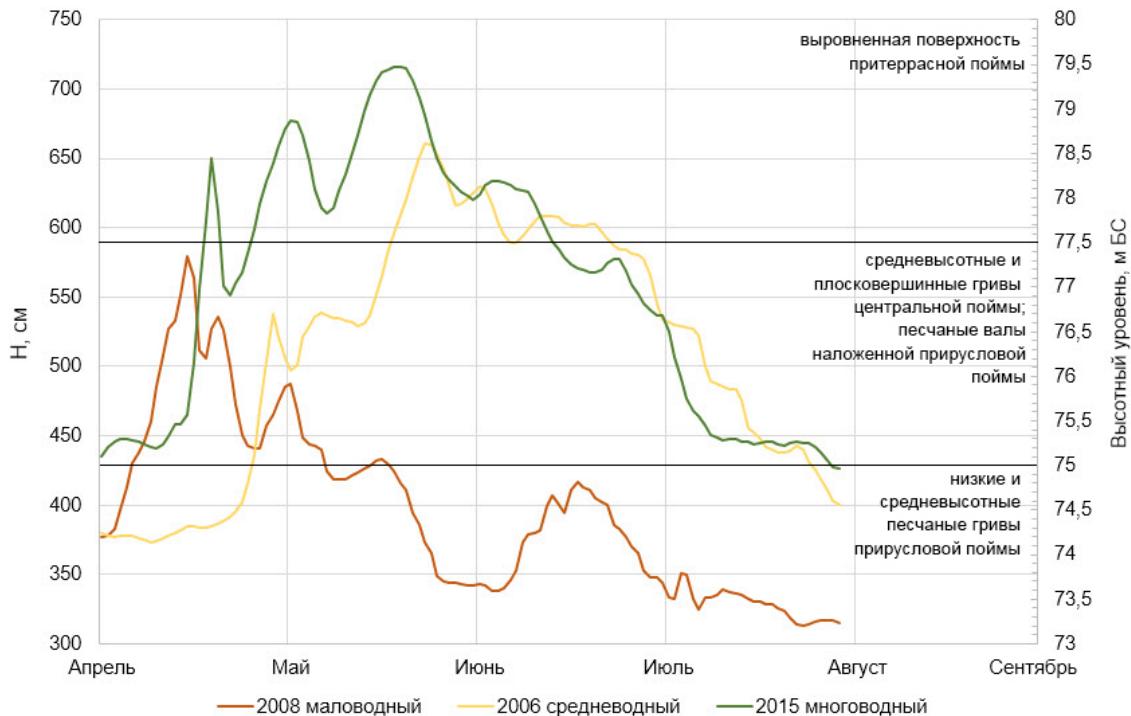


Рис. 9. Уровни воды в р. Оби по гидропосту пос. Победа (Шегарский район) и их соотношение с высотными уровнями поймы

Fig. 9. Water levels in the Ob River according to the Pobeda gauging station (Shegarsky district) and its correlation with the elevation levels of the floodplain

Элементы рельефа поймы, длительность и высота их затопления

Floodplain geomorphic units, their flooding level and duration

Морфологический элемент	Процесс рельефообразования	Абсолютные высоты, м	Высота затопления, м	Длительность затопления, дней
Прирусловая пойма				
Песчаные отмели с пионерной растительностью			5	65–75
Низкие песчаные гравы	Аккумулятивный	72,5–75	–	40–65
Средневысотные песчаные гравы			1–2	20–25
Наложенная прирусловая пойма				
Песчаные валы	Аккумулятивный, эрозионный	75–77	–	40–65
Центральная гравистая пойма				
Средневысотные гравы			1–2	20–35
Межгравные понижения и приозерные низины	Аккумулятивный, эрозионный	75–77,5	3–5	40–65
Плосковершинные гравы			1–2	20–25
Центральная выровненная пойма				
Выровненная поверхность	Аккумулятивный	75–77,5	–	–
Притеррасная пойма				
Выровненная заболоченная поверхность с кочками и мелкими ложбинами	Болотообразование, торфонакопление	74,5–80	–	–

Воздействие поёмности на поверхность поймы зависит от высоты и длительности половодья. Часто высокое, но кратковременное половодье может принести изменения более существенные, чем низкое и растянутое. Такая особенность касается в первую очередь русловых деформаций, которые в период половодья во многом зависят от соотношения скоростей и направления русового и пойменного потока. На пике половодья поток производит наибольшую руслоформирующую работу [Хромых, 1975].

Для оценки опасности затопления жилых домов в населённых пунктах при максимальных уровнях воды разной обеспеченности использовались общедоступные цифровые карты с адресами домов (OSM, Яндекс Карты), которые были наложены на ортофотопланы с изолиниями зон затопления. Результаты такой оценки для населенных пунктов исследуемого района приведены ниже.

Деревня Оськино расположена на правом берегу р. Обь в 2 724 км от устья Оби на склоне первой надпойменной террасы. Деревня вытянута вдоль берега почти на полтора километра. Терраса полого опускается к реке. Вдоль берега протягивается неширокий песчаный пляж. Склон террасы довольно крутой вблизи берега, далее постепенно выпадает

вается, на протяжении полукилометра амплитуда высот составляет 10 м. На юге склон более пологий. Урез воды 72,5 м на 18.09.2018. Максимальные расчетные уровни воды при 1-, 3-, 5-, 10-, 25-, 50 %-й обеспеченности составляют, соответственно, 78,09; 77,57; 77,33; 76,91; 76,27 и 75,56 м. Песчаный пляж затапливается почти ежегодно, на остальной территории деревни затопление отсутствует. Домов и постоянного населения в пределах территорий, затапливаемых при максимальных уровнях воды 50-, 25-, 10-, 5-, 3-, 1 %-й обеспеченности, в деревне Оськино нет. При этом в зоны затопления при максимальных уровнях воды 25-, 10-, 5-, 3-, 1 %-й обеспеченности попадают садовые участки, расположенные к югу от д. Оськино вдоль улиц Береговая и Еловая (рис. 10).

Посёлок Победа расположен на правом берегу Оби в 2 722 км от устья Оби на первой надпойменной террасе. Посёлок довольно большой, протягивается вдоль Оби на 2 км севернее моста через Обь. Рельеф слабо волнистый, терраса полого опускается в сторону реки. Береговой уступ выражен отчётливо, высота его не более 5 м. На южной окраине посёлка протягивается неглубокая балка с пологими склонами. На востоке за посёлком на месте бывшего карьера располагается довольно большой пруд. Урез воды

72,3 м на 18.09.2018. Максимальные рассчитанные уровни воды при 1-, 3-, 5-, 10-, 25-, 50 %-й обеспеченности составляют, соответственно, 77,92; 77,4; 77,16; 76,74; 76,1 и 75,39 м. Вдоль берега простирается узкая полоса ежегодно затапливаемого песчаного пляжа. Домов и постоянного населения в пределах территории, затапливаемых при максимальных уровнях воды 50-, 25-, 10-, 5 %-й обеспеченности, в пос. Победа нет

(рис. 11). При максимальных уровнях воды 3 %-й обеспеченности граница зоны затопления затрагивает несколько домов на ул. Коммунистической и ул. Набережной в северной части посёлка. При максимальных уровнях воды 1 %-й обеспеченности граница зоны затопления затрагивает также дома на ул. Октябрьской, а также садовые участки по ул. Коммунистическая в северной части посёлка.

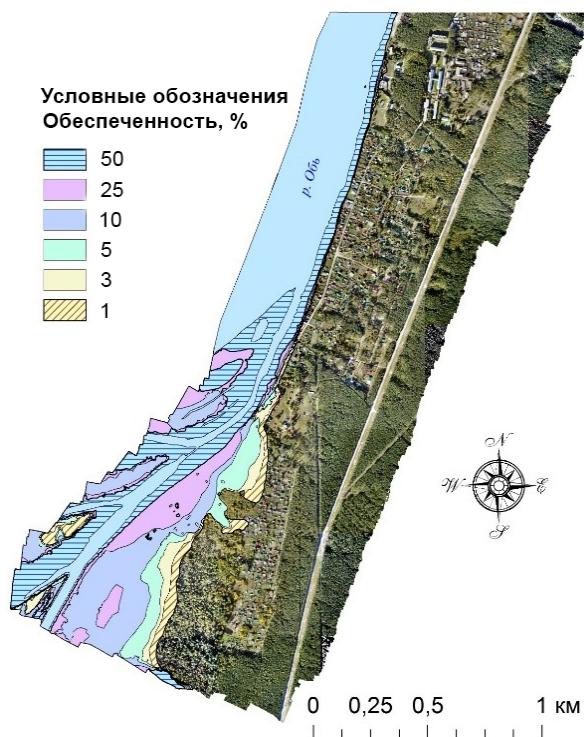


Рис. 10. Карта зон затопления д. Оськино при максимальных уровнях воды разной обеспеченности

Fig. 10. Flood hazard map of the Oskino village with flood zones at maximum water levels of different recurrence



Рис. 11. 3D-модель пос. Победа в районе моста через р. Обь (уровень воды при 50 %-й обеспеченности)

Fig. 11. 3D-model of the Pobeda village in the area of the bridge over the Ob River (water level at 50 % recurrence)

Деревня Старая Шегарка располагается на левом берегу р. Обь в 2 720 км от устья Оби при впадении протоки Старая Обь в реку Обь. Рельеф территории грависто-ложбинный на юге и крайнем севере, в центральной части пологоволнистый с неглубокими округлыми западинами. Обской берег интенсивно подмывается, образуя обрывы высотой до 6 м. Уступ к протоке старая Обь также довольно крутой, но не подвержен размыву. Урез воды 72,0 м на 18.09.2018. Максимальные рассчитанные уровни воды при 1-, 3-, 5-, 10-, 25-, 50 %-й обеспеченности составляют, соответственно, 77,7; 77,18; 76,94; 76,52; 75,88 и 75,17 м.

Территория деревни находится в пойме Оби, поэтому при сильных половодьях затапливается полностью. Лишь при максимальных уровнях воды 50 %-й обеспеченности граница зоны затопления не затрагивает жилые дома. Однако уже при максимальных уровнях воды 25 %-й обеспеченности граница зоны затопления захватывает несколько домов на ул. Зелёной, Набережной и Садовой (рис. 12). При максимальных уровнях воды 10 %-й обеспеченности граница зоны затопления включает также дом на ул. Трактовой. При максимальных уровнях воды 5-, 3-, 1 %-й обеспеченности зона затопления охватывает всю деревню.

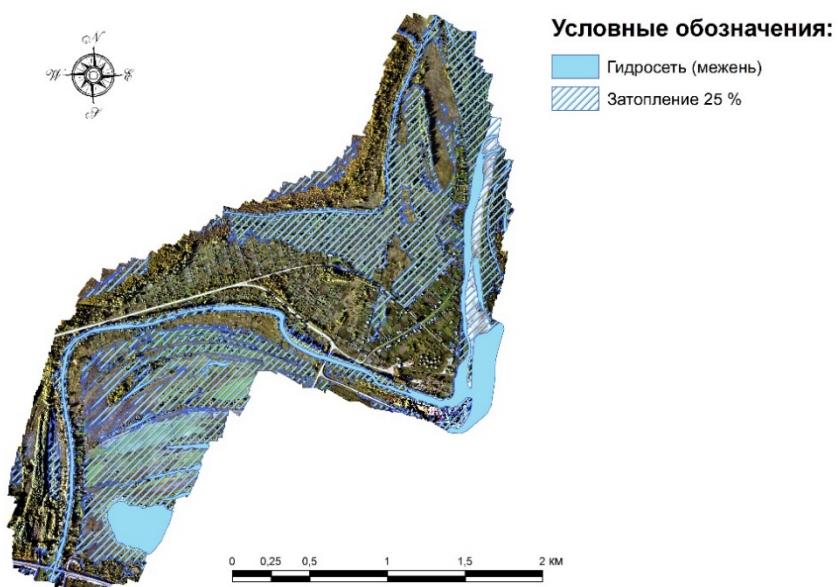


Рис. 12. Карта зон затопления д. Старая Шегарка при максимальном уровне воды 25 % обеспеченности

Fig. 12. Flood hazard map of the Staraya Shegarka village with flood zones at maximum water level of 25 % recurrence

Заключение

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что благодаря применению крупномасштабных цифровых моделей рельефа существенно улучшается качество картографирования прогнозируемых зон затопления при наводнениях относительно традиционных подходов, основанных на применении открытых ЦМР низкого пространственного разрешения (например, SRTM). Проведенное исследование показало, что использование высокоточных данных с БПЛА и крупномасштабное моделирование рельефа на основе аэрофотосъемки помогли повысить точность прогнозного картографирования зон затопления. Описанный в статье подход возможно использовать при прогнозном картографировании зон затопления в пределах небольших

по площади территорий (несколько квадратных километров) в поймах равнинных рек с небольшим уклоном. В случае моделирования более протяженных участков необходимо получить цифровую модель относительных высот от уреза воды, что, например, возможно при работе с ПО SAGA [Глотов, 2013].

Комплексный подход использования современных технологий в области дистанционного зондирования и геоинформационных систем, данных натурных наблюдений и фундаментальных знаний о процессах и явлениях позволяет обрасти для исследований все необходимые составляющие – визуальную, аналитическую и прогнозную. Внедрение подобного подхода в практические задачи позволяет сделать жизнь людей безопаснее и минимизировать материальные потери в период наводнения.

Результаты картографирования в настоящее время размещены на Геопортале Томской области, что позволяет снизить угрозу жизни людей и материальным ценностям в период половодья. В

продолжение данного исследования создается база геоданных по жителям домов, попадающих в зоны затопления, в населенных пунктах исследуемого района.

Список источников

- Адам А.М., Шепелева Л.Ф., Попков В.К.** Биологические ресурсы поймы Средней Оби: динамика и прогноз. Томск : Изд-во Томского университета, 1996. 212 с.
- Алабян А.М., Зеленцов В.А., Крыленко И.Н., Потрясаев С.А., Соколов Б.В., Юсупов Р.М.** Создание интеллектуальных информационных систем оперативного прогнозирования речных наводнений // Вестник РАН. 2016. № 2. С. 127–137.
- Асмус В.В.** Применение спутниковой информации для решения задач в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. М. : ФБГУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии ‘Планета’», 2017. 47 с.
- Атавин А.А., Зиновьев А.Т., Кудишин А.В.** Ледотермический режим нижнего бьефа Новосибирского гидроузла // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 2. С. 123–130.
- Беркович К.М., Вершинин Д.А., Земцов В.А., Рулева С.Н., Сурков В.В., Фролова Н.Л.** Ледовый и русловой режим нижнего течения реки Томи // Эрозионные и русловые процессы : сб. науч. тр. 2015. Вып. 6. С. 183–198.
- Болотнов В.П.** Использование индекса воздействия половодий для мониторинга пойменных экосистем (на примере поймы Средней Оби) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. 2007. № 3. С. 26–30.
- Борщ С.В., Бураков Д.А., Жабина И.И., Леонтьева Е.А., Симонов Ю.А., Степанов Ю.А., Христофоров А.В., Юмина Н.М.** Система прогнозирования и раннего предупреждения об угрозе наводнений на реках бассейна р. Амур // Научное обеспечение реализации «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года» : сб. науч. тр. М. : ФГБУН ИВП РАН, 2015. С. 6–12.
- Бузин В.А.** Опасные гидрологические явления : учеб. пособие. СПб. : Изд-во РГГМУ, 2008. 228 с.
- Бузин В.А., Копалиани З.Д.** Наводнения на реках России при современных тенденциях в изменении климата // Ученые записки РГГМУ. 2007. № 5. С. 43–54.
- Бузин В.А.** Заторы льда и заторные наводнения на реках. СПб. : Гидрометеоиздат, 2004. 202 с.
- Булавина А.С.** Климатические факторы формирования стока реки Обь // Наука юга России. 2020. Т. 16, № 1. С. 45–54.
- Бураков Д.А., Космакова В.Ф., Волковская Н.П.** Методика долгосрочного прогноза максимальных уровней воды для р. Оби у г. Нижневартовска и результаты ее испытания // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2017. № 44. С. 152–157.
- Гинко С.С.** Катастрофы на берегах рек. Л. : Гидрометеоиздат, 1977. 128 с.
- Глотов А.А.** Использование ЦМР для эффективного управления природопользованием // Геоматика. 2013. № 4. С. 32–36.
- Добровольский С.Г., Истомина М.Н.** Наводнения мира. М. : ГЕОС, 2006. 256 с.
- Донченко Р.В.** Ледовый режим рек СССР. Л. : Гидрометеоиздат, 1987. 244 с.
- Евсеева Н.С.** Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во НТЛ, 2009. 484 с.
- Земцов В.А., Паромов В.В., Савичев О.Г.** Изменение водного стока крупных рек юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия : материалы Междунар. науч. конф. Томск, 2000. С. 321–324.
- Калинин В.Г., Пьянков С.В.** Применение геоинформационных технологий в гидрологических исследованиях. Пермь : ООО «Алекс-Пресс», 2010. 217 с.
- Карта реки Обь от Новосибирского гидроузла до устья реки Томь.** Министерство речного флота РСФСР ГЛАВВОДПУТЬ. 1987. 77 с.
- Козлов Д.В., Кулешов С.Л.** Многомерный анализ данных при оценке факторов заторообразования в речных бассейнах // Водные ресурсы. 2019. Т. 46, № 2. С. 132–141.
- Колмакова М.В., Захарова Е.А., Кураев А.В., Земцов В.А., Кирпотин С.Н.** Временная изменчивость климата и обводненности территории Западной Сибири по данным метеорологических станций, модельного реанализа и спутниковой альтиметрии // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 364. С. 173–180.
- Кулешов С.Л., Козлов Д.В.** Анализ влияния морфометрии русла на частоту образования весенних заторов льда в пределах речного бассейна // Природоустройство. 2017. № 5. С. 15–19.
- Лыготин В.А.** Естественные и антропогенные изменения речных русел бассейна Средней Оби. Самоорганизация и динамика геоморфосистем // Материалы 27-го Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Томск, 2003. С. 334–338.
- Магрицкий Д.В., Чалов С.Р., Агафонова С.А., Кузнецова М.А., Банщикова Л.С.** Гидрологический режим Нижней Оби в современных гидроклиматических условиях и под влиянием крупномасштабной водохозяйственной деятельности // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2019. № 1 (102). С. 106–115.
- Мельникова Я.А., Вершинин Д.А.** Оценка многолетнего перераспределения стока взвешенных наносов рек Томской области // Современные проблемы географии и геологии: к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете : Материалы IV Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием. Томск, 2017. С. 377–381.
- Мельникова Я.А., Вершинин Д.А.** Многолетние изменения среднемесячных расходов взвешенных наносов реки Оби в пределах Томской области // Вестник Удмуртского университета. 2018. Т. 28, вып. 4. С. 419–426.
- Многолетняя** динамика водно-экологического режима Новосибирского водохранилища / В.М. Савкин [и др.]; отв. ред. О.Ф. Васильев. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2014. 393 с.
- Новаковский Б.А., Пермяков Р.В.** Комплексное геоинформационно-фотограмметическое моделирование рельефа. М. : МИИГАиК, 2019. 175 с.
- Огородников А.В., Огурцова Т.М., Хромых В.С.** Типология земель Кожевниковского участка поймы реки Оби // Вопросы географии Сибири. 1997. Сб. 22. С. 174–181.

Паромов В.В., Земцов В.А., Копысов С.Г. Климат Западной Сибири в фазу замедления потепления (1986–2015 гг.) и прогнозирование гидроклиматических ресурсов на 2021–2030 гг. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 1. С. 62–74.

Паромов В.В., Шантыкова Л.Н. Ледовый режим бассейна Верхней Оби в условиях климатических изменений // Материалы науч. конф., посвященной 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета. Томск, 2003. С. 145–147.

Паромов В.В. Тенденции Изменения климатических условий и речного стока в бассейне Верхней Оби в конце XX века // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия : материалы Междунар. науч. конф. Томск, 2000. С. 345–349.

Попов И.В. Применение морфологического анализа к оценке общих русловых деформаций р. Оби // Труды Государственного гидрологического института. 1962. Вып. 94. С. 22–87.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 2. Средняя Обь / под ред. Н.А. Паниной. Л. : Гидрометеоиздат, 1972. 406 с.

Савичев О.Г., Паромов С.В. Гидрологические аспекты образования болот в таёжной зоне Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2014. Т. 324, № 1. С. 155–161.

Савичев О.Г., Гусева Н.В., Куприянов Е.А., Скороходова А.А., Ахмед-Оглы К.В. Химический состав вод Обского болота (Западная Сибирь) и его пространственные изменения под влиянием сбросов загрязняющих веществ // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 168–172.

Семенов В.А., Гниломедов Е.В., Салугашвили Р.С., Голубев В.Н., Фролов Д.М. География распределения и генезис климатообусловленных изменений экстремальных расходов воды, опасных наводнений и маловодий на реках России // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Обнинск : Изд-во «ВНИИГМИ-МЦД», 2015. Вып. 179. С. 198–120.

Фролов А.В., Асмус В.В., Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Жабина И.И., Затяголова В.В., Кровотынцев В.А., Кудрявцева О.И., Леонтьева Е.А., Симонов Ю.А., Степанов Ю.А. «ГИС Амур»: система мониторинга, прогнозирования и раннего оповещения о наводнениях // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 5–21.

Хромых В.С. Структура и качественная оценка ландшафтов поймы Средней Оби (в границах Томской области) : дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1975. 230 с.

Чалов Р.С. Геоморфологические следствия русловых процессов // Вопросы географии: Современная геоморфология. 2015. Сб. 140. С. 217–241.

Чалов Р.С., Плескевич Е.М. Русловые процессы и водные пути рек Обского бассейна. Новосибирск : РИПЭЛ плюс, 2001. 300 с.

Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек. М. : Изд-во Московского университета, 1983. 198 с.

Khromykh V.V., Khromykh O.V. A study of natural and anthropogenic changes of soils within the Tom river valley based on GIS, remote sensing and field observations // Journal of Physics. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. P. 012006.

Khromykh V.V., Khromykh V.S., Khromykh O.V. Features of soils in the floodplain landscapes of Siberian Rivers // Journal of Physics. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. P. 012007. doi: 10.1088/1755-1315/201/1/012007

Khromykh V.V., Khromykh O.V. Spatial structure and dynamics of Tom river floodplain landscapes based on GIS, digital elevation model and remote sensing // Riparian zones: Characteristics, management practices and ecological impacts / ed. by O.S. Pokrovsky. N.Y. : Nova Science Publishers, 2016. Chapter 12. P. 289–309.

Manfreda S., Samela C., Troy T.J. The use of DEM-based approaches to derive a priori information on flood-prone areas // Flood Monitoring through Remote Sensing: Springer Remote Sensing/Photogrammetry (eBook). 2018. 209 p.

Zemtsov V.A., Vershinin D.A., Khromykh V.V., Khromykh O.V. Long-term dynamics of maximum flood water levels in the middle course of the Ob River // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. № 400. P. 1–7.

References

Adam A.M., Shepeleva L.F., Popkov V.K. *Biologicheskie resursy poymy Sredney Obi: dinamika i prognoz* [Biological resources of the Middle Ob floodplain: dynamics and forecast]. Tomsk : Tomsk State University Publishing house, 1996. 212 p. In Russian

Alabyan A.M., Zelentsov V.A., Krylenko I.N., Potryasaev S.A., Sokolov B.V., Yusupov R.M. *Sozdanie intellektual'nykh informatsionnykh sistem operativnogo prognozirovaniya rechnykh navodneniy* [Creation of intelligent information systems for operational forecasting of river floods] // Vestnik Rossiyskoy akademii nauk. 2016. No. 2. pp. 127–137. In Russian

Asmus V.V. *Primenenie sputnikovoy informatsii dlya resheniya zadach v oblasti gidrometeorologii i monitoringa okruzhayushchey sredy* [Application of satellite information for solving problems in hydrometeorology and environmental monitoring]. Moscow : Siberian Center of the Federal State Budgetary Institution «Scientific Research Center of Space Hydrometeorology ‘Planeta’». 2017. 47 p. In Russian

Atavin A.A., Zinoviev A.T., Kudishin A.V. *Ice thermal regime of the lower pool of the Novosibirsk hydraulic power system* // Water resources. 2014. V. 41. No. 2. pp. 123–130. In Russian

Berkovich K.M., Vershinin D.A., Zemtsov V.A., Ruleva S.N., Surkov V.V., Frolova N.L. *Ledovyy i ruslovoy rezhim nizhnego tekhnika reki Tomi* [Ice condition and channel regime of the lower reaches of the Tom River] // Erozionnye i ruslovye protsessy : collection of works. 2015. V.6. pp. 183–198. In Russian

Bolotnov V.P. *Application of flood index in monitoring flood-plain ecosystems (by the example of the Middle Ob flood-plain)* // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2007. No. 3. pp. 23–30. In Russian

Borshch S.V., Burakov D.A., Zhabina I.I., Leont'eva E.A., Simonov Yu.A., Stepanov Yu.A., Khristoforov A.V., Yumina N.M. *Sistema prognozirovaniya i rannego preduprezhdeniya ob ugroze navodneniy na rekakh basseyna r. Amur* [System for forecasting and early warning on the risk of floods on the rivers of the Amur river basin] // Nauchnoe obespechenie realizatsii Vodnoy strategii Rossii Federatsii na period do 2020 goda : collection of works. Moscow : WPI RAS, 2015. pp. 6–12. In Russian

- Buzin V.A. *Opasnye gidrologicheskie yavleniya. Uchebnoe posobie* [Hazardous hydrological phenomena. Study guide]. St.Petersburg : RSHU Publishing house, 2008. 228 p. In Russian
- Buzin V.A., Kopaliani Z.D. *Navodneniya na rekakh Rossii pri sovremennykh tendentsiyakh v izmenenii klimata* [Floods on Russian rivers with current trends in climate change] // Uchenye zapiski RGGMU. 2007. No. 5. pp. 43–54. In Russian
- Buzin V.A. *Zatory l'da i zatornye navodneniya na rekakh* [Ice caps and river jam floods]. St.Petersburg : Gidrometeoizdat Publishing house, 2004. 202 p. In Russian
- Bulavina A.S. *Klimaticheskie faktory formirovaniya stoka reki Ob'* [Climatic factors of the Ob River runoff formation] // Science in the South of Russia. 2020. V. 16. No.1. pp. 45–54. In Russian
- Burakov D.A., Kosmakova V.F., Volkovskaya N.P. *Metodika dolgosrochnogo prognoza maksimal'nykh urovney vody dlya r. Obi u g. Nizhnevartovska i rezul'taty ee ispytaniya* [The method of long-term forecast of maximum water levels for the Ob River near Nizhnevartovsk and the results of its testing] // Rezul'taty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov. 2017. No. 44. pp. 152–157. In Russian
- Ginko S.S. *Katastrofy na beregakh rek* [Riverbank disasters]. Leningrad : Gidrometeoizdat Publishing house, 1977. 128 p. In Russian
- Glotov A.A. *Ispol'zovanie TsMR dlya effektivnogo upravleniya prirodopol'zovaniem* [Using the DEM for effective environmental management] // Geomatics. 2013. No. 4. pp. 32– 36. In Russian
- Dobrovolskiy S.G., Istomina M.N. *Navodneniya mira* [Floods of the world]. Moscow : GEOS Publishing house, 2006. 256 p. In Russian
- Donchenko R.V. *Ledovyy rezhim rek SSSR* [Ice regime of the USSR Rivers]. Leningrad : Gidrometeoizdat Publishing house, 1987. 244 p. In Russian
- Evseeva N.S. *Sovremennyj morfolitogeneticheskij yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Modern morpholithogenesis in the southeast of the West Siberian Plain]. Tomsk: NTL Publishing house, 2009. 484 p. In Russian
- Zemtsov V.A., Paromov V.V., Savichev O.G. *Izmenenie vodnogo stoka krupnykh rek yuga Zapadnoy Sibiri* [Changes in the water runoff of large rivers in the south of Western Siberia] // Fundamental'nye problemy vodnyh resursov na rubezhe tret'ego tysyacheletiya: Materials of International Scientific Conference. Tomsk, 2000. pp. 321–324. In Russian
- Kalinin V.G., Pyankov S.V. *Primenenie geoinformatsionnykh tekhnologiy v gidrologicheskikh issledovaniyah* [Application of gis technologies in hydrological research]. Perm : «Aleks-Press», 2010. 217 p. In Russian
- Karta reki Ob' ot Novosibirskogo gidrouzla do ust'ya reki Tom'* [Map of the Ob River from the Novosibirsk hydroelectric complex to the mouth of the Tom River]. Ministry of the River Fleet of the RSFSR GLAVVODPUT". 1987. 77 p. In Russian
- Kozlov D.V., Kuleshov S.L. *Multidimensional data analysis in the assessment of ice-jam formation in river basins* // Water Resources. 2019. V.46. No. 2. pp. 152–159.
- Kolmakova M.V., Zakharova E.A., Kuraev A.V., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. *Vremennaya izmenchivost' klimata i obvodnennosti territorii Zapadnoy Sibiri po dannym meteorologicheskikh stantsiy, model'nogo reanaliza i sputnikovoy al'timetrii* [Temporal variability of climate, flooded and wet zones in Western Siberia from data stations, atmospheric reanalysis and satellite altimetry] // Tomsk State University Journal. 2012. No. 364. pp. 173–180. In Russian
- Kuleshov S.L., Kozlov D.V. *Analiz vliyanija morfometrii rusla na chastotu obrazovaniya vesennikh zatorov l'da v predelakh rechnogo basseyna* [Analysis of the effect of channel morphometry on the incidence of spring ice blocks within the river basin] // Prirodobuystroystvo. 2017. No. 5. pp. 15–19. In Russian
- L'gotin V.A. *Estestvennye i antropogennye izmeneniya rechnykh rusel basseyna Sredney Obi. Samoorganizatsiya i dinamika geomorfosistem* [Natural and anthropogenic changes in river channels in the Middle Ob basin. Self-organization and dynamics of geomorphosystems] // Materials of 27th Plenum of the Geomorphological Commission of the RAS. Tomsk, 2003. pp. 334–338. In Russian
- Magritskiy D.V., Chalov S.R., Agafonova S.A., Kuznetsov M.A., Banshchikova L.S. *Gidrologicheskiy rezhim Nizhney Obi v sovremennykh hidroklimaticheskikh usloviyakh b pod vliyaniem krupnomasshtabnoy vodokhozyaystvennoy deyatel'nosti* [Hydrological regime of the Lower Ob in modern hydroclimatic conditions and under the influence of large-scale water management] // Scientific Bulletin of the Yamal-Nenets Autonomous District. 2019. № 1 (102). pp. 106–115. In Russian
- Melnikova Ya.A., Vershinin D.A. *Otsenka mnogoletnego pereraspredeleniya stoka vzveshennykh nanosov rek Tomskoy oblasti* [Evaluation of long-term redistribution runoff of suspended sediment of rivers of Tomsk Region] // Sovremennye problemy geografii i geologii: k 100-letiyu otkrytiya estestvennogo otdeleniya v Tomskom gosudarstvennom universitete : Materials of the Fourth Scientific and Practical Conference. Tomsk, 2017. pp. 377–381. In Russian
- Melnikova Ya.A., Vershinin D.A. *Mnogoletnie izmeneniya srednemesyachnykh raskhodov vzveshennykh nanosov reki Obi v predelakh Tomskoy oblasti* [Long-term changes of monthly discharges of suspended sediments of the Ob river within the Tomsk region] // Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences. 2018. V. 28. No. 4. pp. 419–426. In Russian
- Mnogoletnaya dinamika vodno-ekologicheskogo rezhima Novosibirskogo vodokhranilishcha* [Long-term dynamics of water and ecological regime of Novosibirsk Reservoir] / V.M. Savkin [et al.]; ed. O.F. Vasil'ev. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2014. 393 p. In Russian
- Novakovskiy B.A. *Kompleksnoe geoinformatsionno-fotogrammetricheskoe modelirovanie rel'efa* [Integrated geoinformation and photogrammetric modelling of relief]. Moscow : MIIGAiK Publishing House, 2019. 175 p. In Russian
- Ogorodnikov A.V., Ogurtsova T.M., Khromykh V.S. *Tipologiya zemel' Kozhevnikovskogo uchastka poymy reki Obi* [Land typology of the Kozhevnikovsky section of the Ob River floodplain] // Voprosy geografii Sibiri. 1997. V. 22. pp. 174–181. In Russian
- Paromov V.V., Zemtsov V.A., Kopysov S.G. *Climate of West Siberia during the slowing phase of warming (1986–2015) and prediction of hydro-climatic resources for 2021–2030.* // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2017. V. 328. No.1. pp. 62–74. In Russian
- Paromov V.V., Shantykova L.N. *Ledovyy rezhim basseyna Verkhney Obi v usloviyakh klimaticheskikh izmeneniy* // Materialy nauch. konf., posvyashchennoy 125-letiyu osnovaniya Tomskogo gosudarstvennogo universiteta i 70-letiyu obrazovaniya geologo-geograficheskogo fakul'teta. Ser. «Nauki o Zemle (geologiya, geografiya, meteorologiya, geodeziya)». Tomsk, 2003. pp. 145–147. In Russian

Paromov V.V. *Tendentsii Izmeneniya klimaticeskikh usloviy i rechnogo stoka v basseyne Verkhney Obi v kontse XX veka* [Trends in changes in climatic conditions and river flow in the Upper Ob basin at the end of the 20th century] // Fundamental'nye problemy vody i vodnykh resursov na rubezhe tret'ego tysyacheletiya : Materials of International Scientific Conference. Tomsk, 2000. pp. 345–349. In Russian

Popov I.V. *Primenenie morfologicheskogo analiza k otsenke obshchikh ruslovykh deformatsiy r. Obi* [Application of morphological analysis to the assessment of the general channel deformations of the Ob River] / Collection of works of the SHI. 1962. V. 94. pp. 22–87. In Russian

Resursy poverkhnostnykhvod SSSR. Tom 15. Altay i Zapadnaya Sibir'. Vypusk 2. Srednyaya Ob' [Resources of surface waters of the USSR. Volume 15. Altai and Western Siberia. Issue 2. Middle Ob] / ed. N. A. Panina. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1972. 406 p. In Russian

Savichev O.G., Paromov S.V. *Hydrological aspects of bogs formation in Taiga zone of Western Siberia* // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2014. V. 324. No. 1. pp. 155–161. In Russian

Savichev O.G., Guseva N.V., Kupriyanov E.A., Skorokhodova A.A., Akhmed-Ogly K.V. *Khimicheskiy sostav vod Obskogo bolota (Zapadnaya Sibir') i ego prostranstvennye izmeneniya pod vliyaniem sбросов загрязняющих веществ* [The water chemical composition of the Ob bog (Western Siberia) and its spatial changes under the influence of pollutant discharge] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2013. V. 323. No. 1. pp. 168–172. In Russian

Semenov V.A., Gnilomedov E.V., Salugashvili R.S., Golubev V.N., Frolov D.M. *Geografiya raspredeleniya i genezis klimatoobuslovnnykh izmeneniy ekstremal'nykh raskhodov vody, opasnykh navodneniy i malovodiya na rekakh Rossii* [Geography of distribution and genesis of climate-related changes in extreme water flow rates, hazardous floods and low water levels on Russian rivers] // Collection of works of the RIHMI-WDC. Obrinsk : RIHMI-WDC Publishing house, 2015. V. 179. pp. 198–120. In Russian

Frolov A.V., Asmus V.V., Borshch S.V., Vil'fand R.M., Zhabina I.I., Zatyagalova V.V., Krovotynsev V.A., Kudryavtseva O.I., Leont'eva E.A., Simonov Yu.A., Stepanov Yu.A. *GIS-Amur system of flood monitoring, forecasting, and early warning* // Russian Meteorology and Hydrology. 2016. V. 41. No. 3. pp. 5–21. In Russian

Khromykh V.S. *Struktura i kachestvennaya otsenka landshaftov poymy Sredney Obi (v granitsakh Tomskoy oblasti)* / Thesis for the Candidate of Geographical Sciences. Novosibirsk, 1975. 230 p.

Chalov R.S. *Geomorfologicheskie sledstviya ruslovykh protsessov* [Geomorphological consequences of channel processes] // Voprosy geografii: Sovremennaya geomorfologiya. 2015. V. 140. pp. 217–241. In Russian

Chalov R.S., Pleskevich E.M. *Ruslovyye protsessy i vodnye puti rek Obskogo basseyna* [Channel processes and waterways of the rivers of the Ob River basin]. Novosibirsk : «RIPEL pluss», 2001. 300 p. In Russian

Chernov A.V. *Geomorfologiya poym ravninnykh rek* [Geomorphology of floodplains of lowland rivers]. Moscow : Moscow State University Publishing house, 1983. 198 p. In Russian

Khromykh V.V., Khromykh O.V. A study of natural and anthropogenic changes of soils within the Tom river valley based on GIS, remote sensing and field observations // Journal of Physics. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. 012006.

Khromykh V.V., Khromykh V.S., Khromykh O.V. Features of soils in the floodplain landscapes of Siberian Rivers // Journal of Physics. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. 012007. DOI: 10.1088/1755-1315/201/1/012007

Khromykh V.V., Khromykh O.V. Spatial structure and dynamics of Tom river floodplain landscapes based on GIS, digital elevation model and remote sensing // Riparian zones: Characteristics, management practices and ecological impacts. Ed. O.S. Pokrovsky. New York: Nova Science Publishers, 2016. Chapter 12. pp. 289–309.

Manfreda S., Samela C., Troy T.J. The use of DEM-based approaches to derive a priori information on flood-prone areas // Flood Monitoring through Remote Sensing: Springer Remote Sensing/Photogrammetry (eBook). 2018. 209 p.

Zemtsov V.A., Vershinin D.A., Khromykh V.V., Khromykh O.V. Long-term dynamics of maximum flood water levels in the middle course of the Ob River // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. № 400. pp. 1–7.

Информация об авторах:

Чекина А.А., аспирант, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: chekina.ann@gmail.com

Хромых В.В., кандидат географических наук, доцент, заведующий кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: khromykh_vadim@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Chekina A.A., Postgraduate Student, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: chekina.ann@gmail.com

Khromykh V.V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Head at the Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: khromykh_vadim@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.10.2021; одобрена после рецензирования 19.05.2023; принята к публикации 28.05.2023

The article was submitted 15.10.2021; approved after reviewing 19.05.2023; accepted for publication 28.05.2023

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

Научная статья

УДК 911.6

doi: 10.17223/25421379/27/10

ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ ВОДНО-БОЛОТНОГО УГОДЬЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ЗНАЧЕНИЯ «КАМСКО-БАКАЛДИНСКАЯ ГРУППА БОЛОТ»



Андрей Евгеньевич Асташин¹, Ксения Владимировна Ершова²,
Михаил Михайлович Бадын³, Виктория Алексеевна Уфилина⁴, Ольга Евгеньевна Ватина⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Нижегородский государственный педагогический университет им. К. Минина, Нижний Новгород, Россия

¹ Нижегородский государственный инженерно-экономический университет, Княгинино, Россия

¹ astashinfizgeo@yandex.ru

² xeniya.ershova.ezhik@yandex.ru

³ friend041@yandex.ru

⁴ ufilina99@gmail.com

⁵ vatinaol@yandex.ru

Аннотация. Приведены результаты ландшафтной дифференциации территории Камско-Бакалдинской группы болот (Нижегородская область), выполненной на основе полевых исследований, анализа карт, литературных источников и данных дистанционного зондирования Земли. Установлены границы и описаны девять ландшафтов, создана ландшафтная карта территории Камско-Бакалдинской группы болот.

Ключевые слова: Камско-Бакалдинская группа болот, ландшафт, Рамсарское водно-болотное угодье, Нижегородская область.

Для цитирования: Асташин А.Е., Ершова К.В., Бадын М.М., Уфилина В.А., Ватина О.Е. Ландшафтная структура территории водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот» // Геосферные исследования. 2023. №2. С. 142–154. doi: 10.17223/25421379/27/10

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/10

LANDSCAPE STRUCTURE OF THE TERRITORY OF THE PEATLAND OF INTERNATIONAL IMPORTANCE "KAMSKO-BAKALDINSKAYA GROUP OF MIRES"

Andrey E. Astashin¹, Kseniya V. Ershova², Mihail M. Badin³, Viktoriya A. Ufilina⁴, Olga E. Vatina⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Kozma Minin Nizhny Novgorod State Pedagogical University (Minin University), Nizhny Novgorod, Russia

¹ Nizhny Novgorod State University of Engineering and Economics, Knyaginino, Russia

¹ astashinfizgeo@yandex.ru

² xeniya.ershova.ezhik@yandex.ru

³ friend041@yandex.ru

⁴ ufilina99@gmail.com

⁵ vatinaol@yandex.ru

Abstract. The article presents the results of landscape division of the territory of the largest Ramsar wetland of international significance in the Volga River basin "Kamsko-Bakaldinskaya group of mires". The researched territory is located in the center of the Russian Plain in the east of the Nizhny Novgorod region in the zone of mixed coniferous-deciduous forests on the above the floodplain terraces of the Volga River valley. The Kamsko-Bakaldinskaya group of mires has a high natural conservation value, performing environmental-forming functions, contributing to the preservation of the genofund and the cenofund. The mire massif acts as a regulator of the hydrological regime of the Volga River and a number of its tributaries; like other mires, it is a natural filter, which helps to purify water, and a carbon deposit zone. For effective planning of environmental protection measures and a deep – systemic – understanding of the processes and spatial patterns of the placement of objects of the plant and animal world, a landscape zoning scheme of the territory, made at the landscape level, is necessary. The researched territory is a complex of geotopes from high above-floodplain terraces to the left-bank and island floodplain of the largest river in Europe – the Volga river, which in itself is a factor of landscape diversity. The lithogenic base is mainly represented by fluvio-glacial

sands and peat. The aeolian relief forms – dunes, which, entering the mire massifs, form dry manes, are confined to the areas of sands within the high above-floodplain terraces. Local low-lying mires are associated with deflation basins. The hydrographic network is represented by rivers – big (Volga), medium (Kerzhenets) and small rivers and streams. The territory, due to poor drainage, is rich in mires (there are mires of all types) and lakes, including the largest lake in the Nizhny Novgorod region – Bolshoe Plotovo, and the deepest lake of the region-Shumskoye. The lakes are represented by several genetic groups, including paleo-thermokarstic lakes, lakes of maituga origin and oxbow-lakes. Despite the low-lying and relatively calm relief and the high level of bog formation swamping, there is one spring within the researched territory – the Kulteiskiy Source. The soil cover is dominated by sod-podzolic sandy and peat-bog soils. The vegetation is mainly represented by pine forests on the sands and vegetation complexes of mires on a peat substrate. During the research in the period from 2006 to 2021, a map of the landscapes of the Kamsko-Bakaldinskaya group of mires was drawn. Making this map, we relied on data from thematic maps, literary sources, data from remote sensing of the Earth and materials of our own field research, during which complex descriptions were done at key points. The obtained results can be used in planning and conducting scientific, environmental, educational and economic activities on the territory of the Kamsko-Bakaldinskaya group of mires.

Keywords: Kamsko-Bakaldinskaya group of mires, landscape, Nizhny Novgorod region

For citation: Astashin A.E., Ershova K.V., Badyn M.M., Ufilina V.A., Vatina O.E. Landscape structure of the territory of the peatland of international importance "Kamsko-Bakaldinskaya group of mires". *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 2. pp. 142–154. doi: 10.17223/25421379/27/10

Введение

Болота, на долю которых приходится 20 % территории России, имеют важнейшее значение в функционировании геосистем, выполняя комплекс биосферных функций. Геоморфологическая функция болот проявляется в процессе накопления торфа в понижениях и выравнивании первичных форм рельефа. Климатическая функция выражается в их мощном влиянии на формирование теплового и водного баланса территорий. Торфяные болота – это и производственный ресурс, из которого получают до 40 видов продукции [Болота..., 1998]. Благодаря высокой влагоёмкости торфа, болота регулируют гидрологический режим рек и озёр, обеспечивая более стабильный сток и минимизируя риски наводнений и засух. Торфяная толща, сквозь которую просачиваются поверхностные воды, выполняет роль мощного механического, химического и биологического фильтра, обеспечивая питаемые реки не только стablyно поступающей, но и чистой водой. Болота играют важную роль в углеродном балансе атмосферы, представляя собой систему крупных полигонов депонирования углерода [Вомперский, 1994; Головацкая, 2013], таким образом, изучение функционирования болотных экосистем может позволить выделить охраняемый фонд, который сможет обеспечить углеродные квоты, возможно, не только России [Инишева, Маслов, 2013].

Болота – среда обитания живых организмов, платформа сохранения генофонда и ценофонда, одна из основ сохранения биоразнообразия вмещающего ландшафта. Обладая выраженным консервирующим эффектом, болота представляют огромный интерес для получения палеогеографической информации и реконструкции облика ландшафтов прошлого, установления их эволюции. Кроме того, болота имеют

серёзный рекреационный, бальнеологический, промысловый и образовательный потенциал.

В основу рационального природопользования торфяных ресурсов должен быть положен системный подход, позволяющий объективно оценить динамику современных природных процессов в торфяно-болотных экосистемах, разработать сценарии оптимизации хозяйственного освоения и комплексного использования торфяных ресурсов с учетом их экологической значимости как элемента биосферы. Таким образом, проблема рационального использования торфяных ресурсов имеет многогранное значение, прежде всего экологическое и социально-экономическое [Инишева, Маслов, 2013].

Камско-Бакалдинская группа болот в Нижегородской области – единственное в Приволжском федеральном округе Рамсарское водно-болотное угодье, крупнейшее в бассейне р. Волга скопление торфяных болот, разнообразных по условиям образования, микроландшафтам, типам залежей, сохранившееся в естественном состоянии, отвечает пяти критериям Рамсарской конвенции, будучи эталонным и уникальным для Восточно-Европейской провинции зоны сосново-сфагновых верховых и низинных травяных и лесных болот. Это крупнейшее в Нижегородской области место произрастания и сбора клюквы. Здесь обитает 28 видов живых организмов, занесенных в Красную книгу России, и 132 вида, занесенных в Красную книгу Нижегородской области [Бакка, Киселева, 2014]. Здесь располагается 30 озёр, разнообразных по своим гидрологическим и морфометрическим характеристикам и генезису – торфяно-просадочное, майтужные, палеотермокартовые озёра и озёра смешанного происхождения.

На территории Камско-Бакалдинской группы болот нет ни одного населённого пункта, асфальтированная дорога только одна, прилегающая территория

представляет собой один из участков Нижегородской области с минимальной плотностью населения. Часть изучаемой территории лежит в пределах Керженского заповедника. Эти обстоятельства обеспечили сравнительно высокую сохранность природных комплексов изучаемой территории.

Поддержание высоких показателей биоразнообразия требует организации информативного мониторинга и эффективного управления территории, что возможно только при условии применения системного – ландшафтного – подхода. Однако до настоящего времени подробных ландшафтных карт на уровне ландшафтов, позволяющих эффективно планировать и реализовывать контроль и управление территорией на локальном уровне, создано не было.

Целью исследования является создание ландшафтной карты территории водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот» на иерархическом уровне ландшафтов.

Объект и методы исследования

Объектом исследования является территория водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот» площадью 2 265 км².

Предмет исследования – ландшафтная дифференциация территории водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот».

Исходными материалами исследования послужили результаты собственных полевых исследований, данные дистанционного зондирования Земли (SRTM, космические снимки Landsat-8 с разрешением 30 м), тематических карт – геологических масштаба 1 : 200 000 [Фридман, 1999а, 1999б, 1999в, 1999г, 1999д]; почвенных масштаба 1 : 400 000 [Почвенная карта..., 1978], литературных источников.

Методы исследования: экспедиционный, картографический, геоинформационный, математический, анализ литературы. На предполевом этапе, опираясь на данные дистанционного зондирования Земли, тематических карт и литературных источников, были выделены предварительные границы ландшафтов и спланированы ключевые точки для проведения полевых описаний.

В период с 2006 по 2020 г. на территории водно-болотного угодья международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот» Нижегородской области авторами проведены ландшафтные исследования по классическому алгоритму, включающему описание морфолитогенной основы, заложение почвенного разреза, геоботанической площадки [Видина, 1962; Ерофеев, 2012], результатом которых была

разработка авторских ландшафтных карт на уровне ландшафтов. В ходе проведения полевых работ были выполнены ландшафтные описания на более чем 400 ключевых точках. При выделении ландшафтов авторы руководствовались принципами структурно-генетического подхода. При выполнении ландшафтных карт в качестве исходной основы использовалась схема ландшафтного районирования Нижегородской области, разработанная Ф.М. Баканиной с соавторами [Баканина и др., 2003]. Для ландшафтного анализа и статистической обработки пространственных данных использовалась программа NextGIS QGIS 16.2.144. Обобщив накопленные данные, авторами была создана карта ландшафтной структуры территории Камско-Бакалдинской группы болот (рис. 2) и даны описания девяти выделенных ландшафтов.

Территория международного значения «Камско-Бакалдинская группа болот» располагается в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов (рис. 1) в пределах Камско-Мещёрской ландшафтной области [Исаченко, 1985] на юге Великой Волжской аккумулятивной аллювиальной низменной равнины в пределах Волжско-Ветлужской низины [Фридман, 1999]. Западной границей служит нижнее течение р. Керженец, восточной – граница Нижегородской области, северная и южная границы проведены по квартальным просекам и границам муниципалитетов. Площадь угодья составляет 2 265 км².

Литогенная основа на большей части территории представлена отложениями татарского яруса верхней перми (конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, серые мергели), перекрытыми мощной толщей четвертичных отложений, представленных песками и супесями аллювиального и флювиогляциального происхождения, а также палюстринными и эоловыми отложениями [Фридман, 1999а, 1999б, 1999в, 1999г, 1999д].

Характерной особенностью рельефа изучаемой территории является его положение на надпойменных террасах р. Волги, на юго-востоке представлен фрагмент левобережной и островной поймы [Асташин, Фридман, 2009]. Геоморфологические процессы представлены русловой эрозией. На высоких надпойменных террасах выражен характерный всхолмлённо-гривистый рельеф эолового происхождения с комплексом дюн, чередующихся с котловинами выдувания. Возникновение эолового рельефа приходится на ранний голоцен, когда в условиях холодного и сухого климата происходило перевевение флювиогляциальных песков, почти не закреплённых растительностью. Постепенное увлажнение и смягчение климата создали благоприятные условия для развития лесной растительности, благодаря чему песчаный холмистый рельеф был закреплён и сохранён до настоящего времени.

Отметки абсолютных высот колеблются от 63 м (уровень воды в Чебоксарском водохранилище на юго-востоке исследуемой территории) до 140,6 м в северо-западной части Камско-Бакалдинской группы болот.

Климат умеренно-континентальный с продолжительной холодной зимой и сравнительно коротким теплым летом. Средняя температура января составляет $-12,3^{\circ}\text{C}$, июля $+18,8^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум доходил до -49°C (31.12.1978), абсолютный максимум $+37^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура составляет $+3,4^{\circ}\text{C}$ [Температура воздуха...].

По территории Камско-Бакалдинской группы болот протекает крупная река – Волга, средняя река –

Керженец (левый приток Волги), и более 100 малых рек и ручьёв общей протяжённостью 417 км. Территория богата озёрами: их 46, в том числе самое большое озеро Нижегородской области – Большое Плотово, и самое глубокое озеро – Шумское [Асташин, Асташина, 2016; Асташин и др., 2017]. Широко, но неравномерно распространены болота всех типов.

Почвенный покров на суходолах представлен дерново-подзолистыми и подзолистыми супесчаными и песчаными, на болотах – торфяно-болотными глеевыми, на поймах рек – аллювиально-дерновыми почвами [Баканина, 2005; Мухин, Сластунин, 2018].

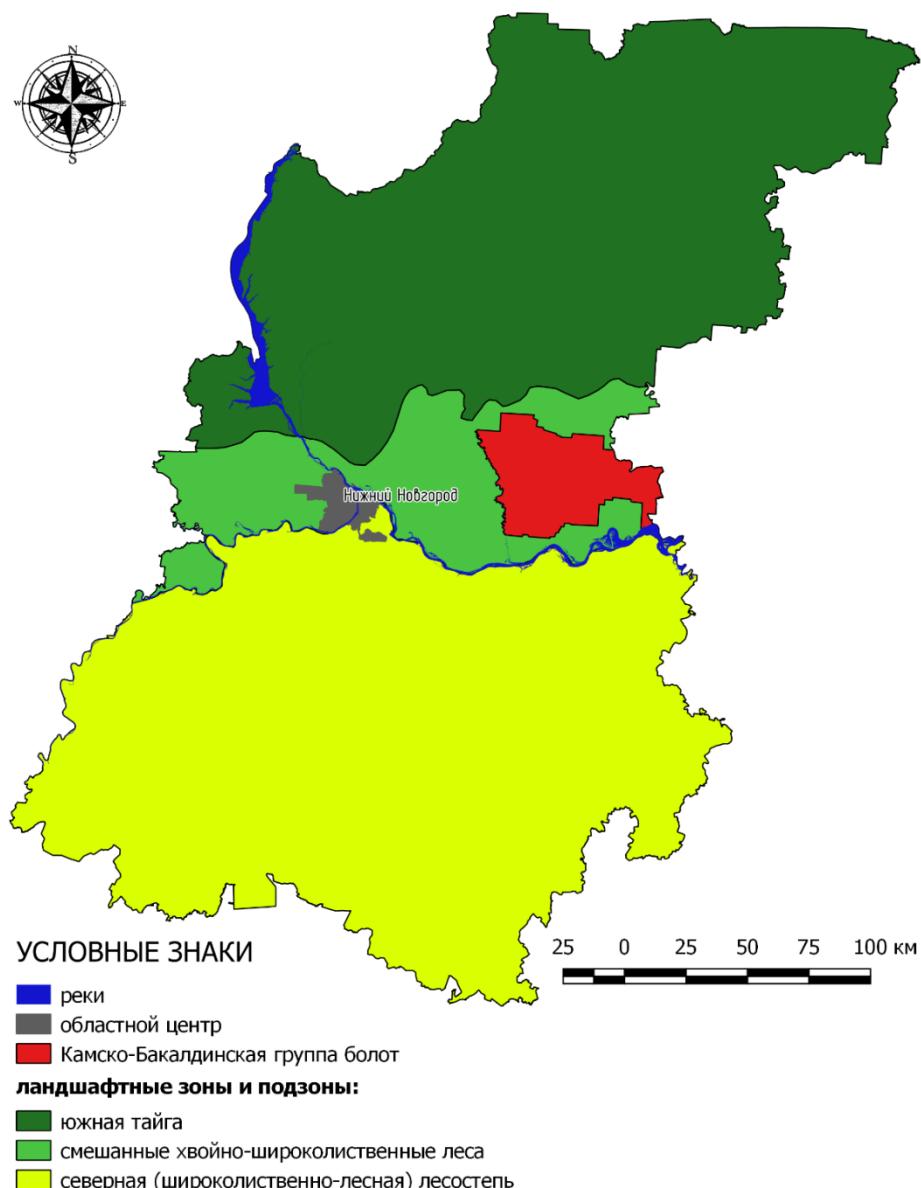


Рис. 1. Положение Камско-Бакалдинской группы болот на карте ландшафтных зон Нижегородской области [по Исаченко, 1985]

Fig. 1. The position of the Kamsko-Bakaldinskaya group of mires on the map of landscape zones of the Nizhny Novgorod region [by Isachenko, 1985]

Коренная растительность представлена сосновыми лесами, занимающими хорошо дренированные водораздельные пространства, дюнно-буристые равнины, гривы в болотных массивах. Сосновые массивы сильно страдают от лесных пожаров, особенно большой урон лесам нанесли пожары 1972 и 2010 гг. [Кадетов, 2019а, 2019б]. В меньшей степени распространены ельники и широколиственные породы – дуб черешчатый, вяз гладкий, липа мелколистная, клён остролистный – они представлены на высоких поймах или в районах распространения моренных суглинков, на кото-

рых формируются сравнительно плодородные дерново-подзолистые суглинистые почвы. К поймам рек приурочены ольшаники с примесью берёзы повислой, осины обыкновенной, вяза гладкого, липы мелколистной, дуба черешчатого, ели финской.

Результаты

Ниже представлена разработанная авторами ландшафтная карта Камско-Бакалдинской группы болот (рис. 2), выполненная на уровне ландшафтов, а также даны описания каждого ландшафта.

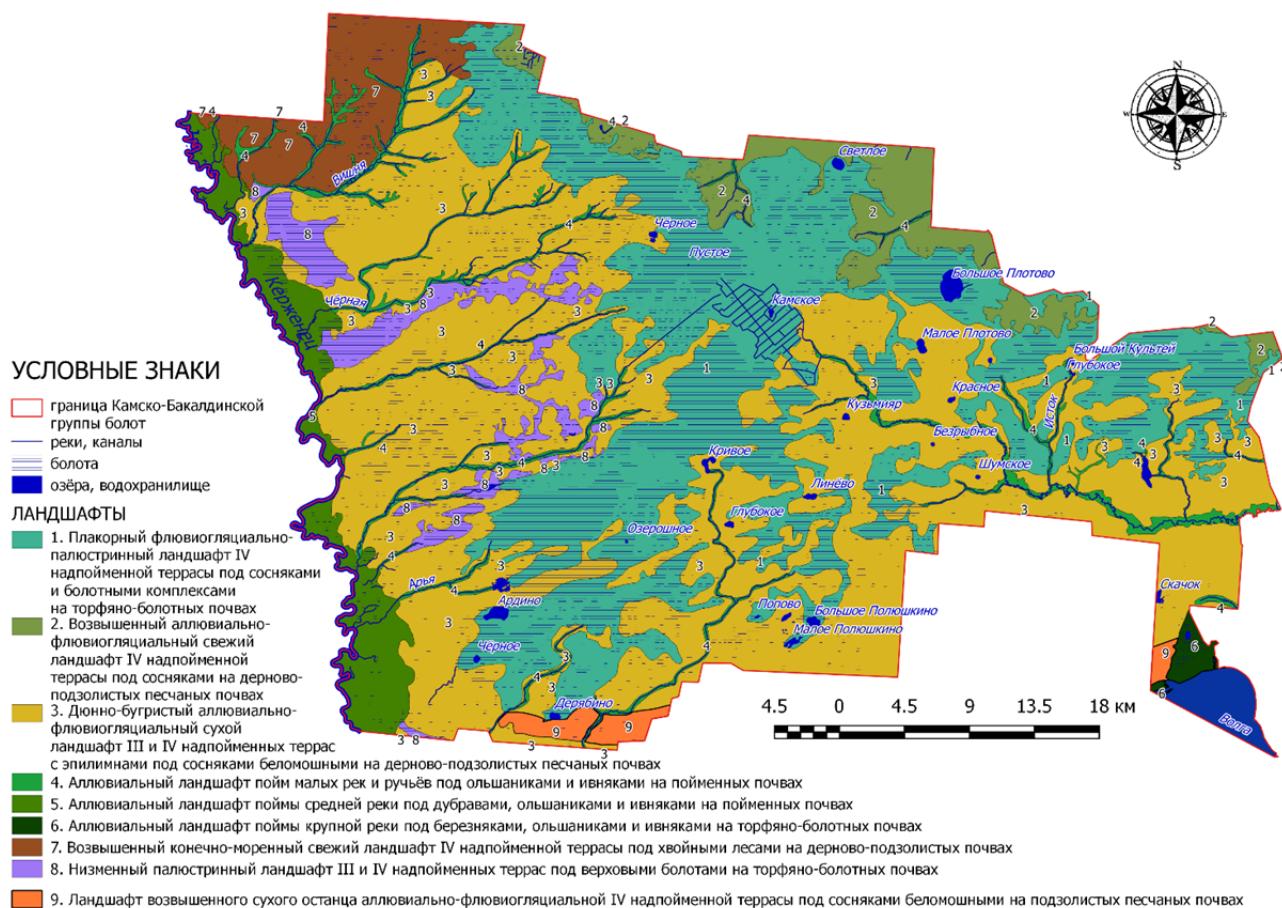


Рис. 2. Ландшафтная карта территории Камско-Бакалдинской группы болот

Fig. 2. Landscape map of the territory of the Kamsko-Bakaldinsky group of mires

1. Плакорный флювиогляциально-палюстринный ландшафт IV надпойменной террасы под сосняками и болотными комплексами на торфяно-болотных почвах занимает плоские водораздельные пространства в северной и центральной частях изучаемой территории. Площадь ландшафта составляет 720 км^2 . Литогенная основа данного ландшафта сформировалась в эпоху деградации максимального

оледенения и представлена флювиогляциальными песками, на которых залегают более молодые палюстринные толщи. Положение на плакоре, высокая лесистость, большая ширина водораздела, слабые уклоны обусловили слабую дренированность территории и спровоцировали развитие заболачивания. Рельеф осложнён майтугами, чередующимися с песчаными гривами, грядами, глубоко вдающимися в

болота и часто осложнёнными дюнами и междунными понижениями. Под майтугами мы, в соответствии со взглядами Б.И. Фридмана, понимаем русловые врезы древних перигляциальных деградирующих рек [Баканина и др., 2001, с. 23]. В настоящее время майтуги, имеющие линейную конфигурацию, заняты болотами, ручьями и озёрами. В центральной части ландшафта в XX в. велась добыча торфа, были проложены осушительные каналы. В данном ландшафте расположено несколько крупных озёр (Камское, Светлое, Линёво, Большое и Малое Полюшкино, Светлое), в том числе крупнейшее озеро Нижегородской области – Большое Плотово. В силу почти плоской поверхности и высокой заболоченности ландшафта, русловых водотоков в его пределах нет. Почвенный покров представлен торфяно-болотными почвами, на песчаных грядах формируются подзолистые и дерново-подзолистые почвы. Растительность болот представлена комплексами низинных, переходных и верховых болот, на песчаных грядах распространены сосняки вересковые и сосняки беломошные.

2. Возвышенный аллювиально-флювиогляциальный свежий ландшафт IV надпойменной террасы под сосняками на дерново-подзолистых песчаных почвах. Площадь ландшафта составляет 105,5 км². Литогенная основа ландшафта – флювиогляциальные пески IV надпойменной террасы долины р. Волга. Располагаясь на периферии водораздельного пространства, поверхность имеет уклоны, благодаря чему ландшафт дренирован, болота развиты локально и приурочены к эпилимнам – постозёрным образованиям. В пределах данного ландшафта расположены истоки нескольких малых рек. На свежих песчаных и супесчаных дерново-подзолистых почвах сформировались сосновые леса: черничные, брусничные, ландышевые, зеленомошные и пр.

3. Дюнно-буристый аллювиально-флювиогляциальный свежий ландшафт III и IV надпойменных террас с эпилимнами под сосняками беломошными на дерново-подзолистых песчаных почвах. Площадь ландшафта 1 046 км². Литогенной основой данного ландшафта также выступают аллювиально-флювиогляциальные пески. Рельеф осложнён многочисленными реликтовыми дюнами. Ландшафт хорошо дренирован, его пересекают многочисленные долины малых рек. На территории данного ландшафта расположен ряд глубоководных озёр (Чёрное, Красное, Кузмияр, Безрыбное), в том числе самое глубокое озеро Нижегородской области – Шумское (глубина 34,7 м). Болота представлены мелкоконтурными ареалами и приурочены, как правило, к эпилимнам округлой формы. Здесь же расположен единственный родник Камско-Бакалдинской группы болот – Куль-

тейский исток на восточном берегу оз. Большой Культей. На дерново-подзолистых супесчаных почвах произрастают сосняки.

4. Аллювиальный ландшафт пойм малых рек и ручьёв под ольшаниками и ивняками на пойменных почвах. Площадь 106,7 км². Ландшафт представлен сетью мелкоконтурных ареалов, распространённых почти по всей территории Камско-Бакалдинской группы болот. Литогенная основа – аллювиальные суглинки, супеси и пески. Рельеф осложнён прирусловыми валами, кочкарником, бочагами. Данный ландшафт охватывает приозёрную территорию ряда проточных и сточных озёр (Кривое, Мантурово, Малый Культей и Глубокое (Культейчик)). В условиях постоянного переувлажнения в пределах ландшафта формируются сообщества ивняков, ольшаников, осочников на пойменных часто оглеённых почвах. На месте бочагов часто образуются низинные болота.

5. Аллювиальный ландшафт поймы средней реки под дубравами, ольшаниками и ивняками на пойменных почвах. Площадь 102,5 км². Ландшафт расположен на западном краю изучаемой территории вдоль левого берега р. Керженец. Литогенная основа – аллювиальные суглинки, супеси и пески. Рельеф осложнён старицами, прирусловыми валами, гривами, кочкарником, бочагами. К межгривным понижениям приурочены низинные болота, в ландшафте много мелких старицальных озёр. Почвы пойменные, на низкой пойме глеевые; в межгривных понижениях – торфяно-болотные. На низкой пойме распространены ольшаники, ивняки, осочники, на высокой пойме – сообщества дуба черешчатого, ели финской, вяза гладкого, клёна остролистного.

6. Аллювиальный ландшафт поймы крупной реки под березняками, ольшаниками и ивняками на торфяно-болотных почвах. Площадь 10,6 км². Ландшафт располагается на юго-восточной окраине Камско-Бакалдинской группы болот, представляет собой левобережную и островную пойму р. Волга – ту часть волжской поймы, которая сохранилась после поднятия уровня воды в р. Волга в результате заполнения чаши Чебоксарского водохранилища. Литогенная основа – аллювиальные суглинки, супеси и пески. Рельеф низменный, слабонаклонный, осложнён прирусловыми валами, гривами, кочкарником, старицами. Ввиду слабой дренированности, в пределах ландшафта распространены болота, преимущественно низинные. В результате просадки торфяной толщи образовалось озеро Невское. На сырьих пойменных почвах сформировались березняки, ольшаники и ивняки.

7. Возвышенный конечно-мореный свежий ландшафт IV надпойменной террасы под хвойными лесами на дерново-подзолистых почвах. Площадь

ландшафта $93,4 \text{ км}^2$. Расположен в северо-западной части Камско-Бакалдинской группы болот. Литогенная основа – моренные и флювиогляциальные супеси и суглинки. Рельеф осложнён останцами конечно-моренной гряды. Ландшафт сравнительно хорошо дренирован, прорезан долинами малых рек, болота приурочены к эпилимнам, дисперсно разбросаны по территории ландшафта мелкоконтурными ареалами. На дерново-подзолистых супесчаных и суглинистых почвах сформировались ельники с присутствием широколиственных пород – дуба черешчатого, вяза гладкого, клёна остролистного, липы мелколистной.

8. Низменный палюстринный ландшафт III и IV надпойменных террас под болотными комплексами на торфяно-болотных почвах. Площадь ландшафта $79,4 \text{ км}^2$. Расположен в западной части Камско-Бакалдинской группы болот. Литогенная основа – палюстринные отложения. Ландшафт приурочен к придолинным территориям, характеризуется малыми уклонами, слабой дренированностью, в его пределах отсутствуют реки. На торфяно-болотных почвах произрастают берёзово-сосновые сфагновые криволесья.

9. Ландшафт возвышенного сухого останца аллювиально-флювиогляциальной IV надпойменной террасы под сосновками беломошными на подзолистых песчаных почвах вытянут в субширотном направлении. Морфолитогенная основа ландшафта – водно-ледниковые пески IV надпойменной террасы. В ходе формирования долины р. Волга произошло отторжение южной части IV надпойменной террасы, на пространстве между северным и южным фрагментами была заложена III надпойменная терраса. В дальнейшем образование II, I надпойменных террас и поймы р. Волга происходило к югу от останца IV надпойменной террасы, таким образом, на изучаемой территории III надпойменная терраса оказалась «вложенной» в IV террасу, а на юге останец IV террасы граничит сразу со II террасой, а местами – с поймой, в силу чего южная и юго-восточная граница данного ландшафта имеет резко выраженную геоморфологическую границу – уступ высотой 20–30 м. Рельеф осложнён дюнами. Данный ландшафт – самый сухой в пределах Камско-Бакалдинской группы болот. Болота представлены небольшими эпилимнами в междюнных понижениях. Ландшафт пересекают две малые реки – Чёрная Маза и Большая Маза. Продольный профиль рек в данном ландшафте выработан относительно слабо, есть даже небольшие пороги на участках, где река вскрывает более устойчивые к размыву суглинки. Почвы подзолистые песчаные под сосновками беломошными, в эпилимнах – торфяно-болотные под осочниками, ивняками и берёзово-сосновым криволесьем сфагновым.

Обсуждение результатов

Систематическое изучение компонентов ландшафтов Камско-Бакалдинской группы болот началось в XX в. Особенно это касается изучения геологического строения. Благодаря проведению небывалой по масштабам и подробности геологической съёмке Советского Союза, был сделан мощный рывок в исследовании недр страны, на исследуемой территории во второй половине XX в. геологической съёмкой и аналитической обработкой полученных данных занимался Б.И. Фридман и ряд его коллег [Фридман, Смирнов, 1968; Фридман и др., 1980].

В ходе проведения полевых исследований мы имели возможность детализировать информацию о литогенной основе территории только в отношении верхней части толщи четвертичных отложений – на глубину почвенного разреза. Особенности рельефа Керженского заповедника, охватывающего часть Камско-Бакалдинской группы болот, изучала сотрудница заповедника О.В. Кораблёва совместно с геологом и геоморфологом Б.И. Фридманом и специалистом-русловедом А.В. Черновым [Фридман, Кораблёва, 2001; Асташин, Фридман, 2009; Кораблёва, Чернов, 2012; Кораблёва, 2019].

В ходе проведения полевых работ нами отмечались особенности рельефа, что в дальнейшем послужило одним из важнейших критериев ландшафтной дифференциации. Изучением гидрологической сети Керженского заповедника и прилегающих территорий занимались Н.Г. Баянов и Т.В. Кривдина [Баянов, Кривдина, 2011]. На протяжении 10 лет изучением озёрной системы Камско-Бакалдинской группы болот занимались географы Нижегородского государственного педагогического университета им. К. Минина [Асташин, Асташина, 2016; Асташин и др., 2017], что позволило установить морфометрические и гидрологические особенности озёр, вынести аргументированные суждения об их генезисе и провести корреляцию генетических групп озёр с ландшафтной структурой территории.

В наших исследованиях мы опирались на почвенные исследования, которые проводились советскими и российскими почвоведами [Почвенная карта..., 1978; Баканина, 2005; Шейко, 2006; Бессчетнов, Бессчетнова, Храмова и др., 2020], детализируя информацию о почвенном покрове в ходе выполнения ландшафтных описаний на ключевых точках. Современные ботанические исследования также проводятся регулярно, но, главным образом, в той части изучаемой территории, которая приходится на Керженский заповедник [Попов, 2008; Кадетов, 2015; Катунова и др., 2016]. В ходе выполнения ландшафтных описаний на ключевых точках автома-

рами данной статьи тщательно фиксировалась рас-
тительность, что позволило получить детальные
данные о флоре изучаемой территории и её корреля-
ции с ландшафтной структурой территории. Зооло-
гические исследования также проводятся, главным
образом, на территории Керженского заповедника
[Ануфриев, Баянов, 2002; Курочкин и др., 2002;
Носкова и др. 2012; Шурганова и др., 2014; Лебе-
динский, Пестов, 2016; Bakka et al., 2020]. Сущес-
твенных дополнений к имеющейся информации о
животном мире изучаемой территории нам в ходе
полевых работ получить не удалось. Экологические
исследования на территории Камско-Бакалдинской
группы болот проводят С.В. Бакка, Н.Ю. Киселёва и
др. [Бакка, Киселёва, 2014; Юнина, Сидоренко, 2015;
Bakka et al., 2020 a, b].

Исследования территории Камско-Бакалдинской
группы болот проводятся долгое время, однако еди-
ной схемы ландшафтной дифференциации на уровне
ландшафтов для данной территории разработано не
было. Существует ряд схем ландшафтной диффе-
ренциации Нижегородской области на уровне ланд-
шафтных районов [Физико-географическое райони-
рование..., 1964; Харитонычев, 1974, 1985; Баканина
и др., 2003; Фридман, 2005]. В данной работе авторы
опирались на труды А.Г. Исаченко [Исаченко, 1985],
разработавшего схему ландшафтной дифференциа-
ции на уровне ландшафтных зон, областей и провин-
ций, и Ф.М. Баканиной с соавторами [Баканина и др.,
2003], детализировавших её до уровня ландшафтных
районов. Ландшафтная дифференциация Камско-
Бакалдинской группы болот на уровне ландшафтов
ранее не проводилась. Отдельные работы выполня-
лись на территории Керженского заповедника [Юни-
на, 2001; Волкова и др., 2006; Садков, Козлов, 2014],
Борского [Асташин, Рыжов, 2011], Воскресенского
[Astashin et al., 2020], Воротынского [Асташин, 2009;

Astashin et al., 2019] и Лысковского [Асташин и др.,
2017] районов Нижегородской области.

В данной работе представлены результаты много-
летних ландшафтных исследований на территории
Камско-Бакалдинской группы болот, результатом ко-
торых стала ландшафтная карта, созданная на уровне
ландшафтов. В ходе проведения полевых исследова-
ний были детализированы данные о морфолитоген-
ной основе, впервые получены точные данные о гид-
рологических и морфометрических особенностях озёр
и сделаны аргументированные выводы об их генезисе
и корреляции с ландшафтной структурой территории,
доизучен почвенный и растительный покров. Впервые
разработана ландшафтная карта Камско-Бакалдинской
группы болот на уровне ландшафтов.

Заключение

Ландшафтное районирование территории, рас-
крывающее пространственную организацию геоси-
стем, позволяет более эффективно проводить отрас-
левые научные и прикладные исследования, более
полно и точно учитывать особенности территории,
разрабатывать и реализовывать хозяйственные и
природоохранные мероприятия, планировать и реа-
лизовывать мониторинг.

В ходе проведения исследования были реализо-
ваны задачи:

- дана физико-географическая характеристика
территории Камско-Бакалдинской группы болот;
- создана ландшафтная карта изучаемой террито-
рии;
- охарактеризованы главные особенности каждо-
го из выделенных ландшафтов.

Полученные в ходе исследования результаты мо-
гут быть использованы природоохранными, науч-
ными и образовательными организациями, хозяй-
ствующими субъектами, органами власти.

Список источников

- Ануфриев Г.А., Баянов Н.Г.** Фауна беспозвоночных Керженского заповедника по результатам исследований 1993–2001 годов // Труды Государственного природного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2002. С. 152–354.
- Асташин А.Е., Фридман Б.И.** Ландшафтно-геоморфологический анализ как основа развития экологического туризма на локальной территории (на примере Воротынского Заволжья) // Геоморфология. 2009. № 2. С. 19–24.
- Асташин А.Е.** Туристско-рекреационная кадастровая оценка ландшафтов региона (на примере Воротынского района Нижегородской области) : дис. ... канд. геогр. наук. М., 2009.
- Асташин А.Е., Асташина Н.И.** Изучаем озёра Воротынского района Нижегородской области. Нижний Новгород, 2016. 132 с.
- Асташин А.Е., Рыжов Е.В.** Ландшафтная структура территории как основа анализа целесообразности размещения объек-
тов особо охраняемых природных территорий (на примере Борского района нижегородской области) // Особо охраняемые при-
родные территории в XXI веке: современное состояние и перспективы развития : материалы Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящённой 20-летнему юбилею национального парка «Водлозёрский» 1–3 июня 2011 г. Петрозаводск, 2011. С. 63–66.
- Асташин А.Е., Ершова К.В., Мазурин А.А., Самойлов А.В., Рыжов Е.В.** Ландшафтно-лимнологический анализ террито-
рии Лысковского Левобережья Нижегородской области. Н. Новгород, 2017. 60 с.
- Баканина Ф.М., Воротников В.П., Лукина Е.В., Фридман Б.И.** Озера Нижегородской области. Нижний Новгород : Из-
дание ВООП, 2001. 165 с.

Баканина Ф.М., Пожаров А.В., Юртаев А.А. Ландшафтное районирование Нижегородской области как основа рационального природопользования // Великие реки 2003: генеральные доклады, тезисы докладов Международного конгресса. Н. Новгород : ЮНЕСКО, 2003. С. 288–290.

Баканина Ф.М. Почвы. География эродированных почв. Почвы Нижнего Новгорода. Ландшафтные районы // Географический атлас Нижегородской области. 3-е изд., перераб. и доп. Н. Новгород : Верхневолж. АГП, 2005. С. 16–17.

Бакка С.В., Киселева Н.Ю. Актуальные проблемы сохранения биоразнообразия на территории Рамсарского водно-болотного угодья «Камско-Бакалдинская группа болот» // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее : материалы Четвёртого Международного полевого симпозиума / под ред. А.А. Титляновой, М.И. Дергачёвой. 2014. С. 30–304.

Баянов Н.Г., Кривдина Т.В. Типология и свойства озёр Нижегородского Заволжья // Известия РАН. Серия географическая. 2011. № 5. С. 85–96.

Бессчетнов В.П., Бессчетнова Н.Н., Храмова О.Ю., Клишина Л.И., Печникова Н.Д. Показатели химического и гранулометрического состава дерново-подзолистых почв под сосновыми лесами на территории заповедника «Керженский» Нижегородской области // Вестник Нижегородской государственной сельскохозяйственной академии. 2020. № 2 (26). С. 34–42.

Болота Западной Сибири: их роль в биосфере / А.А. Земцов, А.В. Мезенцев, Л.И. Инишева и др. ; под ред. А.А. Земцова ; отв. за вып. А. В. Мезенцев. Томск, 1998. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtIs:000039365> (дата обращение: 30.09.2021).

Видина А.А. Методические указания по полевым крупномасштабным ландшафтным исследованиям (для целей сельскохозяйственного производства в средней полосе Русской равнины) / под ред. Н.А. Солнцева. М. : МГУ им. М.В. Ломоносова, 1962. 132 с.

Волкова Н.И., Градобоеv А.А., Жучкова В.К., Козлов Д.Н., Крушина Ю.В., Шейко С.Н., Константинов А.В., Кораблёva О.В., Урбановичте С.П., Попов С.Ю. Ландшафтная карта заповедника «Керженский» // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2006. С. 5–11.

Вомперский С.Э. Роль болот в круговороте углерода // Чтения памяти акад. А.Н. Сукачева. Биогеоценотические особенности болот и их рациональное использование. М. : Наука, 1994. С. 5–38.

Головацкая Е.А. Потоки углерода в болотных экосистемах южной тайги Западной Сибири : дис. ... д-ра биол. наук. Красноярск, 2013.

Ерофеев А.А. Определение структуры бассейновых геосистем на основе геоинформационного моделирования (на примере бассейнов малых рек Томска и его окрестностей) // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 363. С. 192–195.

Инишева Л.И., Маслов С.Г. Роль торфяных ресурсов в стратегии устойчивого развития // Труды Инсторфа. 2013. № 8 (61). С. 3–10.

Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. Л. : Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.

Кадетов Н.Г. К вопросу о ботанико-географическом положении Нижегородского заволжья и Керженского заповедника // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2015. С. 76–96.

Кадетов Н.Г. Черты послепожарного восстановления флор с участием лесостепных видов в условиях заповедного режима в широколиственно-хвойных лесах Заволжья // Вопросы степеведения. 2019а. № 15. С. 121–125.

Кадетов Н.Г. Черты восстановления флоры, пройденной пожарами 2010 г. части Керженского заповедника // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2019б. С. 28–35.

Катунова В.В., Воротников В.П., Чкалов А.В. Сравнительный анализ ценофлоры черноольховых лесов Нижегородского Поволжья // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Нижний Новгород, 2016. С. 96–114.

Кораблева О.В. Факторы формирования пойменно-русловых комплексов р. Керженец // Трансформация экосистем под воздействием природных и антропогенных факторов : материалы международной научной конференции. 2019. С. 300–305.

Кораблева О.В., Чернов А.В. Динамика пойменно-русловых комплексов рек Нижегородского заволжья (на примере реки Керженец) // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Нижний Новгород, 2012. Т. 5.

Курочкин Д.В., Коршунов Е.Н., Пониматко А.О. Анnotatedный список млекопитающих Керженского заповедника // Труды Государственного природного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2002. С. 9–23.

Лебединский А.А., Пестов М.В. Пути послепожарного восстановления герпетофауны Керженского заповедника // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2016. С. 144–151.

Мухин А.С., Сластиун Д.Г. Пространственный анализ почв и растительности Керженского заповедника // Развитие и актуальные вопросы современной науки. 2018. № 5 (12). С. 94–114.

Носкова О.С., Рулема Ю.А., Колесова Н.Е., Крупко М.С., Баранов С.А. Летнее население птиц природного биосферного заповедника «Керженский» после катастрофических пожаров лета 2010 г. // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2012. № 2–1. С. 119–124.

Попов С.Ю. Структура и динамика растительности Керженского заповедника : дис. ... канд. биол. наук. М., 2008.

Почвенная карта Горьковской области. Масштаб 1 : 400 000 / сост. В.А. Романов, Н.А. Сунцов, В.С. Переездкин. 1978.

Садков С.А., Козлов Д.Н. Крупномасштабная ландшафтная карта Керженского заповедника // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский» : сб. ст. Н. Новгород, 2014. С. 8–54.

Температура воздуха и характеристики. Нижегородская область. URL: <https://climate-energy.ru> (дата обращения: 30.09.2021).

Физико-географическое районирование Среднего Поволжья / под общ. ред. А.В. Ступишина. Казань, 1964. 198 с.

Фридман Б.И., Смирнов В.Я. Геологическое строение бассейна Волги в междуречье Керженца и Ветлуги. Отчёт. Нижний Новгород: территор. геол. фонды. 1968 (рукопись).

Фридман Б.И., Балунец З.Б., Верёвкин И.Я. и др. Отчет о гидрогеологической и инженерно-геологической съемке листов О-38-XXXIV, N-30-III, N-38-IV (Лысково, Бол. Мурашкино, Сергач), 1980 (рукопись).

Фридман Б.И. Рельеф Нижегородского Поволжья: книга для внеклассного чтения для старших школьников. Н. Новгород : Нижегор. гуманит. центр, 1999а. 253 с.

- Фридман Б.И.** Карта дочетвертичных отложений: Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000, серия Средневолжская. Лист О-38-XXXIII / ред. В.И. Игнатьев. СПб., 1999б.
- Фридман Б.И.** Карта дочетвертичных отложений: Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000, серия Средневолжская. Лист О-38-XXXIV / ред. В.И. Игнатьев. СПб., 1999в.
- Фридман Б.И.** Карта четвертичных отложений: Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000, серия Средневолжская. Лист О-38-XXXIII / ред. В.И. Игнатьев. СПб., 1999г.
- Фридман Б.И.** Карта четвертичных отложений: Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000, серия Средневолжская. Лист О-38-XXXIV / ред. В.И. Игнатьев. СПб., 1999д.
- Фридман Б.И., Кораблева О.В.** Геология и рельеф Керженского заповедника // Труды ГПЗ «Керженский». Н. Новгород, 2001. Т. 1. С. 7–70.
- Фридман Б.И.** Современное состояние и перспективы изучения ландшафтных районов Нижегородской области // Нижегородский краеведческий сборник. Н. Новгород, 2005. Т. 1. С. 14–33.
- Харитонычев А.Т.** Природные зоны и ландшафты // Природа Горьковской области. Горький, 1974. С. 11–50.
- Харитонычев А.Т.** Физическая география Горьковской области : учеб. пособие. Горький, 1985. 96 с.
- Шейко С.Н.** Почвенный покров заповедника «Керженский» // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский». Нижний Новгород, 2006. С. 12–18.
- Шурганова Г.В., Ильин М.Ю., Кудрин И.А., Тарбеев М.Л.** Видовое богатство зоопланктона рек заповедника «Керженский» // Труды Государственного природного биосферного заповедника «Керженский» : сб. ст. Н. Новгород, 2014. С. 108–123.
- Юнина В.П.** Особенности ландшафтной дифференциации Керженского заповедника // Труды Государственного природного заповедника «Керженский». Н. Новгород, 2001. С. 71–78.
- Юнина В.П., Сидоренко М.В.** Ландшафтно-экологические исследования элементов природного каркаса (на примере водоохраных лесов заповедника «Керженский») // История ботаники в России. К 100-летнему юбилею РБО : сб. ст. Междунар. науч. конф. 2015. С. 189–193.
- Astashin A.E., Astashina N.I., Vasilieva E.A., Ilicheva E.V.** Using of the methods of landscape research in determining allowable recreational pressure // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Krasnoyarsk Science and Technology City Hall of the Russian Union of Scientific and Engineering Associations. 2019. P. 52–55.
- Astashin A.E., Badin M.M., Ufilina V.A., Samoylov A.V., Pashkin M.N.** Landscape differentiation of the territory of the Voskresensky district of the Nizhny Novgorod region // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 548 (7). P. 72–74.
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Mizgireva M.S., Vandsheva T.D., Arefieva S.V.** Territorial Protection Maintenance of the Wildlife Species Listed in the Red Data Book of the Nizhny Novgorod Region. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2020a. V. 543. P. 12–13.
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Mizgireva M.S., Vandsheva T.D., Shestakova A.A.** Estimation of Status and Trend of Species Diversity of Terrestrial Vertebrates and Plants of the Nizhny Novgorod Region. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020b. V. 543. P. 12–27.
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Shukov P.M.** Installing of Artificial Nests as a Method of the Large Birds of Prey Population Management in the Center of European Russia: Successes, Problems, Prospects. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2020c. V. 543. P. 12–15.

References

- Anufriev G.A., Bayanov N.G. *Fauna bespozvonochnyh Kerzhenskogo zapovednika po rezul'tatam issledovanij 1993–2001 godov* [Invertebrate fauna of the Kerzhensky Reserve according to the results of research in 1993–2001] // Trudy Gosudarstvennogo prirodno-go zapovednika "Kerzhenskij". 2002. pp. 152–354. In Russian
- Astashin A.E., Fridman B.I. *Landscape-geomorphological analysis as a basis for the development of ecological tourism in the local territory (on the example of the Vorotynsky Zavolzh'ye)* [Landscape-geomorphological analysis as a basis for the development of ecological tourism in the local territory (on the example of the Vorotynsky Zavolzh'ye)] // Geomorfologiya, 2009. No. 2, pp. 19–24. In Russian
- Astashin A.E. *Turistsko-rekreacionnaya kadastrovaya ocenka landscapev regiona (na primere Vorotynskogo rajona Nizhegorodskoj oblasti)* [Tourist and recreational cadastral assessment of the landscapes of the region (on the example of the Vorotynsky district of the Nizhny Novgorod region)] / dissertaciya na soiskanie uchenoj stepeni kandidata geograficheskikh nauk / Moskovskij gosudarstvennyj oblastnoj universitet. Moscow. 2009. In Russian
- Astashin A.E., Astashina N.I. *Izuchaem ozyora Vorotynskogo rajona Nizhegorodskoj oblasti* [We study the lakes of the Vorotynsky district of the Nizhny Novgorod region]. Nizhny Novgorod. 2016. 132 p. In Russian
- Astashin A.E., Ryzhov E.V. *Landscape structure of the territory as a basis for analyzing the feasibility of placing objects of specially protected natural territories (on the example of the Bor district of the Nizhny Novgorod region)* // Osobo ohranyaemye prirodnye territorii v XXI veke: sovremennoe sostoyanie i perspektivy razvitiya: Materialy Vserossijskoj nauchno-prakticheskoy konferencii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchyonnoj 20-letnemu yubileyu nacional'nogo parka «Vodlozyorskij» 1–3 iyunya 2011 g., Petrozavodsk. 2011, pp. 63–66. In Russian
- Astashin A.E., Ershova K.V., Mazurin A.A., Samoylov A.V., Ryzhov E.V. *Landscape-limnological analysis of the territory of the Lyskovskiy Left Bank of the Nizhny Novgorod region* / monografiya. Nizhny Novgorod. 2017. 60 p. In Russian
- Bakanina F.M., Vorotnikov B.P., Lukina E.V., Fridman B.I. *Ozera Nizhegorodskoj oblasti* [Lakes of the Nizhny Novgorod region]. Nizhny Novgorod: VOOP edition, 2001. 165 p. In Russian
- Bakanina F.M., Pozharov A.V., YUrtaev A.A. *Landscape zoning of the Nizhny Novgorod region as the basis of rational nature management* // Velikie reki 2003: general'nye dokladы, tezisy dokladov Mezhdunarodnogo kongressa. Nizhny Novgorod: YUNESKO, 2003. pp. 288–290. In Russian

Bakanina F.M. Pochvy. *Geografiya erodirovannyh pochv. Pochvy Nizhnego Novgoroda. Landshaftnye rajony* // *Geograficheskij atlas Nizhegorodskoj oblasti* [Soil. Geography of eroded soils. Soils of Nizhny Novgorod. Landscape areas]. Izd. 3-e, pererab. i dop. Nizhny Novgorod: Verhnevolzh. AGP, 2005. pp. 16, 17, 21. In Russian

Bakka S.V., Kiseleva N.YU. *Aktual'nye problemy sohraneniya bioraznoobraziya na territorii Ramsarskogo vodno-bolotnogo ugod'ya "Kamsko-Bakaldinskaya gruppa bolot"* [Actual problems of biodiversity conservation on the territory of the Ramsar wetland "Kamsko-Bakaldinskaya group of marshes"] // *Torfyaniki Zapadnoj Sibiri i cikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee. Materialy Chetyortogo Mezhdunarodnogo polevogo simpoziuma*. Pod redakcijej A.A. Titlyanovoj i M.I. Dergachyovoj. 2014. pp. 302–304. In Russian

Bayanov N.G., Krivdina T.V. *Tipologiya i svojstva ozyor Nizhegorodskogo Zavolzh'ya* [Typology and properties of lakes of the Nizhny Novgorod Zavolzhye] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2011. No. 5. pp. 85–96. In Russian

Besschetnov V.P., Besschetnova N.N., Hramova O.YU., Klishina L.I., Pechnikova N.D. *Pokazateli himicheskogo i granulometricheskogo sostava dernovo-podzolistyh pochv pod sosnovymi lesami na territorii zapovednika "Kerzhenskij" Nizhegorodskoj oblasti* [Indicators of the chemical and granulometric composition of sod-podzolic soils under pine forests on the territory of the Kerzhensky Nature Reserve of the Nizhny Novgorod region] // *Vestnik Nizhegorodskoj gosudarstvennoj sel'skohozyajstvennoj akademii*. 2020. No. 2 (26). pp. 34–42. In Russian

Bolota Zapadnoj Sibiri: ih rol' v biosfere [Mires of Western Siberia: their role in the biosphere] / A.A. Zemcov, A.V. Mezencev, L.I. Inisheva i dr.; Pod red. A.A. Zemcov; Otv. za vyp. A.V. Mezencev; Tomsk. gos. un-t, Sibirskij nauch.-issled. in-t torfa. Tomsk, 1998. [Electronic resource] URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vt1s:000039365> (Date of accessed: 30.09.2021). In Russian

Vidina A.A. *Metodicheskie ukazaniya po polevym krupnomasshtabnym landshaftnym issledovaniyam (dlya celej sel'skohozyajstvennogo proizvodstva v srednej polose Russkoj ravniny)* [Methodological guidelines for large-scale field landscape researches (for agricultural production in the middle zone of the Russian Plain)] / pod red. N.A. Solnceva. Moscow : MGU im. M.V. Lomonosova, 1962. 132 p. In Russian

Volkova N.I., Gradoboev A.A., Zhuchkova V.K., Kozlov D.N., Krushina Yu.V., Shejko S.N., Konstantinov A.V., Korablyova O.V., Urbanovichute S.P., Popov S.Yu. *Landshaftnaya karta zapovednika "Kerzhenskij"* [Landscape map of the Kerzhensky Nature Reserve] // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"*. Nizhny Novgorod, 2006. pp. 5–11. In Russian

Vomperskij S.E. *Rol' bolot v krugovorote ugleroda* [The role of mires in the carbon cycle] // *Chteniya pamjati akad. A.N.Sukacheva. Biogeocenoticheskie osobennosti bolot i ih racional'noe ispol'zovanie*. Moscow : Nauka, 1994. pp. 5–38. In Russian

Golovackaya E.A. *Potoki ugleroda v bolotnyh ekosistemah yuzhnoj tajgi Zapadnoj Sibiri* [Carbon fluxes in mire ecosystems of the southern taiga of Western Siberia] / dissertaciya na soiskanie uchenoj stepeni doktora biologicheskikh nauk / institut lesa im. V.N. Suka-cheva Sibirskego otdeleniya Rossijskogo akademii nauk. Krasnoyarsk. 2013. In Russian

Erofeev A.A. *Opredelenie struktury bassejnovyh geosistem na osnove geoinformacionnogo modelirovaniya (na primere bassejnov malyh rek Tomska i ego okrestnostej)* [Identification of the structure of basin geosystems, based on geoinformation modeling (on the example of the basins of small rivers of Tomsk and its environs)] // *Tomsk State University Journal [Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta]*. 2012. No. 363. pp. 192–195. In Russian

Inisheva L.I., Maslov S.G. *Rol' torfyanyh resursov v strategii ustojchivogo razvitiya* [The role of peat resources in the strategy of sustainable development] // *Trudy Instorfa*. 2013. No. 8 (61). pp. 3–10. In Russian

Isachenko A.G. *Landshafty SSSR* [Landscapes of the USSR]. Leningrad : Izd-vo LGU, 1985. 320 p. In Russian

Kadetov N.G. *K voprosu o botaniko-geograficheskem polozenii Nizhegorodskogo zavolzh'ya i Kerzhenskogo zapovednika* // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"* [To the question of the botanical and geographical position of the Nizhny Novgorod Zavolzhye and the Kerzhensky Reserve]. Nizhny Novgorod: Gosudarstvennyj prirodnyj zapovednik "Kerzhenskij". 2015. pp. 76–96. In Russian

Kadetov N.G. *Cherty poslepozharnogo vosstanovleniya flory s uchastiem lesostepnyh vidov v usloviyah zapovednogo rezhima v shirokolistvenno-hvojnyh lesah zavolzh'ya* [Features of post-fire restoration of flora with the participation of forest-steppe species in the conditions of the protected regime in broad-leaved coniferous forests of the Volga region] // *Voprosy stepevedeniya*. 2019a. No. 15. pp. 121–125. In Russian

Kadetov N.G. *Cherty vosstanovleniya flory projdennoj pozharami 2010 g. chasti Kerzhenskogo zapovednika* // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"* [Features of the restoration of the flora of the part of the Kerzhensky Reserve traversed by the fires of 2010]. Nizhny Novgorod, 2019b. pp. 28–35. In Russian

Katunova V.V., Vorotnikov V.P., Chkalov A.V. *Sravnitel'nyj analiz cenoflory chernool'hovyh lesov Nizhegorodskogo Povolzh'ya* [Comparative analysis of the cenoflora of black alder forests of the Nizhny Novgorod Volga region] // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"*. Nizhny Novgorod. 2016. pp. 96–114. In Russian

Korableva O.V. *Faktory formirovaniya pojmenno-ruslyh kompleksov r. Kerzhenec* [Factors of formation of floodplain-channel complexes of the Kerzhenets River] // *Transformaciya ekosistem pod vozdejstviem prirodnyh i antropogennyh faktorov. Materialy mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii*. 2019. pp. 300–305. In Russian

Korableva O.V., Chernov A.V. *Dinamika pojmenno-ruslyh kompleksov rek Nizhegorodskogo zavolzh'ya (na primere reki Kerzhenec)* [Dynamics of floodplain-channel complexes of rivers of the Nizhny Novgorod Trans-Volga region (on the example of the Kerzhenets River)] // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"* / Nizhny Novgorod, 2012. V. 5. In Russian

Kurochkin D.V., Korshunov E.N., Ponimakho A.O. *Annotirovannyj spisok mlekopitayushchih Kerzhenskogo zapovednika* // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj zapovednika "Kerzhenskij"* [Annotated list of mammals of the Kerzhensky Nature Reserve]. Nizhny Novgorod. 2002. pp. 9–23. In Russian

Lebedinsky A.A., Pestov M.V. *Puti poslepozharnogo vosstanovleniya gerpetofauny Kerzhenskogo zapovednika* // *Trudy Gosudarstvennogo prirodnoj biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij"*. Nizhnij Novgorod [Ways of post-fire restoration of the herpetofauna of the Kerzhensky Reserve]. 2016. pp. 144–151. In Russian

Muhin A.S., Slastunin D.G. *Prostranstvennyj analiz pochv i rastitel'nosti Kerzhenskogo zapovednika* [Spatial analysis of soils and vegetation of the Kerzhensky Reserve] // *Razvitiye i aktual'nye voprosy sovremennoj nauki*. 2018. No. 5 (12). pp. 94–114. In Russian

- Noskova O.S., Ruleva YU.A., Kolesova N.E., Krupko M.S., Baranov S.A. *Letnee naselenie ptic prirodного biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij" posle katastroficheskikh pozharov leta 2010 g.* [The summer bird population of the Kerzhensky Natural Biosphere Reserve after the catastrophic fires of the summer of 2010] // Vestnik Nizhegorodskogo universiteta im. N.I. Lobachevskogo. 2012. No. 2-1. pp. 119–124. In Russian
- Popov S.Yu. *Struktura i dinamika rastitel'nosti Kerzhenskogo zapovednika* [Structure and dynamics of vegetation of the Kerzhensky Reserve] / dissertaciya na soiskanie uchenoj stepeni kandidata biologicheskikh nauk / Moskovskij pedagogicheskij gosudarstvennyj universitet. Moscow. 2008. In Russian
- Pochvennaya karta Gor'kovskoj oblasti [Soil map of the Gorky region]. Masshtab 1:400 000 / sost. V.A. Romanov, N.A. Suncov, V.S. Perevozkin. 1978. In Russian
- Sadkov S.A., Kozlov D.N. *Krupnomasshtabnaya landshaftnaya karta Kerzhenskogo zapovednika* [Large-scale landscape map of the Kerzhensky Nature Reserve // Proceedings of the Kerzhensky State Natural Biosphere Reserve] // Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij". Sbornik statej. Ministerstvo prirodnih resursov i ekologii RF; Gosudarstvennyj prirodnyj biosfernyj zapovednik «Kerzhenskij». Nizhny Novgorod. 2014. pp. 8–54. In Russian
- Temperatura vozduha i harakteristiki. Nizhegorodskaya obl. [Air temperature and characteristics. Nizhny Novgorod region]: <https://climate-energy.ru> (Date of accessed: 30.09.2021). In Russian
- Fiziko-geograficheskoe rajonirovanie Srednego Povolzh'ya [Physical and geographical zoning of the Middle Volga region] / Pod obshchej redakcijej A. V. Stupishina. Kazan'. 1964. 198 p. In Russian
- Fridman B.I., Balunec Z.B., Veryovkin I.YA. i dr. *Otchet o gidrogeologicheskoy i inzhenerno-geologicheskoy s'zemke listov O-38-XXXIV, N-30-III, N-38- IV (Lyskovo, Bol. Murashkino, Sergach)* [Report on hydrogeological and engineering-geological survey of sheets O-38-XXXIV, N-30-III, N-38-IV (Lyskovo, Bol. Murashkino, Sergach)], 1980 (rukopis'). In Russian
- Fridman B.I., Smirnov V.YA. *Geologicheskoe stroenie bassejna Volgi v mezhdurech'e Kerzhenca i Vetlugi* [Geological structure of the Volga basin in the interflue of Kerzhentsa and Vetluga]. Otchytot. N. Novgorod: territor. geol. fondy. 1968 (rukopis'). In Russian
- Fridman B.I. *Rel'yef Nizhegorodskogo Povolzh'ya* [Relief of the Nizhny Novgorod Volga Region]: kniga dlya vneklassnogo chteniya dlya starshih shkol'nikov. Nizhny Novgorod: Nizhegor. gumanit. Centr. 1999. 253 p. In Russian
- Fridman B.I. *Karta dochetvertichnykh otlozheniy* [Map of pre-quaternary deposits]: Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:200000, seriya Srednevolzhskaya. List O-38-XXXIII /red.: V.I. Ignat'ev. St. Petersburg. 1999. In Russian
- Fridman B.I. *Karta dochetvertichnykh otlozheniy* [Map of pre-quaternary deposits]: Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:200000, seriya Srednevolzhskaya. List O-38-XXXIV /red.: V.I. Ignat'ev. St. Petersburg. 1999. In Russian
- Fridman B.I. *Karta chetvertichnykh otlozheniy* [Map of Quaternary deposits]: Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:200000, seriya Srednevolzhskaya. List O-38-XXXIII /red.: V.I. Ignat'ev. St. Petersburg. 1999. In Russian
- Fridman B.I. *Karta chetvertichnykh otlozheniy* [Map of Quaternary deposits]: Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:200000, seriya Srednevolzhskaya. List O-38-XXXIV /red.: V.I. Ignat'ev. St. Petersburg. 1999. In Russian
- Fridman B.I., Korableva O.V. *Geologiya i rel'ef Kerzhenskogo zapovednika* [Geology and relief of the Kerzhensky Reserve] // Trudy GPZ «Kerzhenskij». Nizhny Novgorod, 2001. V. 1. pp. 7–70. In Russian
- Fridman B.I. *Sovremennoye sostoyaniye i perspektivi izucheniya landshaftnykh rayonov Nizhegorodskoy oblasti* [The current state and prospects of studying the landscape areas of the Nizhny Novgorod region] // Nizhegorodskij kraevedcheskij sbornik. Nizhny Novgorod. 2005. T. 1. pp. 14–33. In Russian
- Kharitonichev A.T. *Prirodnyye zony i landshafty* [Natural areas and landscapes] // Priroda Gor'kovskoj oblasti. Gor'kij. 1974. pp. 11–50. In Russian
- Kharitonichev A.T. *Fizicheskaya geografiya Gor'kovskoy oblasti* [Physical geography of the Gorky region]: Ucheb. posobie. Gor'kij. 1985. 96 p. In Russian
- Sheiko S.N. *Pochvennyj pokrov zapovednika "Kerzhenskij"* [The soil cover of the Kerzhensky Nature Reserve. In the collection: Proceedings of the Kerzhensky State Natural Biosphere Reserve]. V sbornike: Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij". Nizhny Novgorod, 2006. pp. 12–18. In Russian
- Shurganova G.V., Ilyin M.Yu., Kudrin I.A., Tarbeev M.L. *Vidovoe bogatstvo zooplanktona rek zapovednika "Kerzhenskij"* [The species richness of zooplankton of the rivers of the Kerzhensky Reserve] // Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo biosfernogo zapovednika "Kerzhenskij". Sbornik statej. Ministerstvo prirodnih resursov i ekologii RF; Gosudarstvennyj prirodnyj biosfernyj zapovednik «Kerzhenskij». Nizhny Novgorod, 2014. pp. 108–123. In Russian
- Yunina V.P. *Osobennosti landshaftnoj differenciatsii Kerzhenskogo zapovednika* [Features of landscape differentiation of the Kerzhensky Reserve] // Trudy Gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika "Kerzhenskij". Nizhny Novgorod. 2001. pp. 71–78. In Russian
- Yunina V.P., Sidorenko M.V. *Landshaftno-ekologicheskie issledovaniya elementov prirodnogo karkasa (na primere vodoohrannyh lesov zapovednika "Kerzhenskij")* [Landscape and ecological studies of the elements of the natural framework (on the example of water protection forests of the Kerzhensky Nature Reserve)] // Istoryya botaniki v Rossii. K 100-letnemu yubileyu RBO. Sbornik statej Mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii. 2015. pp. 189–193. In Russian
- Astashin A.E., Astashina N.I., Vasilieva E.A., Illicheva E.V. Using of the methods of landscape research in determining allowable recreational pressure // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Krasnoyarsk Science and Technology City Hall of the Russian Union of Scientific and Engineering Associations. 2019. pp. 52–55/
- Astashin A.E., Badin M.M., Ufilina V.A., Samoylov A.V., Pashkin M.N. Landscape differentiation of the territory of the Voskresensky district of the Nizhny Novgorod region // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 548 (7). pp. 72–74.
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Mizgireva M.S., Vandsheva T.D., Arefieva S.V. Territorial Protection Maintenance of the Wildlife Species Listed in the Red Data Book of the Nizhny Novgorod Region. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020a. V. 543. pp. 12–13.
- Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Mizgireva M.S., Vandsheva T.D., Shestakova A.A. Estimation of Status and Trend of Species Diversity of Terrestrial Vertebrates and Plants of the Nizhny Novgorod Region. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020b. V. 543. pp. 12–27.

Bakka S.V., Kiseleva N.Y., Shukov P.M. Installing of Artificial Nests as a Method of the Large Birds of Prey Population Management in the Center of European Russia: Successes, Problems, Prospects. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2020c. V. 543. pp. 12–15.

Информация об авторах:

Асташин А.Е., кандидат географических наук, доцент, Нижегородский государственный педагогический университет им. К. Минина; Нижегородский государственный инженерно-экономический университет, Княгинино, Россия.

E-mail: astashinfizgeo@yandex.ru

Ершова К.В., магистр, Нижний Новгород, Россия.

E-mail: xeniya.ershova.ezhik@yandex.ru

Бадын М.М., кандидат педагогических наук, доцент, Нижегородский государственный педагогический университет им. К. Минина, Нижний Новгород, Россия.

E-mail: friend041@yandex.ru

Уфилина В.А., магистрант, Нижегородский государственный педагогический университет им. К. Минина, Нижний Новгород, Россия.

E-mail: ufilina99@gmail.com

Ватина О.Е., студент, Нижегородский государственный педагогический университет им. К. Минина, Нижний Новгород, Россия.

E-mail: vatinaol@yandex.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Astashin A.E., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of geography, geographical and geoecological education, Faculty of natural, mathematical and computer sciences, Kozma Minin Nizhny Novgorod State Pedagogical University (Minin University), Nizhny Novgorod; Nizhny Novgorod State University of Engineering and Economics, Knyaginino, Russia.

E-mail: astashinfizgeo@yandex.ru

Ershova K.V., master's degree, Nizhny Novgorod, Russia.

E-mail: xeniya.ershova.ezhik@yandex.ru

Badin M.M., Cand. Sci. (Pedagogy), Associate Professor, Department of geography, geographical and geoecological education, Faculty of natural, mathematical and computer sciences, Kozma Minin Nizhny Novgorod State Pedagogical University (Minin University), Nizhny Novgorod, Russia.

E-mail: friend041@yandex.ru

Ufilina V.A., master's student, Kozma Minin Nizhny Novgorod State Pedagogical University (Minin University), Nizhny Novgorod, Russia.

E-mail: ufilina99@gmail.com

Vatina O.E., student, Kozma Minin Nizhny Novgorod State Pedagogical University (Minin University), Nizhny Novgorod, Russia.

E-mail: vatinaol@yandex.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 02.10.2021; одобрена после рецензирования 25.04.2022; принята к публикации 13.06.2023

The article was submitted 02.10.2021; approved after reviewing 25.04.2022; accepted for publication 13.06.2023

Научная статья

УДК 551.583.4: 551.324.63: 551.332.24

doi: 10.17223/25421379/27/11

ДЕНДРОИНДИКАЦИЯ ПРОШЛЫХ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ НА ФЛОВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОЛИННОГО ЗАНДРА АКТРУ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)



Дмитрий Анатольевич Савчук¹, Светлана Александровна Николаева²,
Александр Сергеевич Кузнецов³

^{1, 2, 3} Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

¹ savchuk@imces.ru

² sanikol1@rambler.ru

³ kas.sgs@mail.ru

Аннотация. Описаны действующие на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Акту (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) факторы (погодно-климатические, гляцио-гидрологические, криогенные), дендроиндикационные маркеры событий (травмы, тангенциальные ряды травматических смоляных ходов, выпавшие кольца, резкие и (или) существенные изменения радиального прироста), выявлены, идентифицированы и датированы прошлые природные события.

Ключевые слова: флювиогляциальные отложения, дендроиндикация, радиальный прирост, травма, травматические смоляные ходы, паводок, наледь, лиственница, Алтай.

Благодарности. Авторы выражают благодарность д-ру биол. наук Е.Е. Тимошок, канд. биол. наук М.Н. Беловой, Р.Ф. Фахрутдинову за сведения о наледях, канд. биол. наук А.Ю. Бочарову за предоставление данных по радиальному приросту, канд. геогр. наук А.В. Хону за спил лиственницы на флювиогляциальных отложениях, канд. геогр. наук С.Г. Копысову за реконструированные данные по температуре и осадкам по ГМС Акту за 1939–2020 гг., полученные с помощью Уникальной научной установки «Система экспериментальных баз, расположенных вдоль широтного градиента» НИ ТГУ при финансовой поддержке Минобрнауки России (RF-2296.61321X0043, 13.УНУ.21.0005, договор № 075-15-2021-672). Также выражаем благодарность анонимному рецензенту за очень щаттельный и внимательный разбор статьи, что, несомненно, способствовало ее улучшению.

Источник финансирования: исследование выполнялось в рамках госбюджетной темы № 121031300226-5, FWRG-2021-0003.

Для цитирования: Савчук Д.А., Николаева С.А., Кузнецов А.С. Дендроиндикация прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Акту (Горный Алтай) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 155–171. doi: 10.17223/25421379/27/11

Original article

doi: 10.17223/25421379/27/11

DENDROINDICATION OF PAST EVENTS ON FLUVIOGLACIAL DEPOSITS OF THE AKTRU OUTWASH PLAIN (THE ALTAI MOUNTAINS)

Dmitry A. Savchuk¹, Svetlana A. Nikolaeva², Aleksandr S. Kuznetsov³

^{1, 2, 3} Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

¹ savchuk@imces.ru

² sanikol1@rambler.ru

³ kas.sgs@mail.ru

Abstract. A complex of climatic, glacio-hydrological and cryogenic factors affects on the fluvioglacial deposits of the Aktru valley outwash plain (the Severo-Chuisky Range, the Russian Altai Mountains). Instrumental recording of their parameters was carried out either regularly but limited in time or fragmentarily. Dendrogeomorphological methods are therefore more effective for identifying and dating events. The aim of the study is to assess the possibilities of dendroindication of past natural events on the Aktru outwash plain during the 20th and early 21st centuries.

The following event dendroindicators were identified: mechanical injury of the trunk (injury dendroindication), tangential rows of traumatic resin dusts, wood fluctuations (anatomical dendroindication), abrupt and/or significant changes in radial in-

rement indices calculated using two normalized growth indices, and missing tree-rings (radial increment dendroindication). 14 injuries, 70 traumatic resin dusts, 1 wood fluctuation, 20 abrupt and/or significant changes in radial increment indices, 9 missing tree rings were found on 122 increment cores and cross-sections of 50 Siberian larch (*Larix sibirica* Ledeb.), 7 Siberian stone pine (*Pinus sibirica* Du Tour) and 2 Siberian spruce (*Picea obovata* Ledeb.) trees on 4 outwash plain sections. The reference chronology included 16 larch trees.

Using the dendroindicators (decrease in the radial increment indices including the missing tree-rings and wood fluctuations), known for Altai the cold summers and extreme climatic events in 1927, 1958, 1961 were confirmed frost was recorded in 1946 for the Aktru river valley.

Injuries to the tree trunk (scars from them are localized at the early earlywood) and changes in the tree-ring structure (formation of tangential rows of the traumatic resin dusts in early wood) indicate icing and a significant and abrupt decrease in the radial increment indices do floods indirectly through erosion and accumulation of material near tree trunks. The direct impact of the material transported by water and long-term flooding of trees were not found but the formation of the traumatic resin dusts in latewood indirectly indicates such impact. An analysis of the occurrence of dendroindicators by outwash plain sections and the location of injuries and the traumatic resin dusts in a tree-ring suggests that cryogenic factors (icing) affect mainly at the beginning of flat section, glacio-hydrological factors (floods) do at middle section and both the factors do at upper section and the end of flat section of the outwash plain. On the Aktru outwash plain, the events of the following years are reliably dated: 2008 (icing and flood), 2004 (icing and flood), 2000, 1999, 1998 (icing), 1985 (cold and humid summer), 1967–1978 (8-year period from repeated floods), 1959–1963 (5-year period with repeated floods). Another 18 icing and 7 floods are less reliably dated due to the poor representation of the dendroindicators.

Keywords: fluvioglacial deposits, dendroindication, tree ring width, injury, traumatic resin dusts, floods, icing, larch, Altai

Acknowledgements. We thank Dr. E.E. Timoshok, Dr. M.N. Beloba, and R.F. Fakhrutdinov for the information on icing, Dr. A.Yu. Bocharov for the tree-ring width data, Dr. A.V. Khon for the larch cross-section on fluvioglacial deposits, and Dr. S.G. Kopysov for the reconstructing temperature and precipitation data of the Aktru weather station (1939–2020) carried out by using the equipment of the Unique Research Installation “System of experimental bases located along the latitudinal gradient” TSU with financial support from the Ministry of Education and Science of Russia (RF-2296.61321X0043, 13.УНУ.21.0005, agreement No. 075-15-2021-672). We also thank anonymous reviewer for very careful and attentive analysis of the article improving it without doubt.

Source of financing: The study was supported by budget theme No. 121031300226-5, FWRG-2021-0003.

For citation: Savchuk D.A., Nikolaeva S.A., Kuznetsov A.S. (2023) Dendroindication of past events on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain (the Altai Mountains). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 155–171. doi: 10.17223/25421379/27/11

Введение

Флювиогляциальные (или водно-ледниковые) отложения представляют собой песчано-галечниковые наносы, принесенные потоками талых ледниковых вод, которые формируют зандровую поверхность в пределах дна долины. На этих отложениях, в том числе в Горном Алтае, действуют различные природные факторы: погодно-климатические [Овчинников, 2011; Баринов и др., 2016], гляциогидрологические и криогенные [Душкин, 1976; Душкин, Мерзляков, 1976; Нарожный, 1997, 2001]. Два последних, в свою очередь, сами являются климатозависимыми. Такие отложения постепенно засяются древесной растительностью [Hupp et al., 2016], на которую эти факторы также влияют.

На флювиогляциальных отложениях нередко, как, например, в долине р. Актуру, инструментальная фиксация параметров природной среды осуществлялась регулярно, но ограничено по времени (погода на ГМС Актуру в 1958–1994 гг.). Также имеются сведения о наледях [Душкин, Мерзляков, 1976; Нарожный, 1997], паводках [Нарожный, 2001; Паромов и др., 2018], прорывах ледниковых озер [Душкин, 1976; Нарожный,

2001]. Для всего горно-ледникового бассейна Актуру реконструированы раннелетняя температура [Овчинников, 2004; Timoshok et al., 2016], баланс ледника Малый Актуру и его составляющих (абляция, аккумуляция) [Нарожный, 2001; Овчинников, 2004; Паромов и др., 2018]. Кроме того, на флювиогляциальных отложениях выделены три зоны с различным гидрологическим и криогенным режимом по данным фитоиндикации [Timoshok et al., 2020], а в средней зоне установлен факт активизации аккумулятивных процессов в отдельные годы по данным дендроиндикации [Кузнецов, Поздняков, 2012].

Таким образом, информация о природных процессах и событиях представлена: (1) единичными или отрывочными прямыми наблюдениями (образование наледей, прохождение паводков и т.п.) на флювиогляциальных отложениях и (2) непрерывными прямыми (температура, осадки) и реконструированными (температура, баланс ледника) погодическими данными для всего горно-ледникового бассейна Актуру. Поэтому возникает необходимость в получении новой информации для построения хронологии прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру.

При недостатке или отсутствии прямых наблюдений за параметрами среды применяются косвенные методы их выявления и датирования, среди которых перспективны методы дендроиндикации. В основе дендроиндикационного исследования лежит использование маркеров прошлых природных событий (в первую очередь, изменения размера и анатомической структуры годичных колец деревьев) и точная привязка этих маркеров к конкретному году [Шиятов и др., 2000; Николаева, Савчук, 2021]. Следует отметить, что дендроиндикационные исследования таких природных явлений немногочисленны и обычно сосредоточены на изучении одного преобладающего, например, на датировании только наводнений, паводков [Ballesteros-Canovas et al., 2015; Mekko et al., 2020] или только наледей [Николаев, 2010; Поморцев и др., 2017]. При этом используемые дендроиндикационные маркеры будут однозначно указывать на изучаемый процесс. На долинном зандре Актуру наблюдается совместное действие как минимум двух процессов – паводков и наледеобразования. Данное обстоятельство затрудняет выявление и датирование событий методами дендроиндикации, поскольку возникает проблема идентификации используемых маркеров как индикаторов определенных природных событий в прошлом.

Цель работы – оценить возможности дендроиндикации прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай). При этом будут (1) описаны основные внешние факторы и связанные с ними известные события, показано их влияние на деревья, (2) рассмотрены особенности использования дендроиндикационных маркеров, (3) идентифицированы факторы и датированы некоторые события в прошлом. Временные рамки нашего исследования ограничены XX и началом XXI в.

Материалы и методы

Долина р. Актуру расположена на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай). Дно долины представляет собой относительно ровную поверхность, по которой протекает река. Общая протяженность исследуемой территории от конечных морен долинного ледника Малый Актуру до замыкающего створа составляет около 5 км. Питание реки – ледниковое, вклад дождей незначителен [Душкин, 1976; Вершинин и др., 2014]. Климат долины, по данным ГМС Актуру ($50^{\circ}04'$ с.ш., $87^{\circ}45'$ в.д.), располагавшейся на флювиогляциальных отложениях на высоте 2 150 м над ур.м., характеризуется низкими среднегодовыми ($-4,7^{\circ}\text{C}$) и летними среднемесечными ($7,6\text{--}9,5^{\circ}\text{C}$ в июне–августе) температурами

воздуха и умеренным (539 мм в год, $65,8\text{--}88,7$ мм в июне–августе) количеством выпадающих осадков.

В геоморфологическом плане исследуемая территория представляет собой типичный долинный зандр (далее – зандр). Основное участие в формировании рельефа дна долины принимают талые ледниковые воды, которые на верхнем участке зандра сконцентрированы в русловом потоке реки. Переносимый водным потоком материал заполнил дно долины от конечно-моренного комплекса ледника Малый Актуру флювиогляциальными отложениями песчано-галечниковой размерности с включением валунов. В верхней части долины на периодически затопляемых берегах создаются условия для развития лесной растительности. При выходе к центральному участку река начинает меандрировать и разбиваться на несколько крупных рукавов, что свидетельствует о снижении живой силы потока. Поэтому в средней и нижней частях долины формируется многорукавная пойма. В центральной части поперечный профиль долины имеет вид выпуклой кривой с уменьшением высоты от центра к склонам долины. Такой вид профиля обусловлен наследованием топографической поверхности основной морены древнего ледника и участком разгрузки руслового потока от влекомого и переносимого водой материала. Здесь русло бифуркирует, образовавшиеся два основных потока прижимаются к периферийным участкам поймы, а центральную часть прорезает множество мелких потоков, функционирующих только при высоких уровнях воды в р. Актуру (июль–август). На незатопляемых участках в центральной части зандра создаются условия для почвообразования и колонизации растительностью, а также развития микроландшафтов и формирования своеобразных экосистем ледниковых рек [Davydov, Timoshok, 2010; Вершинин и др., 2014; Hedding et al., 2020].

На флювиогляциальных отложениях из деревьев произрастают в основном лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.), реже кедр сибирский (*Pinus sibirica* Du Tour), единично отмечена ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb.). Они образуют лесные сообщества, а также встречаются группами и одиночно.

Поскольку дендроиндикация прошлых событий проводится по деревьям, их наличие определило выбор ряда пробных площадей (П) и трансект (Тр) (рис. 1, табл. 1). В верхней части зандра недалеко от морен ледника Малый Актуру заложена трансекта (Тр-Ф). Она представляет собой цепочку из трех участков: с одиночными молодыми деревьями лиственниц, их группами и небольшим массивом сомкнутого молодого леса. Трансекта тянется узкой полосой по левому берегу параллельно руслу. Ниже по течению на том же берегу, в начале выровненного галечникового участка

зандра, расположен сомкнутый зрелый лиственничник с участием кедра (П-12), по краю которого протекает ручей шириной 1–4 м. Еще ниже по течению, в конце

этого же участка, растет молодой лиственничник (П-9) с протекающими через него ручьями, параллельными основному руслу.

Краткая характеристика пробных площадей и трансект на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру и собранного материала

Table 1

Brief characteristics of the sample areas and transects on fluviooglacial deposits of the Aktru outwash plain and of the material

№. П / Тр	Местоположение участков в долине	Древостой	Год сбора материала	Возраст* деревьев, лет	Количество модельных деревьев	Количество измеренных радиусов
1. Тр-Ф	Верхняя часть зандра недалеко от морен ледника Малый Актуру	Одиночно, группами и небольшой массив молодого лиственничника	2011	30–80	17 (Л)	31
2. П-12	Начало выровненного участка зандра	Сомкнутый зрелый лиственничный с участием кедра	2003, 2015	90–200	19 (Л) 7 (К) 1 (Е)	55
3. П-9	Конец выровненного участка зандра	Молодой лиственничный	2002, 2006	80–90	8 (Л)	15+9**
4. Тр-П	Широкая средняя часть зандра	Лиственницы одиночно и группами	2009	60–200	6 (Л) 1 (Е)	12
5. П-4л (контроль)	Ледниковая морена вне поймы	Сомкнутый старый кедро-лиственничный	2006, 2018	280–530	16 (Л)	33

Примечание. П – пробная площадь, Тр – трансекта, * возраст приведен на год сбора материала. ** измерено на двух спилах. Л – лиственница, К – кедр, Е – ель.

Note. П – sample area, Тр – transect, * age is given for the year of material collection. ** measured on two cross-sections. Л – larch, К – Siberian stone pine, Е – spruce.

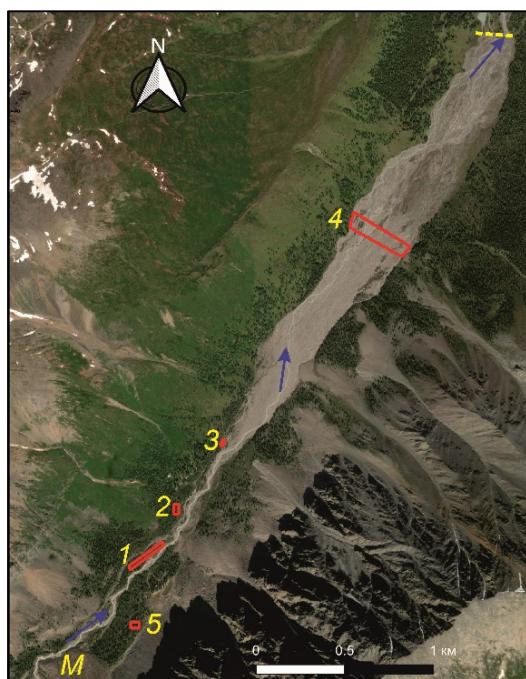


Рис. 1. Расположение пробных площадей (П) и трансект (Тр) на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру

Участки зандра: 1 – верхняя часть (Тр-Ф), 2 – начало (П-12) и 3 – конец (П-9) выровненного участка, 4 – средняя часть (Тр-П). Контрольный участок: 5 – ледниковая морена вне поймы (П-4л). М – морена. Стрелками обозначено направление течения реки, пунктирной линией – граница зандра (замыкающий створ)

Fig. 1. Location of the sampling areas (П) and transects (Tp) on fluviooglacial deposits of the Aktru outwash plain

The outwash plain: 1 – upper section (Tr-Ф), 2 – beginning (П-12) and 3 – end (П-9) of flat section, 4 – middle section (Тр-П). Control site 5 is glacier moraine outside the floodplain (П-4л). М is moraine. The river flow direction is indicated by arrows. The border of the outwash plain is indicated by the dotted line

Питание этих ручьев осуществляется за счет стоки малых мерзлотных вод со склона. Оба лиственничника находятся сравнительно далеко от основного русла реки. Замыкает ряд трансекта (Тр-П), расположенная перпендикулярно руслу в наиболее широкой средней части зандра, где река разветвляется на многочисленные рукава. Трансекта представлена рядом небольших «островов», на которых произрастают деревья разного возраста одиночно и группами. Далее в нижней части зандра до створа деревья практически отсутствуют. На ледниковой морене правого берега реки вне влияния гидрологических, криогенных и экзогенных гравитационных процессов расположен старый кедрово-лиственничный лес (П-4л), деревья лиственницы из которого служили контролем.

Для дендроиндикации природных процессов на флювиогляциальных отложениях оказались пригодны деревья лиственницы и ели, непригодны – кедра из-за отсутствия маркеров событий и невысокой синхронности рядов его прироста. Поскольку данная территория имеет научную и природную ценность и на ней поддерживается режим близкий к заповедному, то у каждого модельного дерева буравом брались только керны на высоте максимально близкой к поверхности отложений (до 20 см). С трех лиственниц взяты спилы. Всего (без контроля) собрано 122 древесных образца с 50 лиственниц, 7 кедров и 2 елей (см. табл. 1).

Ширина годичных колец (радиальный прирост) на древесных образцах измерялась на полуавтоматическом измерительном комплексе LINTAB-6 с точностью 0,01 мм. Полученные индивидуальные ряды ширины колец по каждому радиусу дерева перекрестно датировались между собой и контрольной хронологией [Шиятов и др., 2000] для точного определения года формирования каждого годичного кольца и привязки к нему дендроиндикационных маркеров.

Все индивидуальные ряды радиального прироста стандартизовались, при этом получались стандартные и остаточные серии индексов ширины колец. В первом случае с помощью сплайн-функции (окно сплайна 67 % от длины ряда, 50 %-й уровень подавления дисперсии) убирался возрастной тренд, но сохранялись индивидуальные особенности роста дерева, во втором – путем моделирования авторегрессии устранилась автокорреляционная составляющая и усиливался климатический сигнал. Обе процедуры выполнялись при помощи программы CRONOL [Holmes, 1992]. В дальнейшем использовались индивидуальные серии стандартных индексов прироста по каждому радиусу дерева отдельно и обобщенные хронологии для древостоев, а также хронология остаточных индексов контрольных де-

ревьев. При этом не учитывались кольца, расположенные около сердцевины и внутренних дефектов древесины.

Из множества дендроиндикационных маркеров (см. обзоры: [Ballesteros-Canovas et al., 2015; Hupp et al., 2016]), по которым можно датировать прошлые события вблизи водных потоков, на исследуемой территории оказались пригодны только некоторые из них. Это – механические травмы древесины ствола (травматическая дендроиндикация), значительные и (или) резкие изменения индексов радиального прироста, выпадающие годичные кольца (дендрометрическая) и тангенциальные ряды травматических смоляных ходов в кольце (анатомическая). Все они отмечались на собранных древесных образцах.

При дендрометрической индикации вычислялись два нормированных показателя прироста, которые являлись частными от деления относительных величин прироста модельных и контрольных деревьев. У первого показателя в числителе и знаменателе находились величины индексов [Kogelnig-Mayer et al., 2011], у второго – частные от деления индексов соседних лет [Николаева, Савчук, 2021]. В полученных показателях максимально устраняется климатическая компонента, но сохраняются особенности роста деревьев. В целом первый показатель отражает существенные (ниже/выше определенного эмпирически установленного уровня) изменения величины индексов прироста, а второй – резкость их изменений. Иными словами, эти показатели позволяют выявлять годы не с прямым влиянием климата на прирост деревьев, а с воздействием иных внешних природных факторов.

Другие маркеры нарушений преимущественно используются для датирования затоплений разного характера. Это (1) аномальная морфология наземных частей дерева, вызванная повреждением терминальных почек, (2) наклоненные и (или) изогнутые стволы, которые часто формируют реакционную древесину и (или) имеют эксцентричный рост ствола, (3) оголенные корни деревьев, растущих в условиях кратковременных затоплений на берегу или на «острове» реки, (4) стоячие мертвые деревья и анатомические аномалии в годичных кольцах, которые вызваны длительным затоплением или постоянным произрастанием в воде [Ballesteros-Canovas et al., 2015; Hupp et al., 2016]. Использование этих маркеров для датирования событий на флювиогляциальных отложениях зандра Актуру оказалось затруднительно по нескольким причинам. Многие молодые лиственницы на открытых галечниковых участках имеют малый возраст, аномальную морфологию стволика и кроны, а из-за очень малой ширины годичных колец и нечеткой границы между ними из-

мерение таких колец сильно затруднено. Деревья с вышеперечисленными внешними нарушениями встречались единично или отсутствовали.

Для идентификации и подтверждения прошлых природных событий, выявленных с помощью дендроиндикации, привлекались свидетельства очевидцев и собственные полевые наблюдения, информация из сети Интернет, литературные источники, а также реконструированные ряды среднесуточной и среднемесячной температуры и соответствующих сумм осадков по ГМС Актура за 1939–2020 гг.

Результаты и их обсуждение

В этом разделе (1) рассмотрены известные прошлые климатические, гляциогидрологические и криогенные события на флювиогляциальных отложениях зандра Актура, (2) описаны дендроиндикационные маркеры таких событий и (3) приведены результаты дендроиндикации прошлых природных событий за последние 120 лет. Факторы с точки зрения отклика деревьев были условно разделены на две группы: (1) климатические факторы, прежде всего, температура и осадки (события – холодное лето, заморозки и т.п.); (2) факторы неклиматической природы, к которым были отнесены гляциогидрологические (паводки и т.п.) и криогенные (наледи). Они оказывают физико-механическое воздействие. При этом учитывалось, что в первом случае климат влияет на рост деревьев напрямую, во втором – опосредованно, а гляцио-гидрологические и криогенные факторы становятся ведущими.

Известные прошлые природные события на флювиогляциальных отложениях, их влияние на древесную растительность. В горно-ледниковом бассейне Актура основным лимитирующим рост деревьев фактором является климатический, главным образом раннелетняя температура [Овчинников, 2004; Timoshok et al., 2016]. Холодное лето, выявленное по минимальным значениям прироста лиственницы на верхней границе леса Северо-Чуйского и других соседних хребтов, зафиксировано в 1911, 1927, 1958, 1961, 1967, 1993 гг. [Овчинников, 2011]. Экстремальные климатические события в Горном Алтае, определенные по анатомическим нарушениям структуры колец, отмечены в 1910, 1917, 1927, 1938, 1958, 1961 гг. [Баринов и др., 2016]. В верховьях р. Актура годы, общие для холодного лета и экстремальных событий (1927, 1958, 1961), совпадают с годами низких значений прироста контрольной хронологии.

Одними из опасных для деревьев событий являются пониженные до экстремально низких значений температуры после продолжительного периода по-

вышенных, т.е. летние заморозки. По метеоданным за 1950–2020 гг., заморозки в период наиболее активного роста деревьев (вторая половина июня – первая половина августа) были в 1951–1958, 1960–1963, 1966–1969, 1971–1972, 1997, 1999, 2003–2004, 2007, 2009–2011, 2019 гг. Наши наблюдения и анализ метеоданных показали, что весь июнь 2011 г. был благоприятен для роста побегов молодых лиственниц на флювиогляциальных отложениях. К 4 июля, когда был заморозок (среднесуточная температура 0,1 °C), терминалные побеги достигли значительной длины, но еще не одревеснели. При обследовании деревьев 21 июля обнаружено массовое пожелтение их привершинных частей. Через год, 23 июля 2012 г., прошлогодние побеги с хвоей в верхней части кроны имели вид засохших крючков коричневого цвета. Погибшая часть побега составляла от 50 до 100 % его длины. Аналогичное явление, но в значительно меньших масштабах, наблюдалось на нижних ветвях деревьев, произрастающих в нижних частях склонов. Сходное повреждение побегов отмечалось также в 2019 г. (среднесуточная температура в этом году опустилась до 0,9 °C 25 июня).

Специфические явления для зандра – периоды повышенной водности реки и паводки (гляциогидрологический фактор). Их причинами были прорыв ледниковых вод, интенсивное таяние ледников, дожди [Душкин, 1976; Васильев, Гонова, 1978; Нарожный, 2001]. В долинах Северо-Чуйского хребта прорывы ледниковых вод и соответствующие им паводки в годы исследований во второй половине XX в. наблюдались ежегодно и обычно были невелики по размерам. Прорывы ледниковых озер у долинных ледников Правый и Левый Актура отмечались в 1967, 1968, 1969 [Душкин, 1976], 1978, 1982, 1991 гг. [Нарожный, 2001]. При этом деформировалось русло реки, менялся ее гидрологический режим, а средняя широкая часть зандра служила областью разгрузки переносимого материала. В отдельные годы эти явления носили катастрофический характер. В середине июня 1969 г. произошел прорыв ледникового озера объемом 0,5 млн м³, водная масса которого была сброшена за 20 ч. Расход воды в реке в это время оценивался в 24 м³/с при обычной средней величине в 5–7 м³/с. Избыток воды, насыщенный влекомым материалом, достиг зандра, река образовала дополнительные непостоянные рукава [Лупина и др., 1976; Душкин, 1976]. В июле 1978 г. был прорыв озера объемом 1,1 млн м³, а паводок длился 7 часов [Нарожный, 2001].

За период инструментальных наблюдений за ледником Малый Актура (1962–2013 гг.) выделено три периода изменений его баланса: слабо отрицательный (1962–1985 гг.), слабо положительный (1986–

1995 гг.), резко отрицательный (1996–2013 гг.). Наиболее интенсивная его аблация (+159–208 см в.э.) и соответственно резко отрицательный баланс ледника пришлись на 1974, 1998, 2008, 2012 гг. [Паромов и др., 2018]. Как правило, такое таяние ледника и вызванная им повышенная водность реки и паводки связаны с теплой солнечной погодой, как, например, в августе 1962 г. и июле 1974 г. [Васильев, Гонюхова, 1978; Вершинин и др., 2014]. По метеоданным, в эти годы летние периоды с высокими среднесуточными температурами (до 16–20 °C) без осадков составляли не менее 9–12 дней подряд.

Продолжительные обложные и (или) ливневые дожди, которые вызвали паводки, например, были в июле 1962 и 2012 гг. Максимальный расход воды составлял 11 и 14 м³/с соответственно. В русло реки поступало большое количество мелкообломочного материала [Вершинин и др., 2014]. Аналогичный паводок был в июле 1969 г. [Лупина и др., 1976]. Очень крупный дождевой паводок отмечен в Горном Алтае в начале июня 2014 г. [Робертус и др., 2015]. По нашим наблюдениям, в 2012 г. в период повышенной водности р. Актуру на поверхности зандра отмечалось образование новых микrorусел.

Установлено, что паводки являются препятствием для заселения флювиогляциальных отложений растительностью [Nupp et al., 2016; Timoshok et al., 2020]. Влияние паводков на деревья, растущие вдоль русла реки (выше Тр–Ф), проявлялось в эрозии субстрата, оголении корней и падении их в воду. В средней части зандра (Тр–П) отмечено отложение наносов [Кузнецов, Поздняков, 2012] у оснований стволов деревьев, величина которых на момент обследования составляла 18–65 см. На участке зандра, расположенного вдали от основного русла реки (П–12), явления такого плана не обнаружены.

Таким образом, паводки способствуют миграции основного русла и (или) образованию новых рукавов реки. Геоморфологические последствия частой смены в пространстве и во времени водных эрозионно-аккумулятивных процессов выражаются в бифуркации русловых потоков, что способствует неравномерному распределению флювиогляциальных отложений и формированию в центральной части зандра Актуру области разгрузки водного потока, где происходит переотложение влекомого и размываемого материала с развитием пойменной многорукавности. Более крупный материал переносится в основном русле, где сохраняется высокая живая сила потока, и, таким образом, практически не оказывает механического воздействия на стволы деревьев. Материал мелкой размерности, переносимый преимущественно во взвешенном состоянии многочисленными протоками, аккумулируется по всей поверхности

зандра, в том числе и в прикорневой части стволов деревьев и, по-видимому, также не оказывает механического воздействия на них.

Характерное явление для зандра Актуру – образование наледей (криогенный фактор). Здесь среди наземных наледей выделяют речные, грунтовых вод флювиогляциальных отложений дна долины и грунтовых вод склонов. В годы исследований во второй половине XX в. их образование отмечалось практически ежегодно (1959–1962, 1968, 1978, 1980–1991 гг.), но разного размера. В отдельные годы наледи разных видов могут перекрывать друг друга и практически полностью заполнять дно долины, образуя обширное наледное поле. Например, зимой 1967–1968 гг. образовалась смешанная наледь длиной около 7 км при ширине 200–350 м и толщине 1,7 м [Душкин, Мерзляков, 1976; Нарожный, 1997]. В начале XXI в. в Кош-Агачском районе, территориально близком к Актуру, наиболее интенсивно наледи образовывались в 2000, 2004, 2006 и 2008 гг. [Достовалова, Шитов, 2011]. В долине р. Актуру, по свидетельствам очевидцев и нашим наблюдениям, наледи не отмечены в 2010, 2017 гг., но фиксировались в 2001, 2005, 2008, 2012, 2020, 2021 гг. и были относительно крупными в 1996, 2003, 2015, 2018 гг.

Наледеобразование обусловлено гидрологическими и (или) климатическими режимами года. При этом наибольших размеров наледи обычно достигают в малоснежные и холодные зимы [Душкин, Мерзляков, 1976; Достовалова, Шитов, 2011; Поморцев и др., 2017]. Зимой 2003–2004 гг. формирование наледей было обусловлено изменением гидрогеологического режима грунтовых вод из-за Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 г. и последовавшего за ним афтершокового процесса [Достовалова, Шитов, 2011].

Наледи влияют как на размещение древесной растительности, так и на рост деревьев. Так, на зандре Актуру лиственничники с полосами кустарников сохраняются по периферии наледных полей, где мощность наледи невелика [Timoshok et al., 2020]. Судя по расположению разных типов наледей [Нарожный, 1997], большая часть выровненного участка зандра (П–12 и П–9) находится в зоне воздействия наледей грунтовых вод склонов, его верхняя часть (Тр–Ф) – наледей речных и грунтовых вод склонов, а широкая средняя часть (Тр–П) – наледей речных и грунтовых вод флювиогляциальных отложений дна долины. По свидетельствам очевидцев и нашим наблюдениям, в конце выровненного участка зандра (П–9) наледь толщиной 20 см зафиксирована в 2003 г. и отсутствовала в 2012 г. В начале выровненного участка зандра (П–12) наледь толщиной до 40 см отмечена в 2021 г. Обе наледи не привели к видимым повреждениям стволов деревьев. По ис-

следованиям на северо-востоке России [Николаев, 2010; Поморцев и др., 2017] при увеличении размеров наледного поля и при уменьшении расстояния от деревьев до него прирост деревьев снижается.

Таким образом, все эти факторы прямо или косвенно влияют на рост деревьев, а гляциогидрологические и криогенные – еще и на их пространственное размещение. При этом на отложениях зандра Актура два последних фактора действуют совместно.

Обобщенные хронологии индексов радиального прироста. Стандартные хронологии прироста деревьев, полученные для разных участков зандра Актура, существенно отличаются от остаточной контрольной хронологии на отдельных временных интервалах (рис. 2), особенно в средней части зандра (П–9, Тр–П). Это свидетельствует о том, что в отдельные периоды на прирост деревьев на этих участках действовали факторы неклиматической природы. Аналогичные результаты получены при изучении прироста хвойных деревьев на пойменных участках Хакасии [Бабушкина и др., 2011].

Хронологии прироста деревьев зандра Актура за 1950–2000 гг. ($n = 51$) имеют коэффициенты чувстви-

тельности ($K_q = 0,129\text{--}0,214$). Они достаточно синхронны с контрольной хронологией (коэффициенты синхронности $K_c = 70,6\text{--}88,4\%$) и значимо (при $p < 0,05$) коррелируют с ней (коэффициенты корреляции $R = 0,438\text{--}0,577$). Эти коэффициенты свидетельствуют о том, что прирост деревьев в начале выровненного участка зандра (П–12) был наиболее климатозависимым ($K_c = 88,4\%$, $R = 0,577$) по сравнению с другими, но вклад климата в его величину во второй половине XX в. невысок ($K_q = 0,150$). Прирост деревьев на участках, расположенных ближе к средней части зандра (П–9, Тр–П), оказался наиболее чувствительным к внешним воздействиям ($K_q = 0,204, 0,214$ соответственно), что при более низких коэффициентах синхронности ($K_c = 70,6, 78,4\%$) и корреляции ($R = 0,438, 0,458$) указывает на увеличение доли неклиматических факторов в их приросте. Прирост деревьев на участке в верхней части зандра (Тр–Ф) по сравнению с другими участками оказался наименее чувствительным ($K_q = 0,129$), что при средних коэффициентах синхронности и корреляции ($K_c = 78,4\%$, $R = 0,451$ соответственно) свидетельствует о наименьшем влиянии на него внешних факторов.

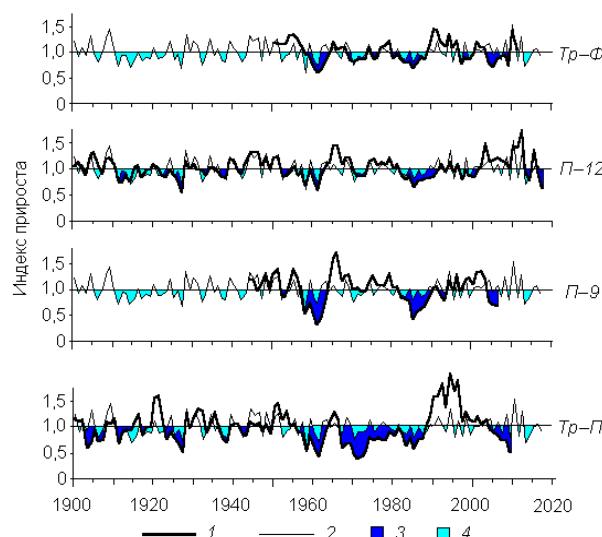


Рис. 2. Хронологии радиального прироста деревьев на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актура (1) на фоне контрольной хронологии (2)

Значения прироста ниже среднего (горизонтальная прямая): 3 – на зандре, 4 – в контроле. Участки зандра: Тр–Ф – верхняя часть, П–12 – начало и П–9 – конец выровненного участка, Тр–П – средняя часть

Fig. 2. Tree-ring index chronologies of trees on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain (1) and reference tree-ring index chronologies as background (2)

The index values are lower than mean (horizon line) on outwash plain (3) and in reference chronology (4). The outwash plain: 1 – upper section (Tp–Ф), 2 – beginning (П–12) and 3 – end (П–9) of flat section, 4 – middle section (Tp–П)

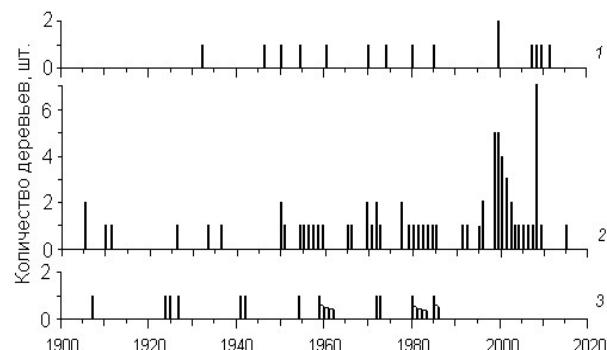


Рис. 3. Встречаемость маркеров у деревьев на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актура

Маркеры: 1 – травмы ствола, 2 – травматические смоляные ходы, 3 – выпавшие годичные кольца

Fig. 3. Occurrence of dendroindication markers in trees on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain

Markers are injuries (1), tangential rows of traumatic resin dusts (2), and missing tree-rings (3)

Дендроиндикационные маркеры. Индикаторы, которые маркируют экстремальные климатические события, – это следующие нарушения размеров и структуры элементов кольца: (1) морозобойное кольцо – искаженная упорядоченность рядов клеток в течение сезона роста, (2) флюктуации древесины – измененные форма и размеры слоя клеток и их клеточных стенок по сравнению с соседними слоями в пределах одного кольца, (3) светлое кольцо – зона поздней древесины с заметно слабой лигнификацией, (4) разлом – разрыв клеточных стенок в кольце, (5) выпавшее кольцо – полностью отсутствующее кольцо на древесном образце из-за прекращения деятельности камбия. Причинами их появления считаются понижения температуры различного генезиса [Баринов и др., 2016].

Из вышеперечисленных маркеров у деревьев на зандре Актру обнаружены флюктуации древесины, а также выпавшие кольца (о последних см. ниже). Флюктуации древесины имелись по всему контуру кольца 1946 г. только у одного дерева. Они отсутствовали на высоте отбора кернов (около 20 см) у других деревьев. Поскольку погибшие от заморозков 2011 и 2019 гг. побеги лиственниц были расположены на высоте 1–2 и 0,5–7 м соответственно, то, скорее всего, наибольшая вероятность обнаружения этого маркера на образцах древесины будет находиться ближе к пораженным побегам.

Прямыми свидетельством нарушающего природного события являются травмы ствола деревьев. Они хорошо изучены при датировании селей, лавин, обвалов и других событий ударного для деревьев характера. Такие травмы появляются непосредственно в год воздействия. Они имеют вид открытых ран, у которых (1) отсутствуют кора, иногда последние кольца, и (2) часто присутствует засмоление древесины [Stoffel, Corona, 2014; Николаева, Савчук,

2021]. Травмы деревьев, растущих на флювиогляциальных отложениях, совершенно незаметны при их внешнем осмотре, поскольку кора сохраняется на стволе (закрытые травмы). Но отклик деревьев на воздействие хорошо виден на поперечных спилах в виде последовательных изменений размера и структуры годичных колец в узком секторе ствола около травмы. Это следующий ряд маркеров: (1) след от травмы – темно-коричневая узкая дугообразная полоса небольшой длины, идущая параллельно краю кольца (тангенциально), (2) выпавшие годичные кольца, (3) каллюсная ткань, однородные клетки которой расположены хаотично, (4) чрезмерно увеличенная ширина колец (чрезмерный рост) в радиальном направлении и (или) травматические смоляные ходы. На кернах обычно обнаруживается не весь ряд вышеупомянутых маркеров. Наблюдались следующие варианты: (1) след от травмы – выпавшие кольца – чрезмерный рост, (2) след от травмы – каллюсная ткань, (3) след от травмы – чрезмерный рост, (4) каллюсная ткань – чрезмерный рост. Эти варианты отклика деревьев, по-видимому, обусловлены как силой воздействия внешнего фактора, так и удаленностью места отбора керна от травмированного сектора ствола.

На зандре Актру за 1900–2017 гг. выявлено 14 лет с травмами древесины: 1932, 1946, 1950, 1954, 1961, 1970, 1974, 1980, 1985, 1999, 2007, 2008, 2009, 2011 гг. (рис. 3, 1). Из 15 зафиксированных травм (табл. 2) 53 % отмечено у деревьев из верхней части (Тр–Ф) и 33 % – в конце выровненного участка (П–9) зандра. Травмы 1974, 1980 гг. и не обнаруженная на керне 1985 г. или ранее сопровождали следующие маркеры – выпавшие кольца 1980–1983 гг. (рис. 3, 3), каллюсная ткань в 1974–1978, 1985–1991 гг. и дальнейший чрезмерный рост кольца 1984–1986, 1992–1995 гг.

Таблица 2

Table 2

Встречаемость маркеров событий на разных участках долинного зандра Актру

Occurrence of dendroindication markers in trees on sections of the outwash plain

№. П/Тр	Встречаемость маркеров	Маркеры событий						Флюктуации древесины	
		Травмы	Тангенциальные ряды травматических смоляных ходов	Выпавшие кольца	Существенные и/или резкие снижения прироста*				
					1-й	2-й	всего		
1. Тр–Ф	22/100	8/36,4	10/45,5	0/0	2	4	4/18,2	0/0	
2. П–12	55/100	1/1,8	47/85,5	4/7,3	0	3	3/5,4	0/0	
3. П–9	21/100	5/23,8	7/33,3	4/19,0	4	3	4/19,0	1/4,8	
4. Тр–П	18/100	1/5,5	6/33,3	2/11,1	5	7	9/50,0	0/0	
<i>Всего</i>	<i>116/100</i>	<i>15/12,9</i>	<i>70/60,4</i>	<i>10/8,6</i>			<i>20/17,2</i>	<i>1/0,9</i>	

Примечание. П – пробная площадь, Тр – трансекта. В числителе количество, шт., в знаменателе %. * 1-й и 2-й – нормированные показатели прироста.

Note. П – trial plot, Tр – transect. In the numerator, the number, pieces, in the denominator %. * 1st and 2nd – normalized growth rates.

Косвенным маркером природных событий являются тангенциальные ряды травматических смоляных ходов в годичных кольцах. Обычно смоляные ходы хаотично разбросаны по всей древесине годичного кольца хвойного дерева. Образовавшиеся после нарушающего воздействия травматические ходы располагаются упорядоченно в их тангенциальном направлении и концентрируются в секторах ствола вокруг травмы [Stoffel, Hitz, 2008; Schneuwly et al., 2009a, b]. У деревьев рода *Pinus* в случае механического воздействия на ствол такой упорядоченности в расположении смоляных ходов в кольцах не наблюдается [Stoffel, Corona, 2014]. По нашим данным, эти ходы на спилах лиственницы и ели внешне выглядят как дугообразная цепь крупных полостей, расположенных параллельно границам кольца. У кедра как представителя рода *Pinus* мы не обнаружили эти структуры, поэтому кедр как индикатор событий на флювиогляциальных отложениях нами не рассматривался.

Считается, что после воздействия ударного характера на деревья в течение вегетационного сезона (например, сель) ряды травматических ходов появляются в кольце в течение последующих трех недель [Tumajer, Treml, 2013]. Если событие произошло в период покоя дерева (например, лавина), то такие ходы образуются в самом начале кольца следующего сезона вегетации [Kogelnig-Mayer et al., 2011]. При этом надо учитывать, что с увеличением осевого и тангенциального расстояния от места воздействия такие ходы могут «мигрировать» к более поздним участкам кольца [Stoffel, Corona, 2014] и формироваться в течение нескольких лет после воздействия [Schneuwly et al., 2009a, b]. У деревьев, произрастающих на зандре Акту, такие ходы наблюдались в разных частях как ранней, так и поздней древесины, один или несколько лет подряд. На спилах первые травматические ходы после воздействия были зафиксированы в первом, или в последующих (втором–пятом) от травмы кольцах, или совсем отсутствовали. Эти ходы обычно локализовывались в достаточно узком секторе кольца ближе к месту травмы. Поэтому на керне в зависимости от сектора ствола, через который он отбирался, наличие таких ходов будет диагностировать событие текущего года или нескольких предшествующих лет, или событие не будет зафиксировано.

На зандре Акту выявлено 49 лет с травматическими смоляными ходами в кольцах (рис. 3, 2). Большинство ходов (88 %) приурочено к 1950–2010 гг., особенно много 1998–2000, 2008 гг. Из 70 учтенных ходов (см. табл. 2) 67 % пришлось на деревья, произрастающие в начале выровненного участка зандра (П–12).

Еще один возможный дендроиндикационный маркер – выпавшие годичные кольца. Они выявляются только при перекрестном датировании с другими деревьями и (или) с контрольной хронологией [Шиятов и др., 2000]. Кольцо может отсутствовать на керне в результате (1) любого прямого и достаточно сильного воздействия, (2) значительного ухудшения условий внешней среды, (3) их совместного действия на дерево. На флювиогляциальных отложениях выявлено 9 лет с одиночными выпавшими кольцами и три случая с выпавшими подряд 2–5 кольцами – 1959–1962, 1980–1984 и 1985–1986 гг. (рис. 3, 3). Эти кольца связаны с травмами 1954 и 1980 гг., а также приходятся на год (1959, 1985) начала резкого и существенного снижения прироста (рис. 4, a, b, П–9). В остальных случаях совпадения выпавших колец с травмами и таким снижением прироста не обнаружены.

Дендроиндикационным маркером, часто используемым при датировании нарушающих природных событий, являются резкие и (или) существенные изменения прироста. Такие изменения прироста по сравнению с контрольной хронологией, как было установлено ранее при изучении селей, лавин и обвалов [Kogelnig-Mayer et al., 2011; Николаева, Савчук, 2021], указывают на воздействие факторов неклиматической природы. Наибольшая амплитуда колебаний и длительные его снижения наблюдались у деревьев в средней части зандра (П–9, Тр–П) в конце 1950-х – начале 1960-х, в конце 1960-х – начале 1970-х, 1980-е, 2000-е гг. (см. рис. 2). Негативное влияние внешних факторов наиболее четко прослеживается по снижениям величины двух нормированных показателей прироста. Анализ материала показал, что большая часть известных событий на зандре Акту наблюдалась в первый год после снижения этих величин ниже 70 % по сравнению с контрольной хронологией. Первый показатель позволил выявить несколько временных отрезков с существенным и относительно продолжительным (5–8 лет) или кратковременным (1–2 года) его снижением (рис. 4, a): 1903–1904, 1959–1963, 1967–1974, 1985–1986, 2004, 2006, 2008–2009 гг. Второй показатель отражает годы с более резким по сравнению с контролем снижением прироста (рис. 4, b): 1903, 1907, 1912, 1922–1923, 1933, 1936, 1957, 1959, 1967, 1971, 1985, 2004, 2008 гг. Одновременное изменение этих двух показателей, скорее всего, указывает на отклик деревьев на достаточно сильные внешние воздействия, характерные для флювиогляциальных отложений. Это 1903, 1959, 1967, 1985, 2004, 2008 гг. Следует отметить, что в годы с холодным летом и экстремальными климатическими событиями (1927, 1958, 1961) эти показатели не достигали

70 % от контроля. Следовательно, в них климатическая составляющая сведена к минимуму, и они дей-

ствительно отражают ведущее влияние факторов неклиматической природы.

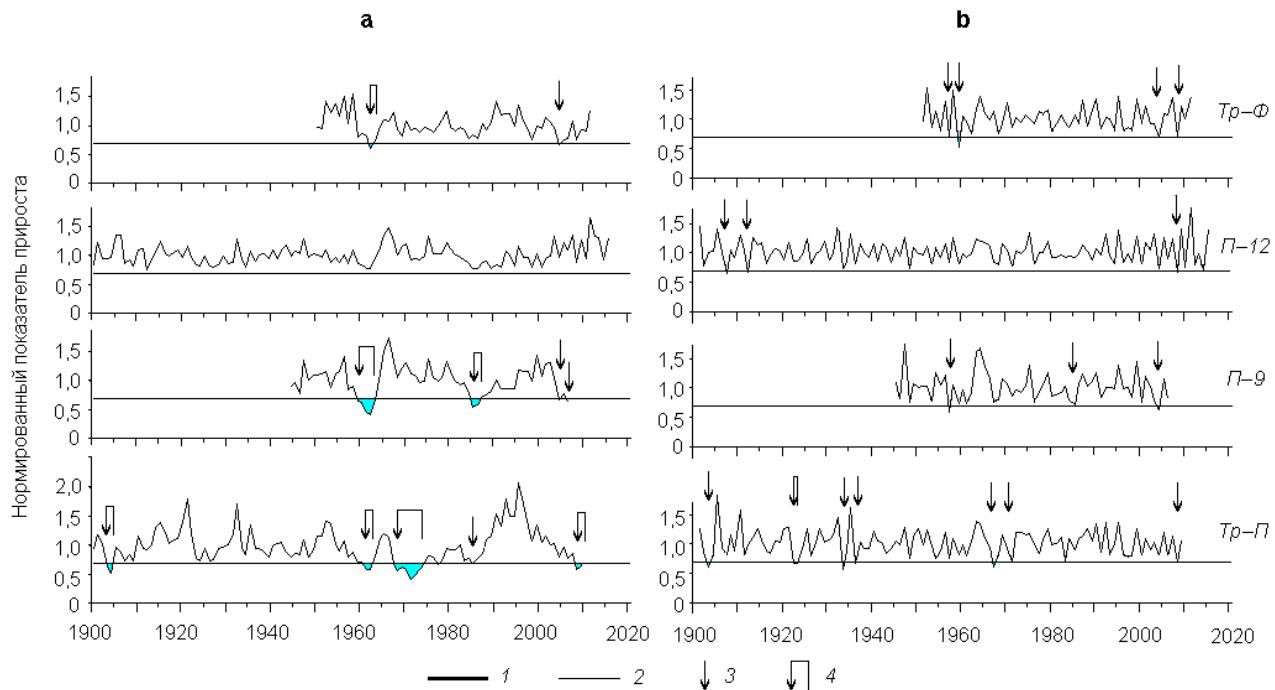


Рис. 4. Динамика первого (а – по [Kogelnig-Mayer et al., 2011]) и второго (б – по [Николаева, Савчук, 2021]) нормированных показателей прироста деревьев на флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру

Стрелками обозначены годы снижения величины прироста ниже 70 % (горизонтальная прямая) в течение одного (3) или 2–8 (4) лет. Остальные обозначения см. рис. 2

Fig. 4. First (a, by [Kogelnig-Mayer et al., 2011]) and second (b, by [Nikolaeva, Savchuk, 2020]) normalized index chronologies of trees on fluvioglacial deposits of the Aktru outwash plain

The arrows indicate the years of declining the indices lower than 70 % (horizon line) during one (3) or 2–8 (4) years. See figure 2 for the other marks

Дендроиндикационные маркеры диагностируют разные события на флювиогляциальных отложениях зандра Актуру. Травмы деревьев здесь по внешнему виду отличаются от травм, полученных деревьями во время схода селя, лавины и т.п. (см. выше). Кроме того, они локализованы в самом начале ранней древесины. Это позволяет предполагать, что они получены в результате давления льда на основание ствола, т.е. являются индикаторами наледи. Травматические смоляные ходы могут быть расположены (1) одновременно в ранней и поздней древесине одного годичного кольца одного дерева и (или) (2) только в поздней древесине, но в кольцах одного года у разных деревьев с одного участка зандра. В первом случае они являются индикаторами наледи, и появление ходов в поздней древесине указывает на их «миграцию» [Stoffel, Corona, 2014] в эту зону кольца. Во втором случае они являются индикаторами событий, прошедших во второй половине вегетационного сезона, т.е. паводков и т.п. Следует отметить,

что травмы и травматические смоляные ходы могут быть индикаторами и других событий, например пожаров, которые на изученных участках не обнаружены [Николаева и др., 2022].

Поскольку годичные кольца деревьев формируются в течение вегетационного сезона, то и их параметры (величина и структура колец) являются индикаторами внешних факторов обычно этого же сезона. Поэтому такие маркеры, как флюктуации древесины кольца, будут диагностировать изменения погоды в течение сезона роста, а начало существенных, резких и относительно продолжительных снижений прироста (по двум нормированным показателям) – паводки, повышенную водность реки. Выпавшие кольца являются неспецифическим откликом на любое достаточно сильное негативное воздействие. Они будут диагностировать события, вызванные разными природными факторами, т.е. могут служить только дополнительным маркером событий.

Дендроиндикация прошлых природных событий на флювиогляциальных отложениях. Климатические факторы являются общими для всей долины р. Актуру, а гляциогидрологические и криогенные – специфическими для зандра. Эти факторы могут воздействовать по отдельности и совместно, и отделить их влияние друг от друга не всегда возможно, что затрудняет идентификацию прошедших здесь природных событий. Следует учитывать и периодичность их воздействия: постоянное («каждый день и каждый год») у климатических и нерегулярное у гляциогидрологических и криогенных.

Отклик деревьев будет различным в зависимости от степени воздействия внешних факторов. Это проявляется в виде изменений ростовых (относительно слабый отклик) и морфологических (средний) параметров особей, а также гибели деревьев вплоть до исчезновения древостоя и растительного покрова (максимальный отклик). Соответственно, на зандре Актуру их отклик на климатические факторы будет относительно слабым, на гляциогидрологические и криогенные – от слабого до сильного. А наличие древесно-кустарниковой растительности, в первую очередь деревьев, будет диагностировать в целом существенное ослабление факторов неклиматической природы на его участках. По степени уменьшения влияния этих факторов на деревья изученные участки зандра распределились в следующий ряд: средняя часть (Тр–П) → конец выровненного участка (П–9) → верхняя часть (Тр–Ф) → начало выровненного участка (П–12). Последний участок по совокупности характеристик древостоя (время существования более 200 лет, структура, показатели роста деревьев), отсутствию прямых маркеров внешних событий (исключение – травма в 1954 г.) и по относительно невысокой степени влияния геоморфологических процессов можно отнести к относительно стабильным поверхностям.

Анализ встречаемости маркеров у деревьев с разных участков зандра (см. табл. 2) и расположения травм и травматических смоляных ходов в разных зонах кольца позволяет предположить, что в начале его выровненного участка (П–12) действуют преимущественно криогенные факторы, в его средней части (Тр–П) – преимущественно гляциогидрологические, в верхней части зандра и в конце его выровненного участка (Тр–Ф, П–9) – одновременно и криогенные, и гляциогидрологические.

Дендроиндикация прошлых событий на зандре Актуру проводилась с учетом: (1) вида маркера (травма, травматические смоляные ходы, два нормированных показателя снижения прироста) и локализации первых двух маркеров в кольце (зоны ранней или поздней древесины); (2) встречаемости каждого

маркера по годам; (3) территориального распределения деревьев с определенными маркерами по участкам зандра. Для подтверждения правильности идентификации событий и точности их датирования установленные по маркерам годы сопоставлялись с известными по другим источникам событиями и метеоданными. Событие считалось надежно датированным при наличии нескольких видов маркеров в один год и (или) при наличии хотя бы одного вида маркера у деревьев с разных участков зандра.

На флювиогляциальных отложениях зандра Актуру надежно датированы события следующих лет – 2008, 2004, 2000, 1999, 1998 (наледь), 1985, 1967, 1959 гг., менее надежно – 2011, 2009, 2007, 2002, 2001, 1998 (паводок), 1996, 1980, 1977, 1974, 1971–1969, 1957, 1954, 1950, 1933, 1922, 1905, 1903 гг.

В 2008 г. зафиксированы два достаточно крупных события: зимне-весенное (наледь) и летнее (ледниковый паводок) на всех участках зандра по большинству маркеров. Сам факт этих событий и их размеры подтверждаются литературными данными [Достовалова, Шитов, 2011; Паромов и др., 2018] и очевидцами (наледь на ручье).

В 2004 г. отмечены два события (паводок, наледь) по сильному отклику на двух участках (Тр–Ф, П–9) и слабому – в начале выровненного участка зандра (П–12). Анализ метеоданных показал, что повышенной водности реки и неоднократным паводкам способствовали ливневые дожди в июле (осадков выпало 178 % от среднемесячной величины). В то же время причиной образования наледей являлись не погодные условия зимне-весеннего периода, а Чуйское землетрясение осенью 2003 г. [Достовалова, Шитов, 2011].

В 2000, 1999, 1998 гг. формировались наледи, судя по высокой встречаемости маркеров в ранней древесине на трех участках зандра (Тр–Ф, П–12, Тр–П). В 2000 г. крупные наледи отмечались по всему Горному Алтаю [Достовалова, Шитов, 2011].

В 1985 г. наблюдалось резкое и существенное снижение прироста деревьев в конце выровненного участка зандра (П–9) в течение двух лет (см. рис. 4, б). Видимо, это связано с особенностями субстрата и расположения участка: наличие ручьев, затрудненный дренаж. Холодная и влажная погода в мае и июне 1985 г. привела к разливу ручьев, переувлажнению холодного субстрата и ухудшению его аэрации, что затруднило работу корневых систем деревьев и в конечном итоге отразилось на приросте.

В 1967 г. зафиксирован паводок в средней части зандра (Тр–П) по началу резкого, существенного и продолжительного (1967–1974 гг.) снижения прироста деревьев (см. рис. 2, 4, а). Этому периоду соответствует климатически обусловленное снижение

прироста деревьев на всех участках зандра и контроля (см. рис. 2). Такой длительно низкий прирост деревьев в средней части зандра, скорее всего, вызван неоднократными изменениями условий среды для их корневых систем, т.е. неоднократной аккумуляцией и эрозией материала во время паводков. На этот период приходятся ледниковые (1967, 1968, 1969 гг.) [Душкин, 1976] и дождевой (1969 г.) [Лупина и др., 1976] паводки. В 1974 г. прирост деревьев стал приближаться к таковому контрольной хронологии, т.е. его величина стала зависеть только от климата (см. рис. 4, а). В этот год стояла аномально сухая и жаркая погода в течение всего вегетационного сезона. Но деревья на флювиогляциальных отложениях не испытывали недостатка во влаге, так как в этот год наблюдалась повышенная водность реки из-за активного таяния ледника (208 см в.э. [Паромов и др., 2018]). Таким образом, низкие значения прироста деревьев в течение продолжительного времени (8 лет) привели к существенному ослаблению отклика деревьев на внешние факторы, что не позволило использовать изменения прироста для датирования паводков в известные (1968, 1969 гг.) и, возможно, в другие годы.

В 1959 г. зафиксирован паводок ближе к средней части зандра (П–9, Тр–П) по началу резкого, существенного и продолжительного (1959–1963 гг.) снижения прироста деревьев с минимумом в 1962 г. (см. рис. 2, 4, а, б). Этому периоду, также как и в предыдущем случае, соответствует климатически обусловленное снижение прироста деревьев (см. рис. 2). Паводок в 1959 г. подтверждается ливневыми дождями 6–8 июля, когда за три дня выпало 68 % (59,8 мм) от среднемесечного их количества. В 1962 г. были условия и для ледникового (133 см в.э. [Вершинин и др., 2014]) и для дождевого паводков (за один день июля выпало 32 % от среднемесечного количества осадков).

Менее уверенно диагностируются наледи в 2011, 2009, 2007, 2002, 2001, 1996, 1980, 1977, 1974, 1971–1969, 1961, 1954, 1950, 1947, 1932, 1905 гг. и паводки в 1998, 1977, 1971, 1957, 1933, 1922, 1903 гг. Невысокая надежность датирования вызвана как низкой встречаемостью маркеров на всех участках зандра, так и короткой длиной рядов прироста (небольшой возраст деревьев) на двух из них (Тр–Ф, П–9).

Такую невысокую надежность дендроиндикационного датирования прошлых событий можно повысить, используя дополнительные источники информации (метеоданные, реконструированные параметры среды). Например, отсутствие прямых маркеров и наличие косвенного маркера (травматический смоляной ход в поздней древесине) всего у двух деревьев в конце выровненного участка зандра (П–9)

указывает на возможность паводков в 1998 г. Их прохождение подтверждается существенным таянием ледника (193 см в.э. [Паромов и др., 2018]) и ливневыми дождями в отдельные дни июня и июля (всего осадков выпало 162 и 130% от среднемесечного количества соответственно).

Следует отметить, что некоторые годы с крупными природными событиями, отмеченными в литературе или очевидцами, методами дендроиндикации не подтверждены, т.к. маркеры отмечались единично либо отсутствовали совсем. Это – паводки в 1978 г. из-за прорыва ледникового озера [Нарожный, 2001] и в 1974, 1998 гг. из-за активного таяния ледника [Паромов и др., 2018], наледи в 1968 [Душкин, Мерзляков, 1976], 2003 (очевидцы) и 2006 гг. [Достовалова, Шитов, 2011].

Причины невозможности подтвердить эти события методами дендроиндикации могут быть следующими. (1) Отсутствие деревьев-индикаторов на участках, где наблюдалось событие, например, на открытых участках галечника, где гляциогидрологические и криогенные факторы проявлялись в наибольшей степени. (2) Отсутствие или единичная представленность маркеров как реакции деревьев наледи. Следовательно, под пологом леса наледи отсутствовали или были маломощными даже в годы с крупными событиями. (3) Повышенная водность реки и паводки на изученных участках зандра, по-видимому, в большинстве случаев не оказывали заметного прямого влияния на деревья, так как снижение прироста было незначительным. Косвенное воздействие в виде механического травмирования ствола материалом, переносимым водными потоками, также было сведено к минимуму, так как мелкий материал не повреждал деревья, а более крупный не достигал их. Хотя опосредованное воздействие на прирост деревьев через аккумуляцию и эрозию материала около корневых систем сохранялось. (4) При прохождении паводков в течение нескольких лет подряд, такой маркер, как резкое и (или) существенное снижение прироста, фиксировал только первый год этого периода. При сохранении в течение продолжительного времени низких значений прироста паводки последующих лет не будут датироваться из-за отсутствия или очень слабого отклика деревьев. Но этот маркер будет свидетельствовать об активизации процессов на флювиогляциальных отложениях. (5) Потеря части дендроиндикационной информации на этапе отбора древесных образцов из-за различий в отклике разных частей ствола дерева на событие, т.е. в зависимости от осевого и тангенциального расстояния от места воздействия.

Таким образом, влияние гляциогидрологических и криогенных факторов на исследованные деревья,

произрастающие в основном в краевых зонах зандра Актуру, значительно ослабевает по сравнению с его центральными зонами. Наледи приводят к травмированию ствола (следы от них локализованы в начале ранней древесины) и к изменению структуры кольца (образование тангенциальных рядов травматических смоляных ходов в ранней древесине). По материалам наших исследований, наледи не влияют на величину прироста стволов деревьев. Паводки и повышенная водность реки влияют на деревья в основном косвенно через процессы эрозии и аккумуляции материала на поверхности зандра, что, в конечном счете, приводит к существенному и резкому снижению прироста их стволов. Прямое ударное воздействие перемещаемого водой материала на деревья и длительное их затопление на зандре нами не обнаружены, хотя образование травматических смоляных ходов в поздней древесине косвенно указывает на вероятность такого воздействия. Точность датирования прошлых природных событий по отдельным маркерам составляла 1 год по травмам, 1–5 лет по травматическим смоляным ходам, 1–2 года при изменении одного нормированного показателя прироста, 1 год – при одновременном изменении двух показателей. В отдельных случаях точность повышалась до сезона для первых двух маркеров.

Заключение

На флювиогляциальных отложениях долинного зандра Актуру (Горный Алтай) совместно действуют климатические, гляциогидрологические, криогенные факторы. Наличие отклика деревьев на эти факторы позволило провести дендроиндикацию следующих природных событий прошлого: холодные вегетационные сезоны, заморозки, паводки, наледи. Использование совокупности дендроиндикационных методов позволило надежно датировать часть этих событий с точностью до года или сезона, а анализ вида и встречаемости маркеров на соответствующих участках зандра – идентифицировать их.

Контрольная хронология индексов прироста деревьев, растущих за пределами воздействия экзоген-

ных гравитационных, гляциогидрологических и криогенных процессов, фиксирует годы с пониженными температурами вегетационного сезона (холодное лето). На флювиогляциальных отложениях флуктуации древесины фиксируют экстремальные климатические события (заморозки), в остальных случаях дендроиндикационные маркеры диагностируют в основном события, вызванные факторами неклиматической природы (гляцио-гидрологические и криогенные). Начало резких и (или) существенных изменений прироста деревьев, выявляемое по хронологии двух нормированных показателей, маркируют годы с паводками, травмы и травматические смоляные ходы в ранней древесине – с наледями, они же в поздней древесине – с паводками. Выпавшие кольца наблюдались при любых негативных для деревьев событиях и использовались только вместе с другими маркерами.

На флювиогляциальных отложениях зандра Актуру во второй половине XX – начале XXI вв. надежно датированы наледи в 2008, 2004, 2000–1998 гг., паводки в 2008, 2004, 1967, 1959 гг. и переувлажнение холодного субстрата в 1985 г. Менее надежно датированы наледи в 2011, 2009, 2007, 2002, 2001, 1996, 1980, 1977, 1974, 1971–1969, 1961, 1954, 1950, 1947, 1932, 1905 гг. и паводки в 1998, 1977, 1971, 1957, 1933, 1922, 1903 гг. Часть крупных событий, выявленных методами дендроиндикации, подтверждалась другими источниками информации и измеренными/реконструированными параметрами среды. Другая часть крупных событий, известных по литературным источникам, не подтверждена методами дендроиндикации. Последнее вызвано естественными причинами – отсутствием на определенном участке зандра деревьев, а при их наличии – различиями в величине отклика разных частей дерева.

Полученные с помощью дендроиндикационных методов хронологии природных событий будут полезны для оценки активности гляциогидрологических, криогенных и других геоморфологических процессов в прошлом на малоизученных в этом плане территориях и их прогноза.

Список источников

- Бабушкина Е.А., Кнорре А.А., Ваганов Е.А., Брюханова М.В.** Трансформация климатического отклика в радиальном приросте деревьев в зависимости от топоэкологических условий их произрастания // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 159–166.
- Баринов В.В., Мыглан В.С., Назаров А.Н., Ваганов Е.А., Агатова А.Р., Непоп Р.К.** Экстремальные климатические события в Республике Алтай по дендрохронологическим данным // Известия РАН. Серия биологическая. 2016. № 2. С. 188–198.
- Васильев В.В., Гонохова В.М.** Экстремальный паводок горноледниковой реки Актуру летом 1974 г. // Гляциология Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1978. Вып.13. С. 124–130.
- Вершинин Д.А., Уйманова В.А., Овсянников С.А.** Сток взвешенных наносов р. Актуру и особенности его режима за последние 50 лет // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 381. С. 226–231.
- Достовалова М.С., Шитов А.В.** Влияние метеорологических характеристик и геодинамической активности на режим образования гидрогенных наледей // Геориск. 2011. № 4. С. 36–43.

- Душкин М.А.** Летние прорывы ледниковых вод в долинах Северо-Чуйского хребта // Гляциология Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1976. Вып. 10. С. 90–93.
- Душкин М.А., Мерзляков И.М.** Наледи в верховьях долин Северо-Чуйского хребта в Центральном Алтае // Гляциология Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1976. Вып. 9. С. 35–41.
- Кузнецов А.С., Поздняков А.В.** Динамика развития геоморфосистем как бинарных структур, функционирующих с насыщением (на примере горноледникового бассейна Актуру) // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 2. С. 1–8.
- Лупина Н.Х., Олейник И.Я., Тронова Л.Б., Шантыкова Л.Н.** Особенности гляциогидрометеорологического режима горноледникового бассейна Актуру в летнем сезоне 1969 года // Гляциология Алтая. Томск : Изд-во ТГУ, 1976. Вып. 10. С. 68–77.
- Нарожный Ю.К.** Формирование и режим наледей в горно-ледниковых долинах Центрального Алтая // Вопросы географии Сибири. Томск : Изд-во ТГУ, 1997. Вып. 22. С. 129–137.
- Нарожный Ю.К.** Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актуру (Алтай) за последние полтора столетия // Материалы гляциологических исследований. М., 2001. Вып. 90. С. 117–126.
- Николаев А.Н.** Дендрохронологические исследования наледей в Центральной Якутии // Лед и снег. 2010. № 1 (109). С. 93–102.
- Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С., Тимошок Е.Е.** Дендроиндикация прошлых пожаров в верховьях р. Актуру (Горный Алтай) // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2022. Т. 15, № 2. С. 221–243.
- Николаева С.А., Савчук Д.А.** Оценка методов дендроиндикации при датировании экзогенных гравитационных процессов прошлого в верховьях р. Актуру (Горный Алтай) // Известия РАН. Серия географическая. 2021. Т. 85, № 3. С. 392–404.
- Овчинников Д.В.** Аномально холодные летние сезоны на Алтае в XIX–XX вв. // Вестник Красноярского государственного педагогического университета. 2011. № 2. С. 324–327.
- Овчинников Д.В.** Реконструкция баланса ледника Малый Актуру (Алтай) по данным денситометрии годичных колец // Известия Русского географического общества. 2004. Т. 136, вып. 1. С. 37–45.
- Паромов В.В., Нарожный Ю.К., Шантыкова Л.Н.** Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актуру (Центральный Алтай) // Лед и снег. 2018. Т. 58, № 2. С. 171–182.
- Поморцев О.А., Трофимцев Ю.И., Ефремов В.С., Поморцева А.А.** Регрессионные модели динамики наледей на основе данных дендроиндикации // Вестник Северо-Восточного федерального университета. 2017. № 3 (59). С. 58–70.
- Робертус Ю.В., Достовалова М.С., Любимов Р.В.** Особенности прохождения аномального паводка 2014 г. на территории Республики Алтай // Природные ресурсы Горного Алтая. Геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы. Горно-Алтайск : Изд-во ГАГУ, 2015. № 3. С. 57–62.
- Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М.** Методы дендрохронологии. Ч. 1. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Красноярск : Изд-во КрасГУ, 2000. 80 с.
- Ballesteros-Canovas J.A., Stoffel M., St George S., Hirschboeck K.** A review of flood records from tree rings // Progress in Physical Geography. 2015. V. 39, No. 6. P. 794–816.
- Davydov V.V., Timoshok E.E.** Forming of soils on young moraines in the basin of the Aktru Glacier (Central Altai, North-Chuya Ridge) // Contemporary Problems of Ecology. 2010. V. 3, No. 3. P. 356–362.
- Hedding D.W., Erofeev A.A., Hansen C.D., Khon A.V., Abbasov Z.R.** Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment // Journal of Mountain Science. 2020. V. 14, No. 4. P. 824–837.
- Holmes R.L.** Program CRONOL // International tree-ring data bank program library user's manual / Ed. by H.D. Grissino-Mayer, R.L. Holmes, H.C. Fritts. Tuscon: Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, 1992. P. 56–57.
- Hupp C.R., Dufour S., Bornette G.** Vegetation as a tool in the interpretation of fluvial geomorphic processes and landforms // Tools in Fluvial Geomorphology / eds by G.M. Kondolf, H. Piegay. 2nd ed. Chichester, Hoboken : Wiley, 2016. P. 210–233.
- Kogelnig-Mayer B., Stoffel M., Schneuwly-Bollscheiler M., Hübl J., Rudolf-Miklau F.** Possibilities and limitation of dendrogeomorphic time-series reconstruction on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2011. V. 43, No. 4. P. 649–658.
- Mekko D.M., Panyushkina I.P., Agafonov L.I., Edwards J.A.** Impact of high flows of an Arctic river on ring widths of floodplain trees // The Holocene. 2020. V. 30, No. 6. P. 789–798.
- Schneuwly D.M., Stoffel M., Bollscheiler M.** Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin dusts in *Larix decidua* and *Picea abies* fullowing rockfall impacts // Tree Physiology. 2009a. V. 29, No. 2. P. 281–289.
- Schneuwly D.M., Stoffel M., Dorren L.K.A., Berger F.** Three-dimensional analysis of the anatomical growth response of European conifers to mechanical disturbance // Tree Physiology. 2009b. V. 29, No. 10. P. 1247–1257.
- Stoffel M., Corona C.** Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees // Tree-Ring Research. 2014. V. 70, No. 1. P. 3–20.
- Stoffel M., Hitz O.M.** Rockfall and snow avalanche impacts leave different anatomical signatures in tree rings of juvenile *larix decidua* // Tree Physiology. 2008. V. 28, No. 11. P. 1713–1720.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu.** Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // IOP conf. series: Earth and environmental science. 2016. V. 48. P. 1–9.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Raiskaia Yu.G.** Colonization of the young glaciofluvial deposits at the period of the modern climate warming in the North-Chuya glaciation center // IOP conf. series: Earth and environmental science. 2020. V. 548. P. 1–6.
- Tumajer J., Tremel V.** Meta-analysis of dendrochronological dating of mass movements // Geochronometria. 2013. V. 40 (1). P. 59–76.

References

Babushkina E.A., Knorre A.A., Vaganov E.A., Bryukhanova M.V. *Transformatsiya klimaticheskogo otklika v radial'nom priroste derev'ev v zavisimosti ot topoekologicheskikh usloviy ih proizrastaniya* [Transformation of climatic response in radial increment of trees

depending on topoeological conditions of their occurrence] // Geography and Natural Resources. 2011. V. 11. No. 1. pp. 159–166. In Russian

Barinov V.V., Myglan V.S., Nazarov A.N., Vaganov E.A., Agatova A.R., Nepop R.K. Extreme climatic events in the Altai Republic according to dendrochronological data // Biology Bulletin. 2016. V. 43. No. 2. pp. 188–198. In Russian

Vasil'ev V.V., Gonokhova V.M. *Ekstremal'nyy pavodok gornolednikovoy reki Aktru letom 1974 g.* [Extreme flood of the Aktru mountain glacier river in the summer of 1974] // Glaciology of Altai. Tomsk, TSU Publ., 1978. Iss. 13. pp. 124–130. In Russian

Vershinin D.A., Uimanova V.A., Ovsyannikov S.A. *Stok vzveshennykh nanosov r. Aktru i osobennosti ego rezhima za poslednie 50 let* [Suspended load in the Aktru river and peculiarities of its regime over the last 50 years] // Tomsk State University Journal. 2014. No. 381. pp. 226–231. In Russian

Dostovalova M.S., Shitov A.V. Vliyanie meteorologicheskikh kharakteristik i geodinamicheskoy aktivnosti na rezhim obrazovaniya gidrogennykh naledey [On influence of meteorological characteristics and geodynamic activation on the regime on forming hydroogenous ice crust in Gorny Altai] // Georisk. 2011. No. 4. pp. 36–43. In Russian

Dushkin M.A. *Letnie proryvy lednikovykh vod v dolinakh Severo-Chuyskogo khrepta* [Summer effusions of glacial waters in the valleys of the Severo-Chuisky Range] // Glaciology of Altai. Tomsk, TSU Publ., 1976. Iss. 10. pp. 90–93. In Russian

Dushkin M.A., Merzlyakov I.M. *Naledi v verkhov'yakh dolin Severo-Chuyskogo khrepta v Tsentral'nom Altay* [Icings in the upper valleys of the Severo-Chuisky Range in the Central Altai] // Glaciology of Altai. Tomsk, TSU Publ., 1976. Iss. 9. pp. 35–41. In Russian

Kuznetsov A.S., Pozdnyakov A.V. *Dinamika razvitiya geomorfosistem kak binarnykh struktur, funktsioniruyushchikh s nasyshcheniem (na primere gornolednikovogo basseyna Aktru)* [The dynamics of geomorphosystems development as binary structures, operative with saturation (on an example of mountain glacier basin of the Aktru River)] // Modern Problems of Science and Education. 2012. No. 2. pp. 1–8. In Russian

Lupina N.Kh., Oleynik I.Ya., Tronova L.B., Shantykova L.N. *Osobennosti glyatsiogidrometeorologicheskogo rezhima gorno-lednikovogo basseyna Aktru v letinem sezone 1969 goda* [Features of glaciohydrometeorological regime of the Aktru mountain glacier basin in the summer season of 1969] // Glaciology of Altai. Tomsk, TSU Publ., 1976. Iss. 10. pp. 90–93. In Russian

Narozhnyi Yu.K. *Formirovanie i rezhim naledey v gorno-lednikovykh dolinakh Tsentral'nogo Altaya* [Forming and regime of icings in mountain glacier valleys of the Central Altai] // Problems of the Geography of Siberia. Tomsk, TSU Publ., 1997. Iss. 22. pp. 129–137. In Russian

Narozhnyi Yu.K. *Resursnaya otsenka i tendentsii izmeneniya lednikov v basseyne Aktru (Altai) za poslednie poltora stolietiya* [Resource assessment and trends in glaciers in the Aktru basin (the Altai Mountains) over the past century and a half] // Data of Glaciological Studies. Moscow, 2001. Publ. 90. pp. 117–126. In Russian

Nikolaev A.N. *Dendrokronologicheskie issledovaniya naledey v Tsentral'noy Yakutii* [Dendrochronological studies of icings in Central Yakutiya] // Ice and Snow. 2010. No. 1 (109). pp. 93–102. In Russian

Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Kuznetsov A.S., Timoshok E.E. *Dendroindikatsiya proshlykh pozharov v verhov'yah r. Aktru (Gorny Altai)* [Dendroindication of past fires in the Aktru headwater (the Altai Mountains)] // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2022. V. 15. No. 2. pp. 221–243. In Russian

Nikolaeva S.A., Savchuk D.A. *Otsenka metodov dendroindikatsii pri datirovaniyu ekzogenykh gravitatsionnykh protsessov proshloga v verhov'yah r. Aktru (Gorny Altai)* [Assessment of dendrogeomorphological dating methods of past geomorphic processes in the Aktru headwater (the Russian Altai Mountains)] // Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. 2021. V. 85. No. 3. pp. 392–404. In Russian

Ovchinnikov D.V. *Rekonstruktsiya balansa lednika Malyi Aktru (Altai) po dannym densitometrii godichnyh kolets* [Reconstruction of balance of the Maly Aktru glacier by tree ring densitometry] // Izvestia Russkogo Geograficheskogo Obschestva. 2004. V. 136. No. 1. pp. 37–45. In Russian

Ovchinnikov D.V. *Anomal'noe kholodnye letnie sezony na Altay v XIX–XX vv.* [Extreme cold summer seasons in the Altai Mountains over 19–20 centuries] // Bulletin of Krasnoyarsk State Pedagogical University. 2011. No. 2. pp. 324–327. In Russian

Paromov V.V., Narozhnyi Yu.K., Shantykova L.N. Paromov V.V., Narozhny Yu.K., Shantykova L.N. *Otsenka sovremennoy dinamiki i prognoz glyatsiologicheskikh kharakteristik lednika Maly Aktru (Tsentral'nyy Altay)* [Estimation of current dynamics and forecast of glaciological characteristics of the Maly Aktru glacier (the Central Altai)] // Ice and Snow. 2018. V. 58. No. 2. pp. 171–182. In Russian

Pomortsev O.A., Trofimtsev Y.I., Efremov V.S., Pomortseva A.A. *Regressionnye modeli dinamiki naledey na osnove dannykh dendroindikatsii* [Regression models of ice massif dynamics on the basis of dendrochronological data] // Vestnik of North-Eastern Federal University. 2017. No. 3 (59). pp. 58–70. In Russian

Robertus Yu.V., Dostovalova M.S., Lyubimov R.V. *Osobennosti prokhozhdeniya anomal'nogo pavodka 2014 g. na territorii respubliki Altay* [Features of the anomalous flood of 2014 in Altai Republic] // Natural resources of Gorny Altai. Geology, geophysics, hydrogeology, geoecology, mineral and water resources. Gorno-Altaisk, GASU Publ., 2015. No. 3. pp. 57–62. In Russian

Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Kirdyanov A.V., Kruglov V.B., Mazepa V.S., Naurzbaev M.M., Khantemirov R.M. *Metody dendrokronologii. Ch. 1. Osnovy dendrokronologii. Sbor i poluchenie drevesno-kol'tsevoy informatsii* [Methods of dendrochronology. Part 1. Basis of dendrochronology. Collection and determination of tree ring information]. Krasnoyarsk: ITS KrasGU, 2000. 80 p. In Russian

Ballesteros-Canovas J.A., Stoffel M., St George S., Hirschboeck K. A review of flood records from tree rings // Progress in Physical Geography. 2015. V. 39. No. 6. pp. 794–816.

Davydov V.V., Timoshok E.E. Forming of soils on young moraines in the basin of the Aktru Glacier (Central Altai, North-Chuya Ridge) // Contemporary Problems of Ecology. 2010. V. 3. No. 3. pp. 356–362.

Hedding D.W., Erofeev A.A., Hansen C.D., Khon A.V., Abbasov Z.R. Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment // Journal of Mountain Science. 2020. V. 14. No. 4. pp. 824–837.

Holmes R.L. Program CRONOL // International tree-ring data bank program library user's manual. Ed. by H.D. Grissino-Mayer, R.L. Holmes, H.C. Fritts. Tuscon: Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, 1992. pp. 56–57.

- Hupp C.R., Dufour S., Bornette G. Vegetation as a tool in the interpretation of fluvial geomorphic processes and landforms // Tools in Fluvial Geomorphology. Eds Kondolf G.M., Piegay H. 2nd ed. Chichester, Hoboken: Wiley, 2016. pp. 210–233.
- Kogelnig-Mayer B., Stoffel M., Schneuwly-Bollschweiler M., Hübl J., Rudolf-Miklau F. Possibilities and limitation of dendrogeomorphic time-series reconstruction on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2011. V. 43. No. 4. pp. 649–658.
- Mekko D.M., Panyushkina I.P., Agafonov L.I., Edwards J.A. Impact of high flows of an Arctic river on ring widths of floodplain trees // The Holocene. 2020. V. 30. No. 6. pp. 789–798.
- Schneuwly D.M., Stoffel M., Bollschweiler M. Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin dusts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts // Tree Physiology. 2009a. V. 29. No 2. pp. 281–289.
- Schneuwly D.M., Stoffel M., Dorren L.K.A., Berger F. Three-dimensional analysis of the anatomical growth response of European conifers to mechanical disturbance // Tree Physiology. 2009b. V. 29. No 10. pp. 1247–1257.
- Stoffel M., Corona C. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees // Tree-Ring Research. 2014. V. 70. No. 1. pp. 3–20.
- Stoffel M., Hitz O.M. Rockfall and snow avalanche impacts leave different anatomical signatures in tree rings of juvenile *Larix decidua* // Tree Physiology. 2008. V. 28. No. 11. pp. 1713–1720.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A., Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu. Monitoring of high altitudinal terrestrial ecosystems in the Altai Mountains // IOP conf. series: Earth and environmental science. 2016. V. 48. pp. 1–9.
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Raiskaia Yu.G. Colonization of the young glaciofluvial deposits at the period of the modern climate warming in the North-Chuya glaciation center // IOP conf. series: Earth and environmental science. 2020. V. 548. pp. 1–6.
- Tumajer J., Treml V. Meta-analysis of dendrochronological dating of mass movements // Geochronometria. 2013. V. 40(1). pp. 59–76.

Информация об авторах:

Савчук Д.А., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория динамики и устойчивости экосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: savchuk@imces.ru

Николаева С.А., кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория динамики и устойчивости экосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: sanikol1@rambler.ru

Кузнецов А.С., кандидат географических наук, научный сотрудник, лаборатория самоорганизации геосистем, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

E-mail: kas.sgs@mail.ru

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

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Savchuk Dmitry A., Cand. Sci. (Biology), Senior Research Scientist, Laboratory of Ecosystems Dynamics and Stability, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: savchuk@imces.ru

Nikolaeva Svetlana A., Cand. Sci. (Biology), Senior Research Scientist, Laboratory of Ecosystems Dynamics and Stability, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: sanikol1@rambler.ru

Kuznetsov Aleksandr S., Cand. Sci. (Geography), Research Scientist, Laboratory of Self-Organization of Geosystems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia.

E-mail: kas.sgs@mail.ru

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

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 16.04.2021; одобрена после рецензирования 19.10.2022; принятая к публикации 20.06.2023

The article was submitted 16.04.2021; approved after reviewing 19.10.2022; accepted for publication 20.06.2023

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2023. № 2

Редактор Ю.П. Готфрид

Оригинал-макет А.И. Лелоюр

Редактор-переводчик С.И. Гертнер

Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 30.06.2023 г. Формат 60x84^{1/8}.

Гарнитура Times. Печ. л. 21,5; усл. печ. л. 19,9.

Тираж 50 экз. Заказ № 5502. Цена свободная.

Дата выхода в свет 20.07.2023 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательства Томского государственного университета

634050, г. Томск, Ленина, 36

Тел. 8(382-2)-52-98-49; 8(382-2)-52-96-75

Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru