МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2025

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

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

Подписной индекс в объединённом каталоге «Пресса России» 94288

Томский государственный университет 2025

(16+)

Nº 1

ISSN 2542-1379 ISSN (online) 2541-9943

Учредитель – Томский государственный университет

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия 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: gsr_tsu@mail.ru

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

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

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

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор, Томский государственный университет, Томск, Россия

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

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

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

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

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, Томский политехнический университет, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Сибирский федеральный университет, 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, Институт географии РАН, Москва, Россия

Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

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

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор, Томский государственный университет, Томск, Россия

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

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

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

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

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, 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, Карлтонский университет, Оттава, Канада

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

© Томский государственный университет, 2025

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: **Izokh A.E.**, Professor, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia *Deputy Editor-in-Chief*: **Andrey V. Shpansky**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: gsr_tsu@mail.ru

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

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

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

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

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

Kruk N.N., Corresponding Member of RAS, Director, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia **Parnachov V.P.**, Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

Ernst A.A., Professor 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, Tomsk State University, Tomsk, Russia; Grinev O.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Tomsk State University, Tomsk, Russia; Kvasnikova Z.N., Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Krasnova T.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Kuzhevskaya I.V., Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Leshchinskiy S.V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; Lychagin D.V., Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; Podobina V.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; Romashova T.V., Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Sevast'yanov V.V., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia; Tat'yanin G.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; Tishin P.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Закирьянов И.Г., Сенников Н.В. Таксономический состав известковых водорослей и микрофации	
верхнеордовикских образований северо-востока Горного Алтая	6
Подобина В.М. Стратиграфический потенциал атаксофрагмиид (фораминиферы)	
для меловых отложений Западной Сибири	20

ПЕТРОЛОГИЯ

Егорова В.В., Шелепаев Р.А., Изох А.Э. Генезис граната и клинопироксена мегакристовой ассоциации	
щелочных базальтов Центральной и Юго-Восточной Азии	32
Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Петрусёва В.С., Карманов Н.С. Условия формирования офиолитов Улорского ультрабазитового массива (Южная Тува)	51

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Иванов Д.В., Иванов В.В., Толстов А.В. Новое кимберлитовое тело в Алакит-Мархинском поле –	
трубка имени Морозовых	73
Кислов Е.В. Минеральный состав аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения, Средне-Витимская горная страна: залежь № 1 участка Прозрачный	79
Хертек Ч.М., Сазонов А.М. Аутигенное золото россыпей Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района, Западный Саян	95

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОГРАФИЯ

Маликова Е.Л., Маликов Д.Г. Адаптация и использование «метода Фрайбергера»	
для оценки потенциала дрейфа песка (на примере Надымского Приобья)	109
Сазонов А.А., Киндеев А.Л., Князев И.С. Цифровое почвенное картографирование по данным	
воздушного лазерного сканирования	124

ГИДРОЛОГИЯ

Измайлова А.В., Корнеенкова Н.Ю. Озерный фонд Европы	136
Ларина Н.С., Ларин С.И., Белоусова Ю.О., Шуплецова П.А., Устинова Е.В. Эколого-геохимическая	
оценка состояния малых рек лесостепного Приишимья (на примере реки Китерня)	152

ИСТОРИЯ НАУКИ

Ревердатто В.В., Лиханов И.И. Заметки по истории геологического осв	воения Сибири	171
---	---------------	-----

CONTENTS

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Zakiryanov I.G., Sennikov N.V. Taxonomic composition of calcareous algae and microfacies	
of the Upper Ordovician formations of the northeastern Gorny Altai	6
Podobina V.M. Stratigraphic potential of Ataxophragmiida (Foraminifera) for Cretaceous sediments	
of Western Siberia	20

PETROLOGY

Egorova V.V., Shelepaev R.A., Izokh A.E. Genesis of garnet and clinopyroxene megacrysts	
from alkaline basalts of the central and southeastern Asia	32
Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Chernyshov A.I., Petruseva V.S., Karmanov N.S. Conditions of the Ulor massif ophiolites formation (South Tuya)	51

GEOLOGY OF DEPOSITS

Ivanov D.V., Ivanov V.V., Tolstov A.V. A new kimberlite body in the Alakit-Markhinsky field – Morozov tube	73
Kislov E.V. Mineral composition and genesis of dolomite type nephrite, Kavokta deposit, Middle Vitim mountain country: vein 1 of site Prozrachny	79
Khertek Ch.M., Sazonov A.M. Authigenic gold from placers of the Amylo-Sistigkhem ore and placer district, Western Sayan	95

GEOMORPHOLOGY, GEOGRAPHY

Malikova E.L., Malikov D.G. Adaptation and use of the "Fryberger method" for sand drift potential assessment	
(on the example of the Nadym Ob Area)	109
Sazonov A.A., Kindeev A.L., Knyazev I.S. Digital soil mapping using air laser scanning data	124

HYDROLOGY

Izmailova A.V., Korneenkova N.Yu. European Lake Resources	136
Larina N.S., Larin S.I., Belousova Yu.O., Shupletsova P.A., Ustinova E.V. Ecological and geochemical	
assessment of the forest-steppe Priishimye small rivers state (the example of the Kiternya River)	152

HISTORY OF SCIENCE

Reverdatto V.V	., Likhanov I.	I. Notes on the	history of	geological	exploration of	f Siberia		171	L
----------------	----------------	-----------------	------------	------------	----------------	-----------	--	-----	---

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Научная статья УДК 551.733.1:552.5:561.263:561.273 doi: 10.17223/25421379/34/1

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕСТКОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ И МИКРОФАЦИИ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ



Илья Газинурович Закирьянов^{1, 2}, Николай Валерианович Сенников³

^{1,3} Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^{1, 2} ZakiryanovIG@gmail.com

³ SennikovNV@ipgg.sbras.ru

Аннотация. Выходы ордовика на Горном Алтае имеют значительное распространение. Состав и генезис пород этого возраста также изменяются в широких пределах: известны как терригенные толщи (от аргиллита от конгломератов), так и карбонатные (известняки, доломиты и переходные разности) пачки. Исследуемые в настоящей работе породы смешанного терригенно-карбонатного состава содержат остатки известковых водорослей. Их, в свою очередь, можно использовать для палеогеографических реконструкций. В данной работе впервые зафиксированы известковые водоросли родов *Girvanella* Nicholson et Etheridge, 1878, *Vermiporella* Stolley, 1893, *Contexta* Gnilovskaja, 1972 и *Solenopora* Dybowsky, 1878. Показана возможность их практического применения при реконструкции обстановок осадконакопления.

Ключевые слова: известковые водоросли, карбонатные породы, верхний ордовик, Горный Алтай, методика

Благодарности: авторы выражают признательность О.Т. Обут, Р.А. Хабибулиной, Д.А. Токареву и Т.А. Щербаненко за помощь при полевых исследованиях, В.А. Лучининой – за консультации в области палеоальгологии, рецензенту – за ценные замечания.

Источник финансирования: работа выполнена в рамках госзаданий РАН по фундаментальным научным исследованиям (проекты FWZZ-2022-0003, FWZZ-2022-0007, № госрегистрации 123011800013-6).

Для цитирования: Закирьянов И.Г., Сенников Н.В. Таксономический состав известковых водорослей и микрофации верхнеордовикских образований северо-востока Горного Алтая // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 6–19. doi: 10.17223/25421379/34/1

Original article doi: 10.17223/25421379/34/1

TAXONOMIC COMPOSITION OF CALCAREOUS ALGAE AND MICROFACIES OF THE UPPER ORDOVICIAN FORMATIONS OF THE NORTH-EASTERN GORNY ALTAI

Ilya G. Zakiryanov^{1, 2}, Nikolay V. Sennikov³

^{1,3} Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia

² A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg, Russia

^{1, 2} ZakiryanovIG@gmail.com

³ SennikovNV@ipgg.sbras.ru

Abstract. The territory of the Gorny Altai includes a wide range of bedrock formations from the Ordovician period. The composition and origin of these rocks also varies widely, with both terrigenous layers (from argillite to conglomerate) and carbonate beds (limestone, dolomite and transitional forms) being known. For example, reef-forming bodies are exposed in the western and northwestern parts of the Gorny Altai, while normal-laminated limestone is recorded in large numbers in the northeastern part of the Gorny Altai. The Ordovician of the Gorny Altai has been studied for a long time, but there is very little information about calcareous algae in the literature. However, during field work, rock material was collected from several sections of the northeastern Gorny Altai ("Biya", "Lebed'", and "Bura"). Petrographic thin sections were made from this material. Their study showed a high content of calcareous algal remains in these outcrops. The detected remains were identified as *Girvanella* Nicholson et Etheridge, 1878, *Vermiporella* Stolley, 1893, *Contexta* Gnilovskaja, 1972 and *Solenopora* Dybowsky, 1878. In addition to these calcareous

algal remains, invertebrate bioclasts such as trilobites, ostracods, corals, bryozoans, shell brachiopods, gastropods and echinoderm fragments were found in the studied strata. In addition to identifying calcareous algae, carbonate rock structures (as classified by R. Dunham with additions) and carbonate microfacies have been identified. It has been determined that microfacies of polybioclastic wackestones to packstones, algal-peloid packstones, polybioclastic-oolitic packstones to grainstones, trilobite-algal wackestones to packstones, and recrystallized silty limestones may be present in these sections. Good and average preservation of calcareous algae finds allowed us to perform their brief paleontological description and to establish that some Gorny Altai species are closely related to the apparent remains described in the Ordovician of China, East Kazakhstan, Norway, Scotland and other localities. Thus, the remains of the genus *Solenopora* were identified as *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski, *Vermiporella* was identified as *Vermiporella* aff. *diffluens* Gnilovskaja, and the preserved calcareous covers of *Girvanella* were identified as *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878. Upper Ordovician sedimentation is assumed to have occurred near the source of organogenic remains. However, it is possible that the source of clastic material was located distant from the deposition basin. At the same time, there is evidence that the energy of transport agents may have increased, leading to the formation of clastic packs. A model for the possible formation of these strata is proposed.

Keywords: calcareous algae, carbonate rocks, Upper Ordovician, Gorny Altai, methodology

Acknowledgments: the authors are grateful to O.T. Obut, R.A. Khabibulina, D.A. Tokarev and T.A. Scherbanenko for advices and assistance in collecting samples in the field, to V.A. Luchinina for paleoalgological consultations and to the reviewer for valuable comments.

Source of financing: The investigations were done with support of the Russian Academy of Sciences on Fundamental Scientific Research (project FWZZ-2022-0003, FWZZ-2022-0007, State Registration Number 123011800013-6).

For citation: Zakiryanov I.G., Sennikov N.V. (2025) Taxonomic composition of calcareous algae and microfacies of the Upper Ordovician formations of the northeastern Gorny Altai. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 6–19. (In Russian) doi: 10.17223/25421379/34/1

Введение

На территории Горного Алтая представлено большое количество выходов коренных пород ордовикского возраста. Эти породы формируют полигенетические геологические тела: так, рифогенные формы обнажены на западе и северо-западе Горного Алтая. Согласно региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений [Сенников и др., 2018а], это Ануйско-Чуйская и Чарышско-Инская структурнофациальные зоны (СФЗ). Нормально-слоистые известняки зафиксированы на северо-востоке Горного Алтая – в Уйменско-Лебедской СФЗ.

Несмотря на то, что ордовик Горного Алтая упоминался с 30-х гг. ХХ в. [Никонов, 1931], за всё время изучения крайне незначительное внимание уделялось известковым водорослям. Так, имеются лишь отдельные упоминания находок без их описания, например [Ермиков и др., 1979]. Также в литературе встречаются упоминания водорослевых «закатышей» без деталей их строения и состава [Сенников и др., 2018б]. Цель настоящей статьи – определить состав комплекса известковых водорослей в карбонатных образованиях верхнего ордовика нерифогенного генезиса и проверить возможность использования полученных данных при реконструкции обстановок осадконакопления.

Объект и методика исследований

В рамках полевых работ 2023 г. был собран каменный материал с известковыми водорослями из разрезов Уйменско-Лебедской СФЗ – разрез «Бия», «Лебедь» и «Бура», которые находятся на расстоянии 80, 96 и 100 км соответственно восточнее г. Горно-Алтайск (рис. 1, 3). Для изучения органогенных остатков в продольном, поперечном и косом сечений из образцов были сделаны шлифы в трёх плоскостях.

Микрофациальный анализ карбонатов был основан на изучении состава известняков в шлифах согласно [Flügel, 2010]. Структуры известняков определялись на основе классификации Р. Данхэма [Dunham, 1962] с дополнениями А. Эмбри и Дж. Клована [Embry, Klovan, 1971], В. Райта [Wright, 1992], включая замечания С. Локье и М. Юнайби [Lokier, Junaibi, 2016].

Под термином «известковые водоросли» авторами понимаются остатки цианобактерий и водорослей (зелёных, красных и др.), сохранившиеся благодаря обызвествлению (частичному или полному) слоевищ и талломов согласно [Амон, 2011]. Вопросы систематики всей группы «известковых водорослей» в рамках настоящей статьи не рассматриваются.

Результаты исследований

Краткое описание карбонатных пачек разреза «Бия». На правом берегу р. Бия выше устья руч. Чеченек расположены выходы коренных пород хорошей обнажённости общей мощностью около 180 м (рис. 2, 3). Это верхнеордовикский разрез «Бия», упоминающийся в относительно небольшом количестве работ XX в. [Сенников и др., 1959; Кульков и Севергина, 1989], впервые послойно описанный Н.В. Сенниковым с соавторами [Сенников и др., 20186]. В разрезе присутствуют отложения сандбийского и катийского веков в составе двух свит: гурьяновской (её нижней и верхней подсвит) (пачки 1– 23) и чеборской (пачка 24). В строении нижнегурьяновской подсвиты наблюдаются известняки, преимущественно глинистые, которые чередуются с терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхнегурьяновской подсвите, в свою очередь, преобладают кластические породы над карбонатными. Последние чаще всего образуют слои мощностью 5–60 см, единично до 1– 2 и более метров.



Рис. 1. Географическое положение изученных ордовикских разрезов



Приведем детализированное описание пачек разреза «Бия», содержащих остатки водорослей и микропроблематики.

Пачка 7 (мощностью 12 м) сложена полибиокластовыми вакстоунами. Среди биокластов отмечаются фрагменты трилобитов, гастропод, члеников криноидей и обломки колониальных известковых водорослей *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878 и *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski (рис. 4, *a*– *e*). Кроме биокластов, в шлифах диагностируются карбонатные интракласты. Соотношение форменных элементов и микрита составляет 1:4. Нередки линзы (мощностью до 6 мм) глинистых известняков с биокластами раковинных организмов – трилобитов, реже брахиопод. В незначительном количестве (не более 1% от площади шлифа) присутствует терригенная примесь: зёрна кварца мелкоалевритовой размерности, плохо- и неокатанные, угловатые.

Пачка 18 (мощностью 0,6 м) представлена водорослево-пелоидными пакстоунами, участками до вакстоунов. Установлены биокласты известковых водорослей Solenopora aff. spongoides Dybowski, в незначительных количествах – фрагменты члеников криноидей и раковин брахиопод. Отмечается неотчётливая ориентировка пелоидов. Известняки незначительно иссечены маломощными трещинами, выполненных кальцитом и ориентированных по направлению, совпадающим с ориентировкой пелоидов. Более развиты микростилолитовые швы небольших амплитуд, выполненные смесью глинистого и органического вещества. Кластический материал по своей характеристике аналогичен таковому в пачке 7.

Пачка 20 (мощностью 1,2 м) – биокластово-оолитовые пакстоуны до грейнстоунов. Немногочисленные (до 10–15 % от площади шлифа) биокласты представлены фрагментами мшанок и известковых водорослей, раковин трилобитов и брахиопод. Размер обломков раковинной фауны увеличивается по сравнению с пачками 18 и 7. Оолиты субизометричной, реже слабоудлинённой формы, имеют хорошую и среднюю сохранность. Содержание форменных элементов в породах достигает 40 % (от площади шлифа). Размер кластического материала также увеличивается до крупноалевритового, единично до песчаного (диаметром 1 мм). При этом возрастает количество эффузивных интракластов при сохранении общей доли силикокластики на уровне 1–2 % от площади шлифа.

Карбонатная *пачка 23* (мощностью 2,3 м), сложенная полибиокластово-оолитовыми грейнстоунами, завершает верхнегурьяновскую подсвиту. Из биокластов здесь отмечаются фрагменты раковин трилобитов (преобладают) и брахиопод, реже членики криноидей и обломки красных водорослей *Contexta* sp. (рис. 4, f). Оолиты, несмотря на свой размер (в диаметре до 0,5 мм), имеют среднюю и плохую сохранность. Изредка наблюдается регенерация оолитов. Содержание силикокластики достигает 3–5 %, а в слойках обогащения углисто-глинистым материалом – до 25 %. Участками отмечается пятнистое строение за счёт субизометричных интракластов (достигающих в диаметре 3–4 мм) известняков алевритовых, слабо глинистых.

Пачка 24 (мощностью более 8 м) – полибиокластово-оолитовые грейнстоуны алевролитовые, песчанистые. Биокласты, среди которых часто встречаются обломки колоний Girvanella problematica Nicholson et Etheridge (рис. 4, *c*–*d*), аналогичны таковым из пачки 23, однако значительную долю породы (около 25–30 % от площади шлифа) составляет терригенная примесь. Она представлена зёрнами кварца, плагиоклаза, обломками эффузивных пород и кварцитами. Акцессорные минералы представлены цирконом. Участками встречаются сульфиды железа (пирит).



Рис. 2. Панорама верхней части разреза «Бия» [фотография Обут О.Т., интерпретация Печериченко Д.А.]

Fig. 2. Panorama of the upper part of the "Biya" section [photo by Obut O.T., interpretation by Pecherichenko D.A.]

Краткое описание изученных карбонатных пачек разреза «Бура». Разрез «Бура», вскрывающийся в правом борту р. Лебедь выше устья одноимённой реки, является по большей части одновозрастным разрезу «Бия» (см. рис. 3, рис. 5). В его составе выделяются нижне- и верхнегурьяновская подсвиты сандбийского яруса верхнего отдела ордовикской системы. Отличительной особенностью от бийского разреза является преобладание карбонатных пачек над терригенными. Разрез «Бура» общей мощностью около 170 м является стратотипитом гурьяновской свиты. Однако изменение положения русла реки и развитие растительности привели к задернованности части разреза. По данным предыдущих исследователей [Сенников, 1962; Кульков, Севергина, 1989; Сенников и др., 20186], общая мощность стратотипа с учётом недоступной для изучения части составляет около 400–500 м. Дополнительный отбор проб авторами настоящей статьи был произведён из пачек 4, 10, 12 и 13.

Ниже дано детализированное описание пачек разреза «Бура», содержащих остатки водорослей и микропроблематики.

Пачка 4 сложена полибокластовыми вакстоунами. Биокласты представлены многочисленными фрагментами брахиопод, гастропод, члениками криноидей, обломками кораллов, мшанок и известковых водорослей Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja (зелёных) и Girvanella problematica Nicholson et Etheridge (микропроблематик).

Fig. 3. Lithology and stratigraphy of the "Biya", "Bura" (lower and middle part) and "Lebed'" sections. The dotted line shows the same-age parts, according to [Sennikov et al., 2018b; Pecherichenko et al., 2021]



Пунктирной линией отображены одновозрастные части, по данным [Сенников и др., 20186; Печериченко и др., 2021] Рис. З. Литолого-стратиграфическая колонки разрезов «Бия», «Бура» (нижняя и средняя часть) и «Лебедь».



Рис. 4. Особенности строения карбонатных пород разреза «Бия» в шлифах. Николи параллельны *a*–*d* – Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878: *a*, *b* – в прижизненном положении (пачка 7); *c*, *d* – в виде обломка колоний (пачка 24); *e* – обломки талломов красных водорослей *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski и фрагменты раковин трилобитов (Tr.), брахиопод (Bp.) и микропроблематик (пачка 7); *f* – биокласты мшанок (Br.), трилобитов (Tr.), красных водорослей *Contexta* sp. (C.) и оолитов средней сохранности (пачка 23)

Fig. 4. Peculiarities of the structure of carbonate rocks of the section "Biya" in thin sections. Passing light

a-d – Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878: a, b – in situ (Member 7); c, d – as fragment of colonies (Member 24); e – fragments of thalloms of red algae Solenopora aff. spongoides Dybowski and fragments of shells of trilobites (Tr.), brachiopods (Br.) and microproblematids (Member 7); f – bioclasts of bryozoans (Br.), trilobites (Tr.), red algae Contexta sp. (C.) and oolites of medium preservation (Member 23)



Рис. 5. Панорама нижней части разреза «Бура»

Fig. 5. Panorama of the lower part of the "Bura" section



Рис. 6. Микритизация биокластов в разрезе «Бура»

а, *b* – формирование микритовой корочки колониями *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878 (*a* – пачка 4, *b* – пачка 10); *c* – микритизация фрагмента раковины брахиоподы (пачка 13); *d* – микритизация обломка мшанок (пачка 13). Николи параллельны

Fig. 6. Micritization of bioclasts in the "Bura" section

a, b – formation of micrite crust by colonies of *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878 (a – Member 4, b – Member 10); c – micritization of a brachiopod shell fragment (Member 13); d – micritization of a bryozoan fragment (Member 13). Passing light

Доля терригенной примеси, представленной зёрнами кварца мелкоалевритовой размерности, не превышает 1–2 %. Порода пронизана многочисленными трещинами, направление которых совпадает с ориентировкой крупных биокластов. Трещины маломощные (до 0,01 мм), выполнены смесью глинистых минералов и гематита, который иногда формирует кристаллы. Предположительно, гематит является псевдоморфозой по пириту, развивавшемуся по органическому веществу. Некоторые биокласты подвержены микритизации, которая является результатом деятельности бактериальных сообществ (см. рис. 6).

Пачка 10 представлена полибокластовыми вакстоунами, участками до пакстоунов. Из биокластов фиксируются фрагменты брахиопод, гастропод, членики криноидей, мшанки, кораллы, проблематики и остатки красных водорослей Solenopora aff. spongoides Dybowski. Среди других форменных элементов наблюдаются пелоиды и онколиты. В центре последних – интракласты перекристаллизованных известняков, которые окружены оболочкой известковых водорослей Girvanella problematica Nicholson et Etheridge. Близкое строение наблюдается и у пелоидов (они, в отличие от онколитов, полностью состоят из почти нацело микритизированных реликтов *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge). Участками отмечаются прерывистые маломощные слойки (до 0,02 мм), выполненные смесью гематитизированных кристаллов пирита и глинистого материала. Кластический материал присутствует только в линзах (мощностью до 6 мм), обогащённых тонкоагрегатной смесью глинистых минералов.

В строении пачки 12 участвуют полибиокластовооолитовые пакстоуны до грейнстоунов. Редкие биокласты представлены фрагментами панцирей трилобитов, гастропод, члениками криноидей и зелёными водорослями Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja. Оолиты хорошей и средней сохранности, в их центре находятся микритизрованные элементы, вокруг которых развиваются радиально-лучистые кристаллы кальцита. В некоторых случаях вокруг оолитов может присутствовать внешняя стенка толщиной до 0,07 мм. Размер самих оолитов достигает 0,5 мм. Доля кремнекластического материала (преимущественно кварцевых зёрен) в основной породе составляет 2-3 %. Встречаются слойки и линзы мощностью до 0,8 мм, выполненные алевролитом мелкозернистым, глинистым.

Пачка 13, состоящая из полибиокластовых вакстоунов, по особенностям строения похожа на вакстоуны пачки 4. Из биокластов здесь преобладают трилобиты, реже – брахиоподы, криноидеи, мшанки, зелёные Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja и филлоидные водоросли. Редкие крупные форменные элементы подвержены микритизации (см. рис. 6). Содержание кремнекластики варьирует в пределах 2–3 % в вакстоунах до 5–7 % в слойках обогащения глинистым материалом (мощностью до 1 мм).

Краткое описание изученных карбонатных пачек разреза «Лебедь». Изученная часть разреза «Лебедь» (фрагмент разреза на рис. 8), вскрывающегося в правом борту одноимённой реки в 300 м от бывшей д. Стретинка вверх по течению, относится к гурьяновской свите верхнего ордовика. Здесь наблюдается чередование терригенных и карбонатных пачек приблизительно в соотношении 1:1. Опробование показало, что известковые водоросли фиксируются в пачках 5–7, 9 и 11. Далее приведено детализированное описание этих пачек.

Пачка 5 сложена алевролитами тонкозернистыми, глинистыми, слабо карбонатистыми. Текстура неотчётливая микрослоеватая за счёт ориентировки слабо удлинённых зёрен. В породе присутствуют обломки мшанок и фрагменты раковин брахиопод. Фиксируются линзы полибиокластовых пакстоунов мощностью менее 1 см. Среди биокластов наблюдаются остатки криноидей, трилобитов, фрагменты гастропод и обломки известковых красных водорослей *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski и микропроблематик *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge.



Рис. 7. Фотографии некоторых биокластов разреза «Бура»

a – полибиокластовый вакстоун пачки 4 с биокластами гастропод (G), брахиопод (Br) и зелёных водорослей Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja (GA); b – колония красных водорослей Solenopora aff. spongoides Dybowski (RA) растёт по обломку кораллов (C), пачка 10; c – биокласт зелёных водорослей Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja в полибиокластово-оолитовом пакстоуне пачки 12; d – биокласт красных водорослей Solenopora aff. spongoides Dybowski (RA) плохой сохранности в полибиокластовом вакстоуне пачки 13. Николи параллельны

Fig. 7. Photographs of some bioclasts from the "Bura" section

a – polybioclastic wackestone of Member 4 with bioclasts of gastropods (G), brachiopods (Br) and green algae *Vermiporella* aff. *diffluens* Gnilovskaja (GA); b – colony of red algae *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski (RA) growing on coral fragment (C), Member 10; c – bioclast of green algae *Vermiporella* aff. *diffluens* Gnilovskaja in polybioclast-olite packtone of Pack 12; d – bioclast of red algae *Solenopora* aff. *spongoides* Dybowski (RA) of poor preservation in the polybioclastic wackestone, Member 13. Passing light



Рис. 8. Панорама средней части разреза «Лебедь» Fig. 8. Panorama of the middle part of the "Lebed" section

Пачка 6 представлена трилобитовыми (?) вакстоунами. Среди биокластов (за исключением трилобитов) присутствуют редкие фрагменты брахиопод и гастропод, членики криноидей, обломки мшанок и известковых зелёных водорослей Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja. Содержание терригенной примеси составляет 15–20 %. Она представлена преимущественно мелкоалевритовыми зёрнами кварца и единичными обломками калиевых полевых шпатов субизометричной формы размером 0,15 мм. Зёрна чаще всего полуокатанные. Наблюдаются разноориентированные маломощные (не более 0,02 мм) прерывистые глинистые слойки.

Пачка 7 – перекристаллизованные алевритовые известняки (бывшие трилобитово-криноидные вакстоуны?). Интенсивно развитая перекристаллизация известняков почти полностью скрыла первичную структуру. Сохранились биокласты трилобитов, фрагменты члеников криноидей, реже – известковые водоросли Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja (плохой сохранности) и остатки неясной систематической принадлежности. Встречаются интракласты строматолитов. Содержание обломков кварца достигает 25–30 %, в прослоях (мощностью менее 1 мм) – до 40 %. Повсеместно развиты глинистые слойки мощностью не более 0,15 мм. Единичные органогенные остатки пиритизированы.

Пачка 9 – трилобитово-водорослевые вакстоуны до пакстоунов. В этих породах отмечается повышенное содержание обломков трилобитов и известковых водорослей Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja. Другие биокласты представлены обломками гастропод, остракод, криноидей, мшанок. Содержание кремнекластики в виде кварца достигает 15–20 % от площади шлифа. Повсеместно развиты глинистые слойки мощностью не более 0,25 мм.

Пачка 11 – полибиокластовые вакстоуны до пакстоунов. Биокласты представлены обломками известковых водорослей (Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja, реже Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878 и Solenopora aff. spongoides Dybowski), гастропод, редкими члениками криноидей и единичными фрагментами брахиопод. Единичные органогенные остатки незначительно микритизированы в связи с жизнедеятельностью *Girvanella*. Терригенная примесь представлена полуокатанными мелкими субизометричными (диаметром до 0,05 мм) и слабо удлинёнными (размером до 0,03 \times 0,08 мм) зёрнами кварца. Содержание её не превышает 10–15 % от площади шлифа. Стилолитовые швы малоамплитудные, секут форменные элементы. Некоторые стилолитовые швы накладываются на трещины (толщиной менее 0,2 мм), выполненные спаритовым кальцитом.

Описание таксонов изученных алтайских верхнеордовикских водорослей и микропроблематик

ОТДЕЛ Chlorophyta Pascher, 1914 **Род Vermiporella Stolley, 1893** Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja Рис. 7, *a*, *c*; рис. 9, *c*-*e*

Описание и размеры. Известковая часть таллома имеет изогнутую форму. Оболочки не смыкаются полностью (см. рис. 7, *a*, *c*). В некоторых срезах присутствует спаритовый кальцит – результат заполнения щели, рассекающей массу органогенного кальцита согласно [Гниловская, 1972].

Длина, мм	Ши-	Толщина стенки, мм		Внутренний диаметр, мм	
	рина,				
	MM	От	До	От	До
2,5	0,8	0,12	0,25	0,29	0,95
1,0	0,44	0,12	0,45	0,25	0,62
1,94	1,17	0,07	0,16	0,14	0,26

Замечания. Алтайские находки по своей форме весьма близки к виду *V. diffluens* Gnilovskaja, 1965, от которого отличаются меньшим размером. Возможно, этот фактор является следствием особенностей экосистемы.

Материал. Значительное количество талломов в разрезах «Бура» (пачка 4 точка 226, пачка 12 точка 230, пачка 13 точка 231) и «Лебедь» (пачка 6 точка 223, пачка 7 точки 221 и 222, пачка 9 точка 218, пачка 11 точка 215).

ОТДЕЛ Rhodophyta Pascher, 1925 Род *Contexta* Gnilovskaja, 1972 *Contexta* sp. Рис. 4, *f*

Описание и размеры. Поперечное сечение таллома алтайских форм слабоудлинённой формы, достигающие в ширину 700 мкм и в длину 1000 мкм. Таллом имеет двучленное строение: внутренняя часть (размером 370–600 мкм) выполнена мелкокристаллическими субизометрическими кристаллами кальцита размером менее 10 мкм. Внешний слой (толщиной 60–200 мкм) представлен спаритовым кальцитом, размер кристаллов которого не превышает 30 мкм. Имеются две микритовые стенки: толщина внешней относительно постоянна и не превышает 24 мкм, а толщина внутренней изменяется в пределах 20-60 мкм.

Замечания. От всех известных видов рода *Contexta* алтайские находки отличаются строением таллома. В частности, *Contexta sphaerica* имеет внутреннюю часть, сложенную мелкокристаллическим кальцитом и отделённую микритовой стенкой от внешнего слоя, выполненного радиаксиальным кальцитом. *Contexta capitata* похожа на *Contexta sphaerica*. Талломы *Contexta binata* пронизаны хорошо выраженными нитями, что наблюдается в их сечениях и что отсутствует в изучаемых находках. А *Contexta tumidula* имеет иное строение таллома, отличное от алтайских находок.

Материал. Три таллома в разрезе «Бия» (пачка 23 точка 203).



Рис. 9. Известковые водоросли разреза «Лебедь»

a, *b* – биокласты Solenopora aff. spongoides Dybowski; *c* – вокруг таллома Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja развиваются Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878; *d*, *e* – фрагменты Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja; *f* – слоевища Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878 обволакивают перекристаллизованный интракласт. Николи параллельны

Fig. 9. Calcareous algae of the "Lebed" section

a, b – bioclasts of Solenopora aff. spongoides Dybowski; c – Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878 develop around the thallus of Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja; d, e – fragments of Vermiporella aff. diffluens Gnilovskaja; f – filaments of Girvanella problematica Nicholson et Etheridge, 1878 envelope the recrystallized intraclast. Natural light

Род Solenopora Dybowsky, 1878 Solenopora aff. spongoides Dybowski Рис. 4, *e*; рис. 7, *b*, *d*; рис. 9, *a*, *b*

Описание и размеры. Талломы состоят из грубых нитей. Гипоталлий и органы размножения не наблюдаются. Длина клеток периталлия составляет 51–145 мкм, ширина 32–61 мкм. Толщина стенки 5–28 мкм. Клетки расходятся веерообразно.

З а м е ч а н и я. От вида *S. compacta* Billings, 1885 отличается строением клеток. От других видов рода *Solenopora* отличается формой клеток (у алтайских находок клетки округлые, субизометричные, имеют тонкую стенку) и расположением нитей (в изученных образцах нити имеют более сложные и неправильные взаимоотношения). По размерам клеток, согласно данным В. П. Маслова [1962], похожа на *S. spongoides* Dybowski, однако алтайские соленопоровые характеризуются меньшей средней длиной клетки (менее 10 мкм). В связи с этим нет полной уверенности, что обнаруженные остатки можно отнести к виду *S. spongoides* Dybowski несмотря на их близость.

Материал. Более десяти талломов из разрезов «Бия» (пачка 7 точка 208, пачка 18 точка 205), «Бура» (пачка 10 точка 228, пачка 13 точка 231) и «Лебедь» (пачка 5 точка 224, пачка 7 точка 222, пачка 11 точка 215).

Calcified Microproblematica Род *Girvanella* Nicholson et Etheridge, 1878 *Girvanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878 Рис. 4, *a*–*d*; рис. 6, *a*, *b*; рис. 9, *c*, *f*

1878 Girvanella problematica Nicholson & Etheridge: 23, pl. 9, fig. 24.

1890 *Girvanella ducii* Wethered: 280, pl. 11, fig. 2, *a–c*. 1932 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Høeg: 64, pl. 1, figs 4–6.

1981 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Bourque et al.: 95, p1. 1, figs 2–4.

2001 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Riding & Fan: 789, text-figure 3, *B*, *C*.

2011 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Liu et al.: 495, pl. I, fig. 4.

2016 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Liu et al.: 188, fig. 4, *B*.

2021 *Girvanella problematica* Nicholson & Etheridge; Liu et al.: 5, fig. 4.1.

Описание. Трубчатые нити длинные, часто и тесно сплетены между собой. Диаметр нитей 12–15 мкм, толщина стенки 2–4 мкм.

С р а в н е н и е. Описываемый вид отличается от большинства представителей рода *Girvanella* размерами клеток.

З а м е ч а н и я. Гирванеллы могут встречаться как в виде нитчатых обломков (см. рис. 4, d), так и колоний, обволакивающих другие форменные элементы, в том числе с образованием желвачков (см. рис. 6, a, b).

Материал. Десятки остатков в виде биокластов, состоящих из сплетённых трубчатых нитей хорошей сохранности, обнаруженные в разрезах «Бия» (пачка 7 точка 208, пачка 24 точка 200), «Бура» (пачка 4 точка 226, пачка 10 точка 228) и «Лебедь» (пачка 6 точка 223, пачка 7 точка 222, пачка 11 точка 215).

Обсуждение и выводы

В разрезе «Бия» зафиксированы остатки колониальных известковых водорослей *Girvanella* и *Solenopora*, а также обломки красных водорослей *Contexta*. При этом отмечаются чаще всего в виде обломков колоний и крайне редко в прижизненном положении. Фактором, указывающим на то, что найденные остатки известковых водорослей являются чаще всего обломками, а не формами в прижизненном положении, являются чёткие, резкие границы с вмещающей массой (микритом или цементом), подчёркнутые часто стилолитовыми швами (см. рис. 4, e), а также развитыми на внешней стенке инкрустирующими кальцимикробами и связанной с этим микритизацией (см. рис. 6).

В то же время в разрезе «Бура» установлены остатки зелёных водорослей Vermiporella, красных водорослей Solenopora и кальцимикробов Girvanella. В этом местонахождении встречаются не только биокласты Solenopora и Girvanella, но и их прижизненные формы. Причём представители этих родов здесь чаще всего растут на фрагментах беспозвоночных, т.е. являются инкрустирующими формами.

В некоторых пачках разреза «Лебедь» установлены остатки Girvanella, Solenopora и Vermiporella с преобладанием последних. При этом остатки известковых водорослей обнаружены в виде биокластов, но также встречаются и прижизненные формы гирванелл, формирующих корки и желваки вокруг других форменных элементов.

Необходимо отметить, что в ~50 км с юго-востоку в разрезе «Верхний Турочак» были обнаружены онколиты, состоящие на 80–90 % из известковых водорослей рода *Solenopora* хорошей сохранности. Такие онколиты называют родоидами [Сенников и др., 2022]. В разрезе «Бура», вероятно, можно наблюдать одну из стадий формирования родоидов (см. рис. 7, *b*).

Значительное количество биокластов в целом и известковых водорослей в частности говорит о близком расположении предполагаемого источника сноса органогенных остатков.

На это указывает средняя и хорошая сохранность биокластов и других форменных элементов (например, оолитов). Однако в этих разрезах также высока доля терригенного материала, что подразумевает нахождение области осадконакопления вблизи берега. На основании этих фактов предполагается, что формирование отложений происходило в проксимальной части литорали. Это предположение согласуется с ранними результатами исследований [Сенников и др., 20186], при этом оно дополняется данными по распределению известковых водорослей в разрезах «Бура» и «Бия».



Рис. 10. Возможная модель перемешивания карбонатных и терригенных ордовикских отложений на северо-востоке Горного Алтая по [Mount, 1984; Chiarella et al., 2017], вне масштаба

Fig. 10. Possible mixing pattern of carbonate and terrigenous Ordovician sediments in the northeastern of the Gorny Altai by [Mount, 1984; Chiarella et al., 2017], out of scale

Вопросы причин и возможных механизмов формирования смешанных терригенно-карбонатных разрезов поднимались в значительном количестве литературы. Среди причин образования таких сложных типов разрезов выделяются экстремальные (штормовые) погодные условия во время осадконакопления или быстрые колебания уровня моря от высокого стояния к низкому [Chiarella et al., 2017]. При этом возможны как минимум три случая седиментации. Одна из этих моделей, разобранная в работах [Mount, 1984; Chiarella et al., 2017], могла осуществляться и во время формирования ордовикских отложений на северо-востоке Горного Алтая (см. рис. 10). Дальнейшие работы детализируют строение пачек, наличие и распределение известковых водорослей и других форменных элементов, так как в рамках настоящей статьи из-за ограниченного фактического материала это сделать не представляется возможным.

Список источников

Амон Э.О. Палеонтология микрофоссилий (микропалеонтология) : учеб. пособие. Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2011. 520 с. Гниловская М.Б. Известковые водоросли среднего и позднего ордовика Восточного Казахстана. Л. : Наука, 1972. 196 с.

Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Петрунина З.Е., Пузырев А.А., Сенников Н.В. Тремадок северной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1979. Т. 20, № 11. С. 21–34.

Кульков Н.П., Севергина Л.Г. Стратиграфия и брахиоподы ордовика и нижнего силура Горного Алтая. Новосибирск : Наука, 1989. 223 с.

Маслов В.П. Ископаемые багряные водоросли СССР и их связь с фациями. М. : Изд-во АН СССР, 1962. 222 с.

Никонов А.А. Очерки геологии и стратиграфии Тигерекско-Чинетинского района в Рудном Алтае // Труды Гл. геол.-развед. упр. 1931. Вып. 28. С. 31–46.

Печериченко Д.А., Обут О.Т., Сенников Н.В. Новые данные по верхнеордовикским конодонтам гурьяновской свиты северо-востока Горного Алтая // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 4 (48). С. 3–11.

Сенников В.М. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. Материалы по региональной геологии // Труды СНИИГГиМС. Вып. 24. М. : Госгеолтехиздат, 1962. С. 116–133.

Сенников В.М., Винкман М.К., Кононов А.Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. М. : Госгеолтехиздат, 1959. С. 51–66.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Киприянова Т.П., Лыкова Е.В., Толмачева Т.Ю., Хабибулина Р.А. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018а. № 7. С. 15–53.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Толмачева Т.Ю., Лыкова Е.В., Хабибулина Р.А. Верхний ордовик северо-востока Горного Алтая: строение и условия формирования // Геология и геофизика. 2018б. Т. 59, № 1. С. 89–107.

Сенников Н.В., Закирьянов И.Г., Вараксина И.В. О фациальных особенностях верхнеордовикских карбонатов Прителецкой зоны Горного Алтая // Интерэкспо ГЕО-Сибирь – «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология» : материалы XVIII международной научной конференции (г. Новосибирск, 18–20 мая 2022 г.). Новосибирск, 2022. Т. 2, № 1. С. 216–222.

Chiarella D., Longhitano S.G., Tropeano M. Types of mixing and heterogeneities in siliciclastic-carbonate sediments // Marine and Petroleum Geology. 2017. V. 88. P. 617–627. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2017.09.010

Danham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Simposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.

Embry A.F., Klovan J.E. A late devonian reef tract on northheastehn Bancks Jsland Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19, № 4. P. 730–781.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application/ Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.

Lokier S.W., Al Junaibi M. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? // Sedimentology. 2016. V. 63 (7). P. 1843–1885.

Mount J.F. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments // Geology. 1984. V. 12. P. 432–435. Wright V.P. A revised classification of limestones // Sediment. Geol. 1992. V. 76, № 3–4. P. 177–185.

References

Amon Je.O. Paleontologija mikrofossilij (mikropaleontologija): Uchebnoe posobie [Paleontology of microfossils (micropaleontology): Textbook]. Ekaterinburg: URSMU, 2011. 520 p. In Russian

Gnilovskaja M.B. Izvestkovye vodorosli srednego i pozdnego ordovika Vostochnogo Kazakhstana [Calcareous algae of the Middle and the Upper Ordovician of Eastern Kazakhstan]. Leningrad: Izdatel'stvo "Nauka", Leningradskoe otdelenie, 1972. 196 p. In Russian

Ermikov V.D., Zejfert L.L., Petrunina Z.E., Puzyrev A.A., Sennikov N.V. *Tremadok severnoj chasti Gornogo Altaja* [Tremadoc of the northern part of the Gorny Altai] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1979. V. 20. No. 11. pp. 21–34. In Russian

Kul'kov N.P., Severgina L.G. *Stratigrafija i brahiopody ordovika i nizhnego silura Gornogo Altaja* [Stratigraphy and brachiopods of the Ordovician and Lower Silurian of the Gorny Altai]. Novosibirsk: Nauka, 1989, 223 p. In Russian

Maslov V.P. Iskopaemye bagrjanye vodorosli SSSR i ih svjaz' s facijami [Fossil purple algae of the USSR and their relation to facies]. Moscow: AN SSSR, 1962. 222 p. In Russian

Nikonov A.A. Ocherki geologii i stratigrafii Tigereksko-Chinetinskogo rajona v Rudnom Altae [Sketches of geology and stratigraphy of the Tigerek-Chineti region in the Rudny Altai] // Materials of the Main Geological Exploration Department. 1931. V. 28. pp. 31–46. In Russian

Pecherichenko D.A., Obut O.T., Sennikov N.V. A new data on Upper Ordovician conodonts from the Guryanovka Formation, northeast of Gorny Altai // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri* [Geology and mineral resources of Siberia]. 2021. No. 4 (48). pp. 3–11. doi: 10.20403/2078-0575-2021-4-3-11

Sennikov V.M. Ordovik Ujmensko-Lebedskogo sinklinorija Gornogo Altaja. Materials on regional geology [Ordovician of the Uymensk-Lebed synclinorium of the Gorny Altai] // Works of the Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Materials. 1962. V. 24. pp. 116–133. In Russian

Sennikov V.M., Vinkman M.K., Kononov A.N. Kembro-ordovik i ordovik Gornogo Altaja [Cambro-Ordovician and Ordovician of the Gorny Altai] // Materialy po regional'noj geologii. Moscow: Gosgeoltehizdat, 1959, pp. 51–66. In Russian

Sennikov N.V., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P., Lykova E.V., Tolmacheva T.Yu., Khabibulina R.A. The regional stratigraphic chart for the Ordovician of the western part Altai-Sayan Folded Area (new version) // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri* [Geology and mineral resources of Siberia]. 2018a. No. 7. pp. 15–53. In Russian

Sennikov N.V., Obut O.T., Tolmacheva T.Yu., Lykova E.V., Khabibulina R.A. The Upper Ordovician of northeastern Gorny Altai: stratigraphy and depositional environments // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2018b. V. 59. No. 1. pp. 89–107. In Russian

Sennikov N.V., Zakiryanov I.G., Varaksina I.V. *O fatsial'nykh osobennostyakh verkhneordovikskikh karbonatov Priteletskoy zony Gornogo Altaya* [Peculiarities of the Upper Ordovician carbonate facies of the Teletskoe Lakeside Zone, Gorny Altai] // Interexpo GEO-Siberia. IPGG SB RAS. Novosibirsk. 2022. V. 2. No. 1. pp. 216–222. In Russian

Chiarella D., Longhitano S.G., Tropeano M. Types of mixing and heterogeneities in siliciclastic-carbonate sediments. Marine and Petroleum Geology. 2017. V. 88. pp. 617–627. doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.09.010

Danham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Simposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1962. V. 1. pp. 108–121.

Embry A.F., Klovan J.E. A Late Devonian Reef Tract on Northeasterm Banks Island // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. No. 4. pp. 730–781.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag. 2010. 984 p.

Lokier S.W., Al Junaibi M. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? // Sedimentology. 2016. V. 63 (7). pp. 1843–1885.

Mount J.F. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments // *Geology*. 1984. V. 12. pp. 432–435. Wright V.P. A revised classification of limestones // *Sediment. Geol.* 1992. V. 76. No. 3–4. pp. 177–185.

Информация об авторах:

Закирьянов И.Г., инженер, лаборатория седиментологии, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; инженер-исследователь, лаборатория литологии, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

E-mail: ZakiryanovIG@gmail.com

Сенников H.B., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория палеонтологии и стратиграфии палеозоя, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: SennikovNV@ipgg.sbras.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Zakiryanov I.G., specialist, Laboratory of Sedimentology, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk; specialist-researcher, Laboratory of Lithology, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg, Russia. E-mail: ZakiryanovIG@gmail.com

Sennikov N.V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), principal research scientist, Laboratory of Paleozoic Stratigraphy and Paleontology, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: SennikovNV@ipgg.sbras.ru

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

Статья поступила в редакцию 28.11.2023; одобрена после рецензирования 12.04.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 28.11.2023; approved after reviewing 12.04.2024; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 562.551.763.3 (571.1) doi: 10.17223/25421379/34/2

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ АТАКСОФРАГМИИД (ФОРАМИНИФЕРЫ) ДЛЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Вера Михайловна Подобина

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

Аннотация. Фораминиферы отряда Ataxophragmoida представляют стратиграфически ценную группу микроорганизмов для мела Западной Сибири. Из них наиболее значителен род *Gaudryinopsis* Podobina, 1975, распространенный в этом регионе от юры до среднего эоцена. Другой род из атаксофрагмиид – *Pseudoverneuilina* Podobina gen. nov. в этом регионе пока стратиграфически ограничен аптом и альбом. В объеме этого рода автором установлены два характерных вида – *P. aptica* Podobina, *P. albica* Podobina, определяющих статус указанных ярусов среднего мела. Представители этих видов установлены только в северном палеобиогеографическом районе Западной Сибири.

Ключевые слова: ататаксофрагмииды, Мел, Западная Сибирь

Благодарности: благодарю художницу О.М. Лозовую за рисунки (палеонт. табл. I-V).

Источник финансирования: исследования выполнены в рамках программы развития Томского государственного университета «Приоритет 2030».

Для цитирования: Подобина В.М. Стратиграфический потенциал атаксофрагмиид (фораминиферы) для меловых отложений Западной Сибири // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 20–31. doi: 10.17223/25421379/34/2

Original article doi: 10.17223/25421379/34/2

STRATIGRAPHIC POTENCIAL OF ATAXOPHRAGMIIDA (FORAMINIFERA) FOR CRETACEOUS SEDIMENTS OF WESTERN SIBERIA

Vera M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, podobina@mail.ru

Abstract. Morphological complication of Foraminifera from Ataxophragmiida order there are relatively haight stratigraphic significance for Cretaceous deposits of Western Siberia; from them the genus Gaudryinopsis Podobina, 1975 have spread vertical the most widely. It have known from Jurassic to Eocene including. The last time new species of this genus -G. sibiricus Podobina sp. nov. have been faund. This species have offered as species – index for early Aptian deposits of the Northern palaebiographical region of Western Siberia. The other species – index G. filiformis (Berthelin) is characteristic for middle Albian this region. The boundaries of this species have been defined from Ob River to areas of Yamal Peninsula. In Senomanian stage the marine facies with species - index G. elongatus Podobina also have preserved in such limits of Northern region. The early Turonian species index G. angustus Podobina widely spread on all territories of Western Siberia. The other species – index of the genus G. vulgaris (Kyprianova) have speed in general in early Santonian deposits. But this species shells have found in small quantaties because could not be the index - species for this part of section. The second genus Pseudoverneuilina Podobina gen. nov. is characteristic for Aptian and Albian deposits of this region. Proposed taxon - doubles differ by chemical wall content and something morphological certains. These general doubles have been offered: Gaudryina Orbigny, 1839 - Gaudryinopsis Podobina, 1975; Verneuilina Orbigny, 1839 - Pseudoverneuilina Podobina gen. nov. and other doubles such genera. The first genera from indicated doubles have origined from calcareus facies and its agglutinat wall content have such material. In opposite the second genera from doubles have kwart - siliceus wall. The spreding of these second genera limited by terrigenius clay-opoka facies. The creation of these facies are defined by Boreal transgression and these genera have known in Northern paleobiogeographical region.

In this article the shot description of *Pseudoverneuilina* Podobina genera are cited.

The studied species of two genera – *Gaudryinopsis* Podobina, 1975 and *Pseudoverneuilina* Podobina gen. nov. are given on the I–V Paleontological tables.

Keywords: Ataxophragmiida, Cretaceous, Western Siberia

Acknowledgments: Painter O.M. Lozovaya for figs on I-V Paleontolog. tables.

Source of funding: The research was carried out under the development program of Tomsk State University "Priority 2030".

For citation: Podobina V.M. (2025) Stratigraphic potential of Ataxophragmiida (Foraminifera) for Cretaceous sediments of Western Siberia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 20–31. doi: 10.17223/25421379/34/2



Введение

Ряд родов отряда Ataxophragmiida практически использованы для установления возраста отдельных стратонов мезозоя и кайнозоя. В Западной Сибири они наиболее важны для стратиграфии меловых отложений. При этом разные атаксофрагмииды особенно характерны при расширении трансгрессий. Наиболее значительным и вертикально широко распространенным родом является *Gaudryinopsis* Podobina, 1975. Представители этого рода в комплексах фораминифер являются видами-индексами или характерными видами [Подобина, 1975].

Вторым не менее важным родом может быть новый род Pseudoverneuilina Podobina gen. nov., установленный автором пока в аптском и альбском ярусах северного палеобиогеографического района Западной Сибири. Виды этого рода постоянно присутствуют в аптских и альбских комплексах, в которых являются характерными видами или видами-индексами. В других стратонах мезозоя и кайнозоя таксоны этого рода пока не обнаружены. Представители рода Gaudryinopsis Podobina, 1975 вертикально распространены в Западной Сибири сравнительно широко – от юры до среднего эоцена, являясь в комплексах характерными видами или видами-индексами. В последнее время новый вид Gaudryinopsis sibiricus Podobina известен как вид-индекс в раннем апте Западной Сибири (Харасавэйская площадь, скв. 135). Следует отметить, что большинство исследованных разрезов, где обнаружены в комплексе представители указанных родов, находятся в пределах полуострова Ямал, входящего в состав северного палеобиогеографического района Западной Сибири.

Стратиграфическое значение атаксофрагмиид

Усложненные по морфологии атаксофрагмииды представляют одну из важных групп фораминифер для стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. Из этих микроорганизмов для данной цели наиболее значимы такие роды, как Gaudryinopsis Podobina, 1975 и Pseudoverneuilina Podobina gen. nov., распространенные в терригенных глинисто-алевролитовых породах Западной Сибири. Следует отметить, что эти роды наиболее характерны для меловой системы и особенно для среднего мела [Подобина, 2017, 2018, 2022]. Морские фации этого отдела (кроме турона) распространены в основном в северном палеогеографическом районе Западной Сибири. Обнаруженные видовые таксоны родов Gaudryinopsis и Pseudoverneuilina являются в комплексах мела видами-индексами или характерными видами. Уже в начале этого отдела, в его аптском ярусе, нижнем подъярусе установлен новый вид-индекс *Gaudryinopsis sibiricus* Podobina sp. nov., а в среднем апте одним из видов-индексов является *Pseudoverneuilina aptica* Podobina, относящийся ко второму, распространенному здесь роду *Pseudoverneuilina* Podobina gen. nov.

R альбском ярусе виды-индексы рода Gaudryinopsis – G. tailleuri (Tappan) и G. filiformis (Berthelin) - характерны для нижнего и среднего его подъярусов. В альбе известен и характерный вид рода Pseudoverntuilina – P. albica Podobina. Кроме представителей этих двух родов известны и другие характерные таксоны из отряда Ataxophragmiida, являющиеся видами-индексами или характерными видами для альба Западной Сибири – Gaudryinopsis improvisus (Bulatova), Siphogaudryina rayi (Tappan) и др. В позднем альбе отмечен зональный вил-инлекс Verneuilinoides borealis Tappan assanoviensis (Zaspelova). Характерными видами-индексами в позднем сеномане отмечены Gaudryinopsis elongatus Podobina и в раннем туроне – Gaudryinopsis angustus Podobina (палеонт. табл. I-III).

Вертикально наиболее широко распространен род Gaudryinopsis Podobina, 1975, известный по разрезу в юре и мелу вплоть до среднего эоцена (вид-индекс Gaudryinopsis subbotinae Podobina, палеонт. табл. IV). В противоположность Gaudryinopsis другой род, характерный для стратиграфии, – Pseudoverneuilina Podobina gen. nov. известен пока в комплексах фораминифер аптского и альбского ярусов среднего мела (палеонт. табл. V). В составе этих с агглютинированной стенкой родов обычно обнаружен кварцевокремнистый материал. Распространены эти роды в противоположность их двойников – Gaudryina Orbigny, 1839 и Verneuilina Orbigny, 1839 (карбонатные фации) в терригенных глинисто-алевролитовых породах, образованных бореальной трансгрессией.

Атаксофрагмииды указанных родов важны не только для стратиграфии, но и для палеогеографии и палеобиогеографии меловых и эоценовых отложений.

Преобладание атаксофрагмиид при расширении трансгрессий

На протяжении мезозоя и кайнозоя чередовались трансгрессивные и регрессивные циклы в пределах Западно-Сибирского бассейна, с которыми связано изменение систематического состава комплексов фораминифер. В моменты широкого распространения трансгрессий обнаружены морфологически более организованные раковины фораминифер. В регрессивные этапы преобладали примитивные формы.

Рассматриваются агглютинированные раковины морфологически усложненных фораминифер,

условно относимых к первому типу организации, развитие которых связано с трансгрессивными циклами Западно-Сибирского бассейна [Подобина, 1998].

У раковин родов этого типа (морфологически прогрессивные формы) стенка разного химического состава, зависящая от условий обитания и состава вмещающих пород. В карбонатных фациях верхнего кампана – маастрихта обнаружены секреционно-известковые формы. Наряду с ними агглютинированные раковины состоят из зерен кальцита, скрепленного карбонатным цементом. В неизвестковых, часто терригенных или кремнистых породах морфологически усложненные агглютинированные раковины имеют кварцевокремнистую стенку. Если, к примеру, взять отряд Ataxophragmiida, то из-за разного химического состава стенки ранее выделяемых общих родов, их раковины морфологически оказались различны. На этом основании впоследствии выделились разные таксоны (роды) агглютинированных раковин, морфологически несколько отличающиеся, обладающие известковым или кремнистым агглютинатом стенки.

Рассматривая развитие фораминифер на протяжении мезозоя, выделяем две параллельные ветви: первая ветвь – известковые секреционные формы; вторая – агглютинированные (агглютинат – известковый или кремнистый) [Подобина, 1989]. Однако более примитивные роды, преобладающие в комплексах регрессивных циклов, могут развиваться как в карбонатных, так и терригенно-опоководных фациях, но морфологически они почти не отличаются. Подобное явление наблюдаем и среди сравнительно более сложно устроенных раковин отряда Textulariida (род Spiroplectammina), химический состав агглютината которых может быть известковым или кремнистым. Нужно отметить, что на протяжении мезозоя - кайнозоя известны только верхнекампан-маастрихтские отложения (ганькинская свита), представленные известковыми алевролитами и глинами. Поэтому появилась возможность выявить в разрезе мела этого региона на «пике» трансгрессий морфологически немного сходные раковины усложненной организации, но разного химического состава их стенки. Ранее показано распространение видов рода Gaudryinopsis Podobina, 1975 на протяжении юры – мела – палеогена в трансгрессивные этапы развития Западно-Сибирского бассейна [Подобина, Татьянин, 2011]. Но в этом регионе в ганькинской свите, где алевролиты и глины – известковые, присутствуют морфологически более высокой организации, но отличающиеся атаксофрагмииды, имеющие агглютинированную известковую стенку. К ним относятся изученные автором Gaudryina Orbigny, 1839; Dorothia Plummer, 1931 и другие роды с агглютинированной известковой стенкой [Подобина, 1975]. Однако эти роды не обнаружены в позднем маастрихте – на спаде трансгрессии. У представителей отряда Ataxophragmiida, развивающихся на «пиках» трансгрессий, для отдельных групп морфологически более сложно устроенных таксонов стенка постоянного химического состава агглютинированная: карбонатная или кварцево-кремнистая. Некоторые роды этого отряда в разрезе мезозоя-кайнозоя Западной Сибири – *Gaudryina* и *Gaudryinopsis* – часто являются видами-индексами выделяемых фораминиферовых зон (рис. 1).

Автор считает возможным, учитывая химический состав стенки и некоторые отличия в морфологии раковин, отнести эти таксоны пока к разным надсемействам отряда Ataxophragmiida.

Как показали исследования [Подобина, 1975], ранее в группу рода Gaudryina Orbigny, 1839 входили виды, раковины которых имеют разный химический состав стенки и очертание камер [Loeblich, Tappan, 1988]. Особи с угловатым или трехгранным поперечным сечением, в составе агглютината которых – зерна карбоната кальция, В.М. Подобиной оставлены в объеме рода Gaudryina Orbigny, 1839. Раковины округлого поперечного сечения и с закругленными камерами, имеющие в составе агглютината зерна кварца, были выделены в новый род Gaudryinopsis Podobina, 1975 [Подобина, 1975]. В последнее время в апте-альбе Западной Сибири установлен род Pseudoverneuilina Podobina gen. nov., отличающийся от рода Verneuilina Orbigny, 1839 кварцевокремнистым составом стенки и некоторыми морфологическими изменениями.

Известный французский альбский вид Gaudryinopsis (Gaudryina) filiformis (Berthelin) [Berthelin, 1880] обнаружен автором в альбе Западной Сибири – в разрезе скв. Полярная 1 (гл. 1748,34 м; Туруханский р-н). Его туронские потомки – вид Gaudryinopsis angustus Podobina – относительно многочисленны в центральном районе этого региона, и их количественное преобладание связано с широким распространением раннетуронской трансгрессии. Соответствующие породы выделены в зону Gaudryinopsis angustus. Первоначально автором этот вид установлен как туронский подвид альбского вида G. filiformis (Berthelin) angusta Podobina [Подобина, 1975]. В Северной Канаде известен вид-викариант Gaudryinopsis spiritensis (Stelck et Wall), установленный Д. Воллом [Wall, 1967] в объеме рода Gaudryina в отложениях формации Blackstone, соответствующих по возрасту верхам сеномана – раннему турону. В сантонских отложениях в пределах Западной Сибири известен вид Gaudryinopsis vulgaris (Kyprianova), также отличающийся широким латеральным и относительно узким вертикальным распространением.

Однако его находки, по сравнению с туронским видом *G. angustus* Podobina, более единичны, и, соответственно, он не принят в качестве зонального вида-индекса. Этот вид отличается от предыдущих некоторыми морфологическими особенностями, например более расширенной и грубозернистой раковиной. Встречается *Gaudryinopsis vulgaris* (Kyprianova) чаще в раннесантонской зоне Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota [Подобина, 1989]. В вышележащих отложениях верхнего мела экземпляры данного вида единичны или почти не обнаружены.

Раннесантонская трансгрессия значительна по масштабам в пределах Западной Сибири, и к ней чаще приурочены находки вида *G. vulgaris* (Kyprianova).



Рис. 1. Схема развития атаксофрагмиид в верхней юре – мелу – палеогене Западной Сибири [Подобина, Татьянин, 2011]; с изм. и доп. В.М. Подобиной

На шкале показан процент территории Западной Сибири, условно занятой морским бассейном

Fig. 1. Sheme of Ataxophragmiida development in Upper Jurassic – Cretaceous – Paleogene of Western Siberia with changes and additions by V.M. Podobina [Podobina, Tatyanin, 2011]

On this sleme percent of Western Siberia territory, occupied by marine basin has shown

В среднем эоцене (ирбитская свита) наблюдается самая обширная палеогеновая трансгрессия. В отложениях среднего эоцена по распространению вида Gaudrvinopsis subbotinae Podobina выделена одноименная зона фораминифер. Отложения этой зоны соответствуют среднезоценовому комплексу пород (второму) в разрезе хребта Ломоносова. Этому свидетельствует литология этих пород, сложенных биокремнистым материалом. Отложения ирбитской свиты среднего эоцена Западной Сибири состоят из слегка опоковидных светло-зеленовато-серых глин, подстилаются серовской свитой и ниже - талицкой свитой, соответствующих темно-серым глинам палеоцена – нижнего эоцена комплекса пород (третьего) хребта Ломоносова (сведения по литологии и стратиграфии хр. Ломоносова взяты [Ахметьев и др., 2010]). Мы надеемся, что при дальнейших исследованиях в разрезе второго среднезоценового комплекса пород хребта Ломоносова будут найдены представители рода Gaudryinopsis, обычно приуроченного к подобным глинам, так как стенка раковин у данного рода кварцево-кремнистого состава.

В среднезоценовых отложениях Средней Азии аналогичны находки вида Gaudryinopsis superturkestanica (N. Bykova). Бореальная трансгрессия, широко распространенная с севера (из Арктики) в среднем эоцене, распространилась в южном направлении в пределы Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна и далее через Тургайский пролив внедрилась со своими таксонами фораминифер в Среднеазиатский бассейн. Поэтому здесь известен, как указывалось, среднезоценовый вид викариант – Gaudryinopsis superturkestanica (N. Bykova). Этот вид впервые установлен Н.К. Быковой [Быкова, 1959] в среднем эоцене Восточных Кызыл-Кумов [Практическое руководства, 2005]. По морфологическим признакам и стратиграфическому положению Gaudrvinopsis superturkestanica (N. Bykova) полностью соответствует своему северному викарианту G. subbotinae Podobina.

Приуроченность разных видов рода *Gaudryinopsis* и других родов отряда Ataxophragmiida к отложениям, соответствующим максимальным трансгрессиям, повышает их стратиграфическое и корреляционное значение и дает возможность уточнить возраст наиболее спорных стратонов. В этом отношении выявленное широкое латеральное и узкое вертикальное распространение вида *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina и его викариантов уточняет возраст зоны Gaudryinopsis subbotinae, как среднеэоценовой, соответствующей ирбитской свите одноименного горизонта (по [Шацкий, 1978] вместо люлинворской приведена ирбитская свита и другие свиты).

Следовательно, развитие родов отряда Ataxophragmiida происходило в периоды максимального распространения трансгрессий. Их таксономический состав отмечается на «пиках» трансгрессий и зависит от условий обитания. Прежде всего, это выражено в различном химическом составе стенки, агглютинат которой может быть известковым или кремнистым. Первые из указанных родов-«двойников» отряда Ataxophragmiida установлены первоначально в карбонатных фациях, и они имеют агглютинированную известковую стенку. Вторые, обнаруженные позднее в терригенных фациях Западной Сибири и Северной Канады, имеют агглютинированную кварцево-кремнистую стенку. Как показали исследования автора, из-за разного химического состава стенки раковины отдельных родов отряда Ataxophragmiida также отличаются морфологически. Поэтому появились роды-«двойники», приуроченные к разным типам фаций, но ранее относимые к общим (одним) родам. Эти роды отличаются по ряду морфологических признаков, и их необходимо разделить по разным группам, которые пока можно относить, соответственно, к таксонам более высокого порядка надсемействам в отряде Ataxophragmiida (палеонт. табл. І–V).

Заключение

В работе отмечена стратиграфическая значимость атаксофрагмиид, среди которых особенно выделяются роды Gaudryinopsis Podobina, 1975 и новый род Pseudoverneuilina Podobina gen. nov., установленные автором при изучении апт-альб-сеноман-туронских отложений Западной Сибири. В отличие от нового рода, представители рода Gaudryinopsis имеют широкое вертикальное распространение (юра-средний эоцен), что повышает его стратиграфическое значение. Необходимо отметить распространение этого рода и Pseudoverneuilina в отложениях указанных ярусов среднего мела, образованных бореальной трансгрессией. Представители нового рода Pseudoverneuilina обнаружены в отложениях апта и альба, морские фации которых известны в северном палеобиогеографическом районе Западной Сибири. Причем альбские таксоны известны в этом районе от широтного течения р. Оби, включая на севере площади п-ва Ямал, а также в Зауралье. Аптские отложения распространены в северном районе от южной границы – междуречья истоков рек Пур и Таз (Южно-Русская площадь, скв. 55). Северная граница прослеживается по площадям п-ва Ямал. Исследование представителей рода Pseudoverneuilina привело к выводу о значимости его видовых таксонов для стратиграфии пока апта и альба, но, возможно, стратиграфический потенциал этого рода увеличится, включая другие стратоны в мезозое и кайнозое.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ І-V

Все экземпляры фораминифер взяты из пород мела – палеогена Западной Сибири. Зарисованы с натуры художницей О.М. Лозовой.

PALEONTOLOGICAL TABLES I-V

All Foraminiferal specimens have been took from deposits of Western Siberia Cretaceous–Paleogene. O.M. Lozovaya has drawn these specimens from nature. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА I

PALEONTOLOGICAL TABLE I 3a 2в 3B 56 6a 6б

Фиг. 1. *Gaudryinopsis sibiricus* Podobina. Голотип № 3503. П-в Ямал, Харасавэйская площадь, скв. 135, гл. 2251,65 м; викуловский горизонт, аптский ярус, нижний (?) подъярус; ×60

Фиг. 2. *Gaudryinopsis tailleuri* (**Таррап**). Экземпляр № 1823. Южно-Русская площадь, скв. 53, гл. 1667,0 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, нижний подъярус; ×60

Фиг. 3. *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin). Экземпляр № 3307. Самотлорская площадь, скв. 19975, гл. 1833,13 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, средний подъярус; ×60

Фиг. 4. *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin). Экземпляр № 3308. Самотлорская площадь, скв. 19975, гл. 1835,75 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, средний подъярус; ×60

Фиг. 5. *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin). Экземпляр № 1716. П-в Ямал, Малыгинская площадь, скв. 50, гл. 1679,0 м; хантымансийский горизонт, альбский ярус, средний подъярус; ×60

Фиг. 6. *Gaudryinopsis improvisus* (Bulatova). Экземпляр № 3025. Самотлорская площадь, скв. 4, гл. 1673,61 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, верхний подъярус; ×40

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ІІ

PALEONTOLOGICAL TABLE II



Фиг. 1. *Gaudryinopsis elongatus* Podobina. Голотип подвида № 3212. Ван-Еганская площадь, скв. 2010, гл. 959,2 м; уватский горизонт, сеноманский ярус, верхний подъярус; ×60

Фиг. 2, 3. *Gaudryinopsis angustus* Podobina. 2 – экземпляр № 1864; 3 – экз. № 1865. П-в Ямал, Малыгинская площадь, скв. 50, гл. 1074,10 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус; ×60

Фиг. 4, 5. *Gaudryinopsis angustus* Podobina. 4 – экземпляр № 3426; 5 – экз. № 3427. Вынгапуровская площадь, скв. 700, гл. 966,81 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, верхний подъярус; ×60

Фиг. 6, 7. *Gaudryinopsis angustus* Podobina. Паратипы № 382, 385. Васюганский профиль, скв. 1-ГК, инт-л гл. 731,7–722,8 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, верхний подъярус; ×80

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ІІІ

PALEONTOLOGICAL TABLE III



Фиг. 1–4. Gaudryinopsis angustus Podobina

1 – голотип № 380; 2 – паратип № 382а. Камышловская площадь, скв. 1-р, инт-л гл. 958,03–951,93 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус; ×80

3 – паратип № 381. Амбарская площадь, скв. 1-р, инт-л гл. 918,56–915,16 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус; ×80

4 – паратип № 382б. Тазовская площадь, скв. 25-р, инт-л гл. 1156,52–1140,04 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус; ×80

Фиг. 5–7. Gaudryinopsis vulgaris (Kyprianova)

5 – экземпляр № 385. Тымский профиль, скв. 2-к, гл. 490,4 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, нижний подъярус; ×80 6 – экземпляр № 384. Средне-Парабельская площадь, скв. 16-к, гл. 279,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, нижний подъярус, ×80

7 – экземпляр № 386. Средне-Парабельская площадь, скв. 14-к, гл. 254,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, нижний подъярус; ×80

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА IV

PALEONTOLOGICAL TABLE IV



Фиг. 1–7. Gaudryinopsis subbotinae Podobina

1 – голотип № 818. Бассейн р. Ильяк (Ильякская партия), скв. 10, гл. 330,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус; ×80 2 – паратип № 819. Бассейн р. Ильяк (Ильякская партия), скв. 10, гл. 370,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус; ×80 4 – экз. № 1560. Мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 3, гл. 396,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус; ×60 3 – экз. № 1810, 5 – экз. № 1811, 6 – экз. № 1812. Мерид. течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 464,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус; ×80

7- экз. № 1813. Тарский профиль, скв. 46-к, инт-л гл. 319,3–318,6 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус; ×80

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА V

PALEONTOLOGICAL TABLE V



Фиг. 1, 2. Pseudoverneuilina aptica Podobina

1 – экземпляр № 1837; 2 – экз. № 1838. Южно-Русская площадь, скв. 55, гл. 1841,5 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний (?) подъярус, ×80

Фиг. 3. Pseudoverneuilina aptica Podobina

Голотип № 3475. Северная площадь, скв. 1414, гл. 1463,68 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, средний подъярус; ×80

Определив валидность рода *Pseudoverneuilina*, автор пришел к необходимости краткого его описания и публикации в данной работе. Необходимо было описать его альбский вид – *P. albica* Podobina sp. nov.

Описание рода *Pseudoverneuilina* Podobina gen. nov.

Pseudoverneuilina aptica Podobina, 2017. Голоти № 3315. Западная Сибирь, Южно-Русская площадь,

Экземпляр № 1839. Южно-Русская площадь, скв. 55, гл. 1835,7 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний (?) подъярус; ×80 Фиг. 4. *Pseudoverneuilina albica* Podobina sp. nov.

скв. 55, гл. 1834,0 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний (?) подъярус [Подобина, 2017].

Паратип № 3316. Западная Сибир, п-в Ямал, Северо-Тамбейская площадь, скв. 205, гл. 2242,85 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний (?) подъярус [Подобина, 2017].

К раткое описание. Раковина расширенноконусовидная, состоит из сравнительно быстро возрастающих в высоту оборотов спирали. Во всех оборотах по три выпукло-трапецевидных камеры. Септальные швы узкие, углубленные, едва заметные. Устьевая поверхность выпуклая, устье в виде септальной арки в основании устьевой поверхности. В поперечном сечении раковина треугольного и немного закругленного очертания.

Стенка агглютинированная, кварцево-кремнистая.

С равнение. Наиболее сходным родом является Verneuilina Orbigne, 1839, от которого описываемый род отличается более резко расширяющейся раковиной и несколько выпуклыми камерами, а также агглютинированной кварцево-кремнистой стенкой. В объем рода входят пока два вида – *P. aptica* Podobina и *P. albica* Podobina sp. nov. Распространение и геологический возраст. Аптский и альбский ярусы Западной Сибири.

Вид *Pseudoverneuilina albica* Podobina sp. nov. Палеонт. табл. V, фиг. 4

Голотип № 3475. Западная Сибирь, Северная площадь, скв. 1414, гл. 1463,68 м; ханты-мансийский горизонт, альбский ярус, средний подъярус.

Описание. Раковина трехрядная, средних размеров, с быстро возрастающими выпуклыми закругленно-трапециевидными камерами, в виде пирамидки, септальные швы узкие, углубленные, почти горизонтальные.

Стенка агглютинированная, кварцево-кремнистая. Устье неразличимо. Размеры в мм: высота 1,30, наиб. ширина – 0,90.

Сравнение. От сходного вида *P. aptica* Podobina отличается более равномерно возрастающими камерами и заметными септальными швами.

Распространение и геологический возраст. Западная Сибирь, северный палеобиогеографический район, альбский ярус.

Список источников

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.М. и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 78–103.

Быкова Н.К. К вопросу о закономерностях филогенетического развития фораминифер в условиях периодически изменяющейся среды // Труды II сессии Всесоюзного палеонтологического общества. М. : ВПО, 1959. С. 63–75.

Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 175 с., 35 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1998. 337 с., 62 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия апта северного палеобиогеографического района Западной Сибири // Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 61–72, 8 палеонт. табл.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2018. 138 с., 25 палеонт. табл., 26 фиг., 6 рис.

Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы среднего мела Западной Сибири. Томск : Издательство Томского государственного университета, 2022. 224 с., 50 палеонт. табл.

Подобина В.М., Татьянин Г.М. Распространение фораминифер рода *Gaudryinopsis* в юре – палеогене Западной Сибири // Вестник Томского госуниверситета. 2011. № 346. С. 189–192.

Практическое руководство по микрофауне. Т. 8: Фораминиферы кайнозоя / ред. Э.М. Бугрова. СПб. : ВСЕГЕИ, 2005. 323 с. Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири: палеонтология и стратиграфия. Новосибирск : Наука, 1978. С. 3–21.

Berthelin G. Mémoire sur les Foraminiféres fossiles de l'Etage Albien de Moncley (Doubs) // Mémoires de la Société Géologique de France. Ser. 3. 1880. V. 1, № 5. 84 p.

Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York : Van Nostrand Reincold Company, 1988. V. I. 970 p.; V. II. 847 p.

Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 pls.

References

Akhmetyev M.A., Zaporozhets N.I., Yakovleva A.M. and etc. *Sravnitel'nyj analiz razrezov i bioty morskogo paleogena Zapadnoj Sibiri i Arktiki* [Comparative analysis of sections and biota of the marine Paleogene of Western Siberia and the Arctic] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya. 2010. V. 18. No. 1. pp. 78–103. In Russian

Bykova N.K. K voprosu o zakonomernostyah filogeneticheskogo razvitiya foraminifer v usloviyah periodi-cheski izmenyayushchejsya sredy [On the issue of patterns of phylogenetic development of foraminifera in a periodically changing environment] // Trudy II sessii Vsesoyuznogo paleontologicheskogo obshchestva. Moscow: VPO, 1959. pp. 63–75. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery verhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti, ih znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, Their Importance for Stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verhnego mela Zapadnoj Sibiri [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1989. 175 p., 35 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego ela I paleogena Zapadnoy Sibiri [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 1998. 338 p., 57 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya apta severnogo paleobiogeograficheskogo rajona Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Aptian northern paleobiogeographic region of Western Siberia // Geosfernye issledovaniya, 2017, No. 1. pp. 61–72, 8 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M. Foraminifery i biostratigrafiya srednego mela Zapadnoj Sibiri [Foraminifera and biostratigraphy of the Middle Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd. Dom Tom. gos. un-ta, 2018. 138 p., 25 paleont. tabl., 26 fig., 6 ris. In Russian

Podobina V.M. Biostratigrafiya i foraminifery srednego mela Zapadnoj Sibiri [Biostratigraphy and foraminifera of the Middle Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. gos. un-ta, 2022. 224 p., 50 paleont. tabl. In Russian

Podobina V.M., Tatyanin G.M. Rasprostranenie foraminifer roda Gaudryinopsis v yure – paleogene Zapadnoj Sibiri [Distribution of foraminifera of the genus Gaudryinopsis in the Jurassic – Paleogene of Western Siberia] // Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. 2011. No 346. pp. 189–192. In Russian

Prakticheskoe rukovodstvo po mikrofaune / T. 8. Foraminifery kajnozoya / Red. E.M. Bugrova [Practical guide to microfauna / T. 8. Foraminifera of the Cenozoic / Ed. EM. Bugrova]. St.Petersburg: VSEGEI, 2005. 323 p. In Russian

Shatsky S.B. Osnovnye voprosy stratigrafii i paleogeografii paleogena Sibiri // Paleogen i neogen Sibiri: paleontologiya i stratigrafiya [Basic questions of stratigraphy and paleogeography of the Paleogene of Siberia // Paleogene and Neogene of Siberia: paleontology and stratigraphy]. Novosibirsk: Nauka, Sib. otd-e, 1978. pp. 3–21. In Russian

Berthelin G. Mémoire sur les Foraminiféres fossiles de l'Etage Albien de Moncley (Doubs) // Mémoires de la Société Géologique de France. Ser. 3. 1880. V. 1. No. 5. 84 p.

Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reincold Company, 1988. V. I. 970 p., V. II. 847 p.

Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 pls.

Информация об авторе:

Подобина В.М., доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра палеонтологии и исторической геологогеографический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: podobina@mail.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Podobina V.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: podobina@mail.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 20.02.2024; одобрена после рецензирования 03.05.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 20.02.2024; approved after reviewing 03.05.2024; accepted for publication 03.03.2025

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья УДК 552.3: 552.333.4: 552.113 doi: 10.17223/25421379/34/3

ГЕНЕЗИС ГРАНАТА И КЛИНОПИРОКСЕНА МЕГАКРИСТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ



Вера Вячеславовна Егорова¹, Роман Аркадиевич Шелепаев², Андрей Эмильевич Изох³

^{1, 2, 3} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия ¹ verae@igm.nsc.ru ² rshel@igm.nsc.ru

³ izokh@igm.nsc.ru

Аннотация. Приведенные в работе данные по составам гранатов и клинопироксенов мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов различных регионов Центральной и Юго-Восточной части Азии позволили восстановить состав расплавов соответствующих очагов щелочнобазальтоидного магматизма и определить глубину их становления.

Ключевые слова: щелочные базальты, мегакристовая ассоциация, клинопироксен, гранат, магматическая камера, Монголия, Вьетнам, Киргизия

Источник финансирования: Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации,.

Для цитирования: Егорова В.В., Шелепаев Р.А., Изох А.Э. Генезис граната и клинопироксена мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 32–50. doi: 10.17223/25421379/34/3

Original article doi: 10.17223/25421379/34/3

GENESIS OF GARNET AND CLINOPYROXENE MEGACRYSTS FROM ALKALINE BASALTS OF THE CENTRAL AND SOUTHEASTERN ASIA

Vera V. Egorova¹, Roman A. Shelepaev², Andrey E. Izokh³

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

¹verae@igm.nsc.ru

² rshel@igm.nsc.ru

³ izokh@igm.nsc.ru

Abstract. In Central and Southeastern Asia Cenozoic intraplate alkaline basalts covered vast areas, where basalts made up of huge lava flows with various safety a dome. Alkaline basalts contain megacrysts of pyroxenes, garnet, amphiboles, feldspars, phlogopite, crustal and mantle xenolithes. The study of megacrysts from alkaline basalts allows reconstructing the chemical evolution of parental magmas and determining the depth of magmatic chambers. For this purpose, megacrysts of clinopyroxene and garnet from alkaline basalts of Central (Mongolia, Kyrgyzstan) and Southeastern Asia (Vietnam) and were investigated.

Clinopyroxenes of the megacryst assemblage from all localities compositionally correspond to high-alumina augites, it Mg number varies from 64 to 83 at. %. Compared to clinopyroxenes from lherzolite and websterite xenoliths (Mg number 90-92) transported with the same basalts, the studied ones have lower Mg number and Cr_2O_3 contents and higher TiO₂ content. Garnets of the megacryst assemblage correspond in composition to pyrope-almandine and show Mg number 60-78 at. %. In contrast to garnets of lherzolite xenoliths, the studied megacrysts lack Cr_2O_3 but have high TiO₂ contents. Comparing the clinopyroxene and garnet compositions from different localities shows the dependence of megacrysts and host basalts composition. So, more magnesian megacrysts of Vietnam are in more magnesian basaltoids, while the basalts of Mongolia and Kyrgyzstan contain minerals with relatively lower Mg number. This relationship is also evident with respect to sodium, aluminum and REE. Using the mineral–melt partition coefficients for alkaline-basaltoid systems, compositions of melts equilibrated with the clinopyroxene and garnet of the megacryst assemblage were estimated. The calculated REE contents are close to composition of the host alkaline basalts. Along

with the positive correlations between the compositions of clinopyroxene and garnet and the host basalts, this confirms the genetic relationship between the megacrysts and alkaline basalts.

Clinopyroxenes and garnets of the megacryst assemblage crystallized from alkaline-basaltic magma in the deep-seated intermediate chamber at 13–16 kbar (44–54 km) for Mongolian and 11–14 kbar (37–47 km) for Kyrgyzstan megacrysts. In Central Asia, these depths are close to the crust–lithospheric mantle boundary. Formation of Vietnamese megacrysts was at 13–17 kbar, which corresponds to a depth of 44–58 km. In Central and Southeastern Asia deep-seated magma chambers were located at different levels of the lithospheric mantle, and also close to the crust–lithospheric mantle boundary. At depths of >50 km, these magma chambers were, most likely, long-living sources of heat and fluids that influenced the rocks of the Earth's crust lower horizons. *Keywords:* alkaline basalts, megacrysts, clinopyroxenes, garnet, magma chambers, Mongolia, Vietnam, Kyrgyzstan

Source of financing: Work is done on state assignment of IGM SB RAS (№ 122041400044-2).

For citation: Egorova V.V., Shelepaev R.A., Izokh A.E. (2025) Genesis of garnet and clinopyroxene megacrysts from alkaline basalts of the central and southeastern Asia. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 32–50. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/3

Введение

Внутриплитный щелочнобазальтоидный вулканизм охватил огромные территории Центральной и Юго-Восточной Азии и продолжался на протяжении всего кайнозоя. В результате этого явления образовалось множество ареалов вулканических пород [Кепежинскас, 1979; Геншафт и др., 2006; Изох и др., 2010; Litasov, 2000; Garnier et al., 2005]. Нередко щелочные базальты, поднимающиеся с больших глубин, выносят на поверхность фрагменты пород с различных уровней земной коры и верхней мантии, а также включения крупных одиночных кристаллов клинопироксена, граната, амфибола, флогопита, полевых шпатов, ильменита, титаномагнетита, циркона, апатита [Litasov, 2000; Shaw, Eyzaguirre, 2000; Dobosi et al., 2003; Garnier et al., 2005; Upton et al., 2009]. Чаще всего в мегакристовой ассоциации щелочных базальтов отмечается клинопироксен. Существуют различные гипотезы происхождения мегакристаллов клинопироксена:

1. Они рассматриваются как ранние фазы (фенокристы), кристаллизовавшиеся при большом давлении на значительной глубине из тех щелочных базальтовых расплавов, которые выносят их на поверхность [Dobosi, Jenner, 1999; Shaw, Eyzaguirre, 2000; Akinin et al., 2005].

2. Они кристаллизуются при высоких давлениях не из расплавов, их выносящих, но имеющих с ними генетическое родство; состав этого вида мегакристаллов позволяет определять состав расплавов, никогда не достигавших поверхности [Rankenburg et al., 2004; Roberts et al., 2019; Liu, Ying, 2020; Matusiak-Malek et al., 2021; Linlin et al., 2022].

3. Мегакристаллы также рассматриваются как ксенокристы, генетически не связанные с вмещающими базальтоидами и представляющие собой фрагменты дезинтегрированных пород верхней мантии и коры [Righter, Carmichael, 1993; Dobosi et al., 2003; Akinin et al., 2005; Liu, Ying, 2020].

4. Они также рассматриваются как продукты метасоматоза при взаимодействии глубинных флюидов с перидотитами мантии [Pivin et al., 2009; He et al., 2013]. 5. Мегакристаллы могут быть продуктами глубинной кристаллизации не базальтоидной магмы, а расплавов, возникающих в коре под воздействием базальтоидов [Изох и др., 2010].

Нередко в одном и том же проявлении щелочных базальтов отмечаются клинопироксены, имеющие разный генезис (например, [Matusiak-Malek et al., 2021]. Но каков бы ни был генезис мегакристаллов, они являются ценным источником информации о составе земной коры и верхней мантии и процессах, происходящих в глубинных магматических очагах (кристаллизационная дифференциация, контаминация, смешение и т.д.).

Мегакристаллы клинопироксена описаны почти во всех известных проявлениях щелочных базальтов, выносящих глубинные включения, а вот мегакристаллы граната довольно редки. Их присутствие отмечается в базанитах Шотландии, Северной Нигерии, Восточного Китая, Новой Зеландии, Витимского плато, Таиланда и Вьетнама [Frisch, Wright, 1971; Chapman, 1976; Barr, Dostal, 1986; Xiao Senhong, 1991; Upton et al., 1999; Litasov, 2000; Fulmer et al., 2010; Изох и др., 2010; Linlin et al., 2022]. Нами была изучена большая коллекция глубинных включений граната и клинопироксена из кайнозойских щелочных базальтов различных вулканических областей Центральной и Юго-Восточной Азии (Монголия, Вьетнам и Киргизия) с целью определения генезиса мегакристаллов и оценки параметров кристаллизации расплавов в промежуточных камерах, расположенных на разных уровнях литосферной мантии.

Методы исследования

Исследование химического состава минералов проводилось методом электронно-зондового микроанализа на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-3200 (ускоряющее напряжение составляло 20 кВ) и рентгеноспектральном микроанализаторе Сатеса Camebax-Micro с током зонда 30–40 нА при диаметре пучка 2–3 мм в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Концентрации редких элементов в клинопироксенах и гранатах определялись методом ICP MS с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan МАТ, Германия) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), а также на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT в Университете Гёте (Франкфурт-на-Майне, Германия). Каждая съемка сопровождалась контрольным измерением стандартов стекол Национального института стандартов и технологий (NIST 612, 614). Погрешность анализа при съемке в ЦКП ИГМ СО РАН по величине стандартного отклонения многоэлементных и изотопных исследований не превышала 15-25 % для содержаний менее 1 ррт и 1-10 % для содержаний более 1 ррт. Пределы обнаружения элементов в ppm: La – 0,06; Ce – 0,06; Pr – 0,03; Nd – 0,03; Sm – 0,01; Eu – 0,005; Gd – 0,02; Tb – 0,005; Dy - 0,01; Ho - 0,005; Er - 0,02; Yb - 0,02; Lu - 0,005; Hf – 0,05; Ta – 0,05; Rb – 0,5; Sr – 3; Y – 0,1; Zr – 0,1; Nb – 0,09; Rb – 0,5; Ba – 3; Th – 0,03; U – 0,02. Диапазон пределов обнаружения при съемке в Университете Гёте составлял от 10 до 20 ppb, погрешность по величине стандартного отклонения не превышала 1–10 %. Содержание СаО в минералах, определенное методом электронно-зондового микроанализа, использовалось как внутренний стандарт. Анализы в табл. 1–5 приведены с учетом пределов обнаружений элементов.

Геологическое положение

Кайнозойские щелочные базальтоиды широко распространены в пределах Центральной и Юго-Восточной Азии. На всей этой территории базальты слагают обширные поля, среди которых встречаются различной сохранности вулканические аппараты.

В Монголии на основании геоморфологических и геохронологических данных были выделены 18 ареалов кайнозойского вулканизма (рис. 1, *a*) [Кепежинскас, 1979; Геншафт и др., 2006].



Рис. 1. Схема расположения вулканических полей щелочнобазальтоидного магматизма Монголии, Вьетнама и Киргизии

а – схема расположения вулканических полей щелочнобазальтоидного магматизма Монголии составлена по [Геншафт и др., 2006]; b – Схема расположения вулканических полей щелочных базальтов Вьетнама составлена по [Изох и др., 2010]; с – Схема расположения выходов щелочных базальтов, содержащих глубинные включения, на территории Киргизии составлена по [Ваgdassarov et al., 2011]

Fig. 1. The location scheme of alkaline basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

a – The location scheme of alkaline basalts of Mongolia modified after [Genshaft et al., 2006]; b – The location scheme of alkaline basalts of Vietnam modified after [Izokh et al., 2010]; c – The location scheme of alkaline basalts of Kyrgyzstan modified after [Bagdassarov et al., 2011]

Большая их часть располагается в субмеридиональной полосе шириной до 600 км, простирающейся от Байкальской рифтовой зоны до Гобийского Алтая, а также выделяется большой ареал на юго-востоке Монголии – плато Дариганга. Базальты выносят на поверхность мегакристы граната, высокоглиноземистых пироксенов, амфибола, флогопита, циркона, К-Na полевых шпатов [Кепежинскас, 1979; Геншафт, Салтыковский, 1990]. Нами были исследованы мегакристаллы клинопироксена и граната из вулканических центров четырех ареалов – Тарят-Чулутынского (включая вулкан Шаварын-Царам), Долинноозерского, Орхон-Селенгинского и плато Дариганга.

В Центральном и Южном Вьетнаме кайнозойские базальтовые плато часто превышают 100 км в диаметре при мощности до нескольких сотен метров, причем общая площадь покровов превышает 23 тыс. км² [Hoang, Flower, 1998] (см. рис. 1, b). Большую часть объема базальтовых потоков занимают толеитовые базальты, щелочные породы развиты в подчиненном количестве [Hoang, Flower, 1998]. Именно в последних найдены глубинные включения пироксенов, граната, амфиболов, K-Na полевых шпатов, флогопитов, а также ксенолитов мантийных пород [Hoang, Flower, 1998]. Нами были исследованы мегакристаллы клинопироксена и граната из россыпных месторождений Дак Нонг (провинция Дак Лак) и Заа-Кием (провинция Донг Най), которые разрабатываются в связи с добычей сапфира, циркона и граната (рис. 1, b). Месторождения приурочены к элювиальным латеритам, развивающимся по покровам щелочных базальтов [Garnier et al., 2005].

Мезо-кайнозойские базальтоиды Тянь-Шаня распространены на территории от складчатого обрамления Ферганского бассейна и до Джунгарского Алатау (рис. 1, с). Они образуют дайки, штоки и силлы среди мел-палеогеновых отложений, выполняющих неотектонические впадины Тянь-Шаня. В щелочных базальтах из участков Байламтал, Кастек, Тоюн, Учкудук установлены ксенолиты ультраосновных пород [Sobel, Arnaud, 2000; Simonov et al., 2008]. Нами было изучено новое проявление щелочных базальтов с мантийными ксенолитами в Центральном Тянь-Шане шток Орто-су, который находится на юге Кыргызстана, на северо-восточном склоне хребта Каракыр-Кокшаал-Тау, в верховьях р. Ортосу. Базальты штока содержат существенное количество ксенолитов шпинелевых лерцолитов, пироксенитов и габбро, а также мегакристаллов клинопироксена.

Мегакристовая ассоциация

Монголия

Состав клинопироксенов

Клинопироксены мегакристовой ассоциации из различных ареалов Монголии выглядят одинаково – это черные округлые или слегка вытянутые кристаллы со стеклянным блеском размером от 1 до 5 см, мегакристаллы из вулканического центра Шаварын-Царам Тарят-Чулутынского ареала могут достигать 15 см. Это незональные кристаллы, по составу отвечающие высокоглиноземистому авгиту. Магнезиальность клинопироксенов варьирует в широких пределах от 64 до 83 ат. % (рис. 2, табл. 1). При этом наиболее магнезиальные клинопироксены (Mg# до 80– 82 ат. %) отмечаются в базальтах плато Дариганга, в тех вулканических аппаратах, где были найдены и мегакристаллы граната.

Все изученные клинопироксены Монголии практически не содержат хрома (до 0,09 мас. %). Содержания Al₂O₃ варьируют от 6,6 до 9,6 мас. %, при этом наиболее глиноземистыми являются клинопироксены Орхон-Селенгинского ареала (до 9,63 мас. %), тогда как, в остальных содержание Al₂O₃ не превышает 8,7 мас. %. Наряду с Al₂O₃ в клинопироксенах Орхон-Селенгинского ареала отмечаются и наиболее высокие содержания Na₂O (2,8–3,4 мас. %) и TiO₂ (1–2,13 мас. %). Тогда как в других ареалах количество Na₂O варьирует от 1 до 3 мас. %, а TiO₂ от 0,6 до 1,6 мас. %.

Для клинопироксенов Тарят-Чулутынского, Долиноозерского и плато Дариганга характерно увеличение содержаний Al_2O_3 , TiO₂ и Na₂O с уменьшением магнезиальности минерала (рис. 2). Однако такая корреляция не наблюдается в клинопироксенах Орхон-Селенгинского ареала. Содержание TiO₂ в клинопироксенах этого ареала незначительно снижается с уменьшением магнезиальности минерала, а содержания Al_2O_3 и Na₂O остаются практически постоянными.

Спектры распределения редких элементов в клинопироксенах различных ареалов Монголии однотипны. Суммарное содержание редкоземельных элементов (REE) в клинопироксенах составляет 52– 147 хондритовых единиц и растет с уменьшением магнезиальности минерала (рис. 2; 4, *a*,). Такая же зависимость наблюдается и Sr (рис. 2). Клинопироксены обогащены MREE ((Ce/Sm)n = 0,67–0,73) относительно легких и тяжелых лантаноидов и имеют отрицательный наклон в области тяжелых лантаноидов ((Sm/Yb)n = 4–11) без европиевой аномалии. Для них также характерна небольшая отрицательная аномалия по Zr и Nb, а также обеденение LIL элементами (Ba, Th, U) (рис. 4, *b*).

Состав гранатов

Мегакристаллы граната были обнаружены в базанитах вулкана Шаварын-Царам Тарят-Чулутынского ареала и нескольких вулканических центрах плато Дариганга.



Рис. 2. Вариации химического состава клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии

Данные по составам клинопироксенов из ксенолитов лерцолитов вулкана Шаварын-Царам из [Kopylova et al., 1995], из ксенолитов гранатовых пироксенитов вулкана Шаварын-Царам – собственные данные

Fig. 2. Composition variation of clinopyroxenes of megacryst association from alkaline basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

Data of clinopyroxene composition from lherzolite xenoliths of Shavaryn-Tsaram [Kopylova et al., 1995], from garnet pyroxenite xenoliths – own data

Мегакристаллы граната из вулкана Шаварын-Царам описывались и ранее [Кепежинскас, 1979; Асеева и др., 2014], а вот гранаты из базальтоидов плато Дариганга изучены впервые. Наиболее крупные мегакристаллы граната обнаружены в базанитах вулкана Шаварын-Царам, их размер колеблется от первых сантиметров до 10–15 см, в базальтах плато Дариганга гранаты более мелкие (1–2 см). Зерна граната округлые, овальные, в большинстве образцов окруженные коричневым келифитовым агрегатом. Иногда келифит образует каймы вокруг граната, в некоторых случаях почти полностью замещает его по трещинам. Образование таких келифитовых кайм обычно объясняют тепловым воздействием вмещающих магм или (и) декомпрессией во время подъёма [Rudnick, Jackson, 1995; Асеева и др., 2014]. Гранаты мегакристовой ассоциации по составу отвечают пироп-альмандину с магнезиальностью варьирующей в пределах от 62 до 63,3 ат. % в гранатах из вулкана Шаварын-Царам и 64–73 ат. % из базальтов плато Дариганга (рис. 3, табл. 2).


Рис. 3. Вариации химического состава гранатов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии

Данные по составам гранатов из базанитов Нигерии из [Frisch, Wright, 1971], Шотландии [Chapman, 1976], Новой Зеландии [Fulmer et al., 2010], из ксенолитов лерцолитов вулкана Шаварын-Царам из [Kopylova et al., 1995], из ксенолитов гранатовых пироксенитов вулкана Шаварын- Царам – собственные данные

Fig. 3. Composition variation of garnets of megacryst association from alkaline basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

Data of garnets composition from basanite of Nigeria form [Frisch, Wright, 1971], Scotland [Chapman, 1976], New Zealand [Fulmer et al., 2010], from lherzolite xenoliths of Shavaryn-Tsaram [Kopylova et al., 1995], from garnet pyroxenite xenoliths own data

Содержание CaO колеблется в очень узких пределах – от 5 до 5,8 мас. % в гранатах плато Дариганга и 5,2–5,36 мас. % в гранатах из вулкана Шаварын-Царам.

Количество TiO₂ составляет 0,34–0,6 мас. %, при этом гранаты из вулкана Шаварын-Царам более титанистые в сравнении с гранатами из базальтов плато Дариганга. Содержание Cr₂O₃ в гранатах ничтожно мало, не превышает 0,11 мас. %. Гранаты не обнаруживают зональности. Также были обнаружены сростки граната и клинопироксена в базальтах плато Дариганга, состав которых не отличается от состава одиночных мегакристаллов (табл. 1, 2). В целом состав гранатов Плато Дариганга схож с составом гранатов из базанитов Нигерии (рис. 3).

По магнезиальности они отличаются от гранатов из мантийных перидотитов и пироксенитов (рис. 3). Именно это позволяет отличать мегакристаллы граната от гранатов из дезинтегрированных ксенолитов. В последних гранаты более магнезиальные (Mg# 80–85), содержат меньше CaO (4,5–4,8 мас. %) и TiO₂ (0,1–0,15 мас. %) (рис. 3).

Для гранатов характерно обеднение легкими лантаноидами и резкое обогащение HREE ((Sm/Yb)n = 0,14–0,22) (см. рис. 4, c; табл. 4). Содержание REE составляет 160–247 хондритовых единиц и увеличивается с уменьшением магнезиальности гранатов. В гранатах наблюдается обогащение Zr, Hf и Nb, а также минимум по Sr (рис. 4, d).

Вьетнам

Состав клинопироксенов

Клинопироксены мегакристовой ассоциации россыпи Дак Нонг и Заа-Кием представляют собой черные кристаллы со стеклянным блеском размером от 2 до 4 см.

Состав клинопироксенов из этих полей одинаковый, они отвечают высокоглиноземистым авгитам, магнезиальность которых варьирует от 74 до 86 ат. % (см. рис. 2, табл. 1). Содержания Al₂O₃ составляют 7– 8,6 мас. %, TiO₂ (0,5–1,8 мас. %) и Na₂O (1– 1,72 мас. %) и возрастают по мере уменьшения магнезиальности. Содержание хрома во всех клинопироксенах колеблется от 0,03 до 0,46 мас. % и уменьшается при падении магнезиальности минерала. От моноклинных пироксенов из ксенолитов лерцолитов и вебстеритов (Mg# 90–92), вынесенных теми же базальтами, они отличаются меньшей магнезиальностью, большими содержаниями титана и меньшими хрома (см. рис. 2).

Содержание REE в клинопироксенах составляет 54– 187 хондритовых единиц и увеличивается с уменышением магнезиальности минерала (см. табл. 3). Спектры распределений РЗЭ, нормированные на хондрит, отражают обогащение клинопироксенов MREE ((Ce/Sm)n = 0,68–0,81) и имеют отрицательный наклон в области тяжелых лантаноидов ((Sm/Yb)n = 2–2,6) без европиевой аномалии (см. рис. 4, *a*). Клинопироксены обеднены Nb, Zr, Hf, а также LIL элементами (рис. 4, *b*).

Состав гранатов

Гранаты мегакристовой ассоциации из базальтов Вьетнама представляют собой округлые или слабо вытянутые зерна малинового цвета размером от 1 до 3 см. По составу гранаты полей Дак Нонг и Заа-Кием не отличаются. Они отвечают пироп-альмандину с магнезиальностью 63–78 ат. % (см. рис. 3, табл. 2). Содержание CaO составляет 5,02–5,93 %, количество TiO_2 колеблется от 0,39 до 0,69 мас. %. Содержания Cr_2O_3 в гранатах очень низкие, колеблются от нулевых значений и достигают 0,22 мас. % в самых магнезиальных образцах. Содержание CaO и TiO_2 увеличивается, а Cr_2O_3 наоборот падает с уменьшением магнезиальности минерала. От гранатов из ксенолитов лерцолитов мегакристы отличаются меньшей магнезиальностью, повышенным содержанием титана и кальция, а также низким содержанием хрома (рис. 3). В целом состав гранатов Вьетнама не отличается от состава гранатов мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов Шотландии и Новой Зеландии (рис. 3).

Общее содержание лантаноидов в гранатах составляет 164–413 хондритовых единиц. Для них характерно дифференцированное распределение редкоземельных элементов. Спектры редкоземельных элементов отражают обеднение гранатов легкими лантаноидами и резкое обогащение HREE ((Sm/Yb)n = 0,10-0,26) (рис. 4, *c*). На мультиэлементных спектрах гранатов выделяются минимумы по Sr, Ba и небольшое обогащение Zr и Hf (рис. 4, *d*). С уменьшением магнезиальности содержание редких элементов в минерале растет (табл. 3).



Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных (а, с) и редких элементов (b, d) в клинопироксенах и гранатах мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии Данные нормированы на хондрит (a, c) [Boynton, 1984] и на примитивную мантию (b, d) [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 4. Composition variation of garnets of megacryst association from alkaline basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

Data are normalized to chondrite [Boynton, 1984] and PM [Sun, McDonough, 1989]

-	
ца	
ИИ	
a 6.	
Ε	

Представительные анализы химического состава (мас. %) клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии

Representative major element data (wt %) for clinopyroxenes of megacryst association from alkali basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

Table 1

										Montonia									
		Тарят-	-Hynyrbn	нский		Тарят-Ч	VIIVTbIHCK	ий (вулка	н Шавары	H-Llapam)			ллато Да	риганга			ПоЛ	ноозерсн	сий
Образец	E27-1	E35	E27-2	E36	E27-4	2005-1	2005-3	2005-4	2005-5	E40-1	E127	7/03	10/03	10/04	E127/8	E127/9*	B06-1	B06-2	B06-3
SiO_2	50,13	48,69	50,31	50,71	50,54	48,49	49,50	49,46	50,15	49,10	48,69	51,24	50, 19	50,17	49,98	51,74	50,60	49,57	49,97
TiO_2	1,46	1,62	1,47	1,34	1,04	1,63	1,09	1,02	1,06	1,74	1,46	0,604	1,12	1,13	1,38	0,849	1,19	1,33	1,36
Al_2O_3	9,24	9,63	9,09	8,68	7,94	9,25	8,62	9,24	8,71	9,04	8,71	7,06	8,09	8,18	7,8	6,56	7,54	7,91	7,84
MnO	0,13	0,18	0,12	0,11	0,14	0,15	0,17	0,08	0,06	0,15	0,13	0,163	0,161	0,157	0,157	0,137	0,12	0,15	0,14
MgO	10,28	10,94	11,34	12,80	15,92	11,70	14,27	12,71	12,79	10,25	10,22	16,45	12,78	13,18	8,59	15,84	12,24	12,61	12,62
FeO	8,76	8,76	8,37	7,58	6,70	9,39	8,05	5,37	4,68	9,53	10,27	7,15	9,2	9,15	11,12	7,96	8,90	8,59	8,56
CaO	17,53	17,50	17,28	17,30	15,90	16,25	15,56	19,35	19,73	15,98	16,39	15	15,18	15,31	19,48	14,07	16,38	16,46	16,26
Na_2O	2,91	2,74	2,63	2,21	1,75	2,40	1,99	2,17	2,28	3,41	2,96	1,59	2,46	2,48	1,03	2,15	2,81	2,68	2,82
Cr_2O_3	Ι	Ι	Ι	Ι	0,07	Ι	Ι	0,04	0,09	Ι	0,03	0,031	Ι	Ι	0,016	0,026	0,03	v.	0,04
Сумма	100,5	100,1	100,7	100,8	100,1	99,3	99,3	99,5	99,6	99,2	6'86	99,3	99,19	99,76	99,94	99,35	9,99	99,3	96,6
Mg#	67,7	69,0	70,7	75,1	80,9	68,9	76,0	80,8	83,0	65,7	64,2	80,4	71,2	72,0	69,1	78,0	71,0	72,3	72,4
CAN	190	182	190	199	200	176	181	209	227	LL1	188	212	188	187	250	214	217	208	207
	V	Монголи	Ы						Вьетнам							Kı	иргизия		
	Орхон	-Селенг	инский		Дағ	: Нонг				3aa	1-Кием					C	pro-cy		
Образец	E40-2	E40-4	E40-5	288/2	288/4	288/10	287/10	IR35-7	IR35a-6	P1751-1	P1751-6	IR35-6	2619d	2619b	OCB7	OCB3	OCB11	OCB9	B2
SiO_2	49,64	49,27	50,31	49,48	50,10	50,63	51,03	48,75	48,48	49,11	49,57	50,63	51,37	51,30	47,46	47,44	48,15	48,72	49,59
TiO_2	1,55	2,13	1,78	1,03	0,80	0,52	0,50	1,80	1,59	1,25	0,92	0,64	0,56	0,49	1,83	1,75	1,99	1,73	1, 19
Al_2O_3	8,70	9,60	8,07	8,18	8,12	7,00	7,04	7,58	8,84	8,45	8,60	8,00	7,45	7,17	10,24	10,09	9,31	7,79	8,03
MnO	0,15	0,07	0,13	0,15	0,18	0,18	0,17	0,13	0,11	0,12	0,15	0,16	0,15	0,15	8,38	8,33	7,56	7,32	6,56
MgO	12,24	12,41	13,70	15,22	16,12	18, 19	18,27	12,94	12,69	13,85	14,53	16,19	18,66	19,30	11,54	11,61	12,22	13,87	0,14
FeO	9,08	6,73	6,76	7,11	6,96	6,37	5,42	9,09	7,97	7,57	7,16	6,36	5,74	5,50	0, 17	0,16	0,12	0,09	14,41
CaO	15,18	16,25	15,92	16,21	15,88	14,69	15,31	16,37	17,27	16,63	15,92	15,44	15, 29	15,00	18,56	18,54	19,10	18,70	17,92
Na ₂ O	2,80	3,08	2,78	1,49	1,38	1,18	1,09	1,61	1,87	1,72	1,62	1,31	1,24	1,17	1,76	1,87	1,51	1,11	1,69
Cr_2O_3					0,04	0,18	0,50	I	I	0,04	Ι	0,07	0,33	0,47		I		0,05	0,26
Сумма	99,3	99,6	99,5	98,9	99,6	98,9	99,3	98,3	98,8	98,7	98,5	98,8	100,8	100,6	9,99	99,8	100,0	99,4	100,0
Mg#	70,6	76,7	78,3	79,2	80,1	83,1	85,7	71,7	73,9	76,5	78,3	81,9	85,3	86,2	71,0	71,3	74,2	77,2	79,7
CAN	174	169	197	198	196	210	217	216	195	197	185	193	205	209	181	184	205	240	223
Примечан	uue. Mg#	= 100*N	1gh.e/(Mg	the+Feh.e	.) %, ф.е.	при пере	расчете со	остава кли	нопироксе	на на 6 ато	MOB KNCJO	рода. СА	$N = 100^{*}$	*(CaO/AI	2 O 3), KJIF	нопирокс	ен в cpoc	гке с гра	натом.
Note. Mg#	= 100*M	lgf.n /(Mg,	(in +Fein)	%, f.n. w.	as estima	ted by recal	culation of	f clinopyro	kene compo	sition on 6 a	toms of oxy	/gen. CAN	l = 100*(0)	CaO/Al ₂ C	3), *inter	growth of cl	linopyroxe	one and ga	umet.

	Пp	едстави	тельны Repres	е анали entative	зы хими major e	гческогс lement d	o cocraba (lata (wt %	(mac. %) I) for garn	ранатов м ets of meg	ıегакрист acryst asso	овой ассон ciation fro	(иации ще m alkali b	елочных ба asalts of M	132.ILTOB ongolia an	Ионголи d Vietna	и и Вьетн т	lama	Table 2
								Монгол	КИ							Bb	стнам	
	Тарят-'	Чулутын	юкий (ву	лкан Ш	аварын-	Царам)				плато Д	ариганга					Дак	: Hohr	
Образец	35	37	40	41	44	65	E127/1	E127/5	E127/6	E127/3	E127/7	E127/2	E127/8*	E127/9*	6-2	6-3	6-4	6-1
SiO_2	39,95	40,01	40,04	40,01	40,11	39,97	41,22	40,44	40,71	41,17	41,48	41,54	42,03	40,97	39,80	39,99	39,43	41,84
TiO_2	0,60	0,47	0,54	0,55	0,58	0,53	0,34	0,46	0,48	0,42	0,37	0,36	0,35	0,398	0,61	0,54	0,60	0,41
Al_2O_3	22,26	22,47	22,38	22,47	22,41	22,41	22,71	21,93	21,90	22,13	22,51	22,74	22,80	22,11	23,16	22,81	22,75	23,25
FeO	16,07	16,22	16,30	16,16	16,08	16,44	12,17	16,66	16,03	14,58	12,27	12,21	12,13	12,29	13,57	14,52	15,53	10,08
MnO	0,38	0,40	0,47	0,39	0,45	0,43	0,37	0,44	0,39	0,42	0,36	0,36	0,37	0,382	0,44	0,45	0,45	0,35
MgO	15,26	15,40	15,54	15,48	15,54	15,13	18,18	14,49	14,77	16,09	17,31	17,81	18,06	18,25	16,96	16,28	15,82	18,97
CaO	5,32	5,20	5,36	5,33	5,27	5,28	5,05	5,81	5,67	5,55	5,25	5,09	5,00	5,26	5,82	5,65	5,88	5,02
Na ₂ O	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,12	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04
Cr2O3	Ι	Ι		0,04			I	Ι	Ι	-	0,11	0,09	0,08	0,10	Ι	-	I	0,22
Сумма	99,9	100,2	100,7	100,5	100,5	100,2	100,2	100,3	100,0	100,4	99,8	100,3	100,9	99,81	100,4	100,3	100.5	100,2
Mg#	62,9	62,9	62,9	63,1	63,3	62,1	72,6	60,8	62,1	66,3	71,5	72,2	72,7	72,6	69,0	66,6	64,5	77,0
										Вьетнам	1							
			Дак	Нонг								3aa-K	ием					
Образец	7-3	7-2	285	285	285	285	2619a-1	2619a-2	2619a-3	2619b-1	2619b-2	2619b-3	2619b-4	2619d	2619c	IR35a-1	IR35-11	IR35a-2
SiO_2	41,90	41,70	40,69	41,13	40,64	41,22	40,49	41,43	40,85	40,83	40,09	39,32	39,32	40,40	40,98	39,73	41,20	41,18
TiO_2	0,45	0,39	0,53	0,46	0,45	0,43	0,60	0,42	0,57	0,43	0,57	0,61	0,61	0,51	0,45	0,60	0,59	0,59
Al_2O_3	23,06	23,06	22,80	22,90	22,79	23,07	23,42	23,14	23,55	22,87	22,55	22,87	22,71	22,74	22,93	22,44	22,64	22,71
FeO	10,65	9,76	11,88	10,56	10,50	9,82	11,84	9,95	12,19	9,79	13,38	15,02	15,71	11,80	11,27	14,17	12,34	12,63
MnO	0,34	0,35	0,39	0,33	0,35	0,30	0,34	0,35	0,39	0,33	0,40	0,36	0,49	0,36	0,39	0,91	0,36	0,35
MgO	18,45	18,94	18,21	19,06	19,20	19,63	18,15	19,81	17,81	19,75	16,92	15,83	15,27	18,20	18,57	16,23	16,96	17,04
CaO	5,16	5,06	5,39	5,30	5,08	5,21	5,15	5,19	5,43	5,19	5,61	5,69	5,84	5,45	5,30	5,57	5,60	5,56
Na ₂ O	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05
Cr2O3	0,07	0,15	0,05	0,05	0,12	0,12	I	0, 19	I	0,18	I	0,02	0,02	I	0,05	Ι	0,03	0,00
Сумма	100,1	99,5	100,0	99,8	99,2	99,8	100,1	100,5	100,8	99,4	96,6	99,7	100,0	99,5	100,0	99,7	99,8	100,1
Mg#	75,5	77,6	73,2	76,3	76,5	78,1	73,2	78,0	72,2	78,2	69,3	65,3	63,4	73,3	74,6	67,1	71,0	70,6
Примечани	te. Mg# ∶	= 100*M	g _{\$p.e} /(Mg ₆	þ.e+Fe _{þ.e})	1 %, ф.е.	получен	иы при пер	ерасчете с	сотава гра	ината на 12	атомов ки	слорода. *	гранат в с	ростке с кл	одипонип	эксеном.		

Note. $Mg\# = 100*Mg_{f.n} / (Mg_{f.n} + Fe_{f.n}) \%$, f.n. was estimated by recalculation of garnet composition on 12 atoms of oxygen. *intergrowth of garnet and clinopyroxene.

Таблица 2

\mathcal{C}	
ъ	
Ħ	
Z	

Таблица Представительные анализы редкоэлементного состава клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии, ррт

Table 3

d Kyrgyzstan, ppm
a, Vietnam an
salts of Mongoli
n from alkali ba
cryst associatio
roxene of mega
lata for clinopy
trace element o
Representative

	2	Тонгол	ВИ					Bbe	STHAM						Кир	гизия		
плато Дари	о Дари	_	ганга		Дак-	Нонг			3aa-1	Кием					Op	ro-cy		
)/04 A02	A02		E127/8	E127/9*	288/4	288/10	IR36-1	P1751-1	IR35-4	P1751-6	IR35a-6	IR35-7	OCB2	OCB5	OCB7	OCB9	OCB10	OCB12
	I		I	I	I	I	0,04	0,03	0,02	0,06	0,02	0,04		I	-	—	I	I
,20 0,30	0,30		0,20	0,21	0,12	0,14	0,46	0,22	0,14	1,37	0,23	0, 19	0,09	0,11	0,07	0,54	0,06	0,22
,04 0,03	0,03		0,06	0,02	0,031	0,022	0,05	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08	0,05	0,07
,01 0,01	0,01		0,01	I	Ι	Ι	0,01	0,01	Ι	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
,80 0,34	0,34		0,90	0,13	0,21	0,16	0,37	0,51	0,18	0,32	0,70	0,34	0,34	0,53	0,74	0,72	0,49	0,72
1	Ι		Ι	I	Ι	Ι	0,06	0,10	0,02	0,06	0,14	0,05	0,07	0,12	0,21	0,10	0,12	0,20
,12 2,76	2,76		3,54	0,87	1,03	0,85	2,23	3,04	1,03	2,16	3,70	2,95	2,62	3,02	3,43	2,77	3,10	3,17
1,50 9,30	9,30		12,58	3,24	3,96	3,67	8,80	11,41	4,06	7,46	12,48	12,31	9,82	11,15	12,57	9,49	10,86	11,59
	I		I	I	0,68	0,58	1,66	2,21	0,69	1,35	2,44	2,34	Ι	Ι	Ι	Ι	I	I
10 112	112		196	47	42	45	101	128	59	100	139	143	95	100	110	101	100	110
,01 8,80	8,80		12,88	3,61	3,69	3,24	9,41	12,84	4,15	8,61	14,74	14,11	9,90	11,43	13,76	9,71	12,17	12,31
0,0 55,0	55,0		62,6	10,6	13,0	8,9	33,4	52,94	10,1	32,0	68,8	51,8	34,9	51,4	74,3	42,3	62,8	65,3
,01 2,00	2,00		2,77	0,53	0,59	0,48	1,59	2,47	0,50	1,53	3,14	2,58	1,62	2,17	3,57	1,79	2,78	3,19
,45 2,50	2,50		4,14	1,25	1,22	1,09	3,22	3,96	1,39	3,54	4,78	5,40	3,14	3,66	4,40	3,17	3,84	3,86
,83 0,84	0,84		1,63	0,48	0,49	0,47	1,19	1,47	0,56	1,22	1,72	1,77	1,20	1,35	1,61	1,16	1,37	1,42
,19 3,22	3,22		5,00	1,65	1,34	1,24	3,28	4,29	1,83	3,70	4,79	5,30	4,25	4,76	5,68	4,21	4,88	5,04
,32 0,36	0,36		0,57	0,23	0,21	0,19	0,49	0,57	0,24	0,51	0,69	0,73	0,50	0,55	0,70	0,50	0,56	0,61
,67 1,96	1,96		2,92	1,31	1,38	1,2	2,64	3,09	1,53	2,94	3,55	3,93	2,86	3,11	4,03	2,94	2,96	3,51
,27 0,31	0,31		0,42	0,23	0,26	0,24	0,45	0,49	0,31	0,50	0,57	0,66	0,48	0,50	0,68	0,49	0,46	0,59
,41 6,93	6,93		9,80	5,71	6,30	5,40	10,12	11,36	6,96	12,24	13,89	14,27	10,56	12,46	15,02	12,21	10,92	13,45
,60 0,75	0,75		0,80	0,54	0,62	0,56	1,05	1,02	0,77	1,21	1,24	1,32	1,10	1,16	1,62	1,13	0,97	1,38
,45 0,56	0,56		0,39	0,41	0,62	0,52	0,73	0,53	0,63	0,77	0,73	0,62	0,76	0,79	1,21	0,79	0,57	1,03
,05 0,07	0,07		0,04	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07	0,09	0,09	0,15	0,10	0,06	0,13
)3,2 101,0	101,0		147,4	52,3	61,2	54,5	128,1	158,0	66,5	129,5	183,6	187,8	123,7	138,6	170,8	123,9	137,7	151,1
2,6 73	73		69	78	80	83	80	77	81	78	74	72	78	76	71	77	75	72
- суммарное и	марное (-	содержа	ние редко:	земельн	ых элеме	CHTOB B XC	ондритовы	их единии	(ах. [*] клинс	нароксен	в cpoctk	е с грана	TOM.				

Note. $\Sigma REE(n) - total content of rare earth elements in chondrite units. *intergrowth of clinopyroxene and garnet.$

Таблица 4

Представительные анализы редкоэлементного состава гранатов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии и Вьетнама, ppm

Table 4

Representative trace element data for garnets of megacryst association from alkali basalts of Mongolia and Vietnam, ppm

		Монг	олия					Вьетна	М		
		Плато Да	ариганга					Заа-Кие	ем		
Образец	E127/8*	E127/1	E127/7	E127/2	2619a	2619a-1	2619c	2619d	IR-5a-2	IR-5a-1	IR-5-11
Rb	-	_	_	_	_	-	-	_	0,25	0,15	0,36
Ba	0,01	0,01	-	_	0,56	0,21	0,07	0,06	0,44	0,09	0,54
Th	-	-	-	_	0,04	0,01	_	0,06	0,01	0,01	0,01
U	-	-	-	_	_	_	_	_	0,02	0,01	0,01
Nb	0,05	0,06	0,06	0,06	0,15	0,09	0,04	0,07	0,11	0,11	0,09
Та	_	_	_	_	_	-	_	_	-	0,02	0,02
La	0,01	0,02	0,02	0,02	0,29	0,06	0,03	0,02	1,20	0,08	0,06
Ce	0,19	0,18	0,23	0,17	0,92	0,34	0,26	0,22	1,44	0,43	0,56
Pr	-	-	-	-	0,15	0,10	0,08	0,06	0,28	0,20	0,11
Sr	0,30	0,31	0,38	0,29	4,20	0,64	0,64	0,40	0,38	0,37	0,39
Nd	0,83	0,84	1,18	0,88	1,05	1,14	0,96	0,85	2,52	2,50	1,44
Zr	31,6	34,6	46,6	29,8	34,0	55,0	46,0	37,0	112,8	124,9	61,2
Hf	0,61	0,71	0,90	0,62	0,82	1,36	1,11	0,90	2,03	2,67	1,63
Sm	0,96	0,99	1,48	0,99	0,84	1,17	1,06	0,88	2,53	3,03	1,24
Eu	0,59	0,59	0,90	0,58	0,48	0,77	0,62	0,54	1,16	1,30	0,87
Gd	2,42	2,55	3,85	2,56	2,42	3,73	3,35	2,51	5,37	6,15	4,21
Tb	0,66	0,72	1,05	0,71	0,61	0,92	0,79	0,69	1,30	1,63	1,05
Dy	6,11	6,68	9,29	6,74	5,30	7,88	7,25	6,22	12,45	13,70	10,76
Но	1,60	1,74	2,26	1,77	1,52	2,01	1,86	1,69	3,24	3,31	2,47
Y	44,0	47,6	59,9	47,3	41,0	53,0	50,0	48,0	82,2	87,0	71,6
Er	5,47	5,97	7,05	6,05	1,86	6,23	6,12	5,87	9,63	11,66	9,64
Yb	7,16	7,66	7,12	7,85	6,22	6,06	6,89	7,95	10,69	12,36	13,60
Lu	1,08	1,17	0,92	1,20	1,03	0,86	1,04	1,32	1,43	1,70	1,79
∑REE	200	216	247	220	164	221	221	222	356	413	343
Mg#	72,7	72,6	71,5	72,2	78,0	73,2	74,6	73,3	70,6	67,1	71,0

Примечание. ∑ REE (n) – суммарное содержание редкоземельных элементов в хондритовых единицах. *гранат в сростке с клинопироксеном.

Note. \sum REE (n) – total content of rare earth elements in chondrite units. *intergrowth of garnet and clinopyroxene.

Киргизия

Состав клинопироксенов

Мегакристаллы клинопироксена из базальтов штока Орто-су в Киргизии представляют собой черные вытянутые кристаллы размером 2–3 см. По своему составу они отвечают высокоглиноземистым авгитам, магнезиальность которых варьирует от 71 до 80 ат. % (см. рис. 2, табл. 1). Содержания алюминия, натрия и титана в клинопироксенах Киргизии варьируют в широких пределах, Al_2O_3 от 7,8 до 10,2 мас. %, TiO₂ от 1,2 до 2 мас. % и Na₂O от 1,1–1,87 мас. %. Для клинопироксенов Киргизии четко прослеживается корреляция содержаний этих компонентов с магнезиальностью минерала, с уменьшением Mg# увеличивается содержание Al_2O_3 , TiO₂ и Na₂O (рис. 2). Содержание Cr_2O_3

составляет 0–0,32 мас. % и падает с уменьшением магнезиальности клинопироксенов (рис. 2).

Содержание REE в клинопироксенах составляет 124–170 хондритовых единиц. Клинопироксены обогащены MREE ((Ce/Sm)n = 0,66–0,75) относительно легких и тяжелых лантаноидов и имеют отрицательный наклон в области тяжелых лантаноидов ((Sm/Yb)n = 4–7,2) без европиевой аномалии (см. рис. 4, a, табл. 3).

В клинопироксенах отмечается небольшая отрицательная аномалия по Zr и Nb, а также обеденение LIL элементами (Ba, Th, U) (рис. 4, b). Уровень содержания редких элементов увеличивается при понижении магнезиальности минералов (см. табл. 3).

Температуры и давления образования мегакристаллов

Давление

Давление образования мегакристаллов клинопироксена было рассчитано с помощью клинопироксенового барометра [Nimis, 1999]. Этот барометр основан на зависимости между давлением, объемом элементарной ячейки и полиэдра М1 в структуре клинопироксена. Метод расчета основывается на экспериментальных данных по клинопироксенам, кристаллизующимся из различных типов расплавов (базаниты, пикритовые базальты, высокоглиноземистые базальты) от безводных до водонасыщенных, при давлениях от 0 до 24 кбар и при разных значениях фугитивности кислорода.

Определенные таким образом давления образования клинопироксенов различных ареалов Монголии составляют 13–16,5 кбар (табл. 5). При этом наибольшие давления были определены для клинопироксенов плато Дариганга и Орхон-Селенгинского ареала (15–16,5 кбар). Чуть меньшее давление определено для клинопироксенов Тарят-Чулутынского ареала 13–15 кбар (табл. 5, рис. 5). Давления для клинопироксенов Вьетнама варьируют от 14 до 17 кбар. Наименьшие давления определены для клинопироксенов мегакристовой ассоциации Киргизии, они составляют 11–14 кбар.

Г.В. Нестеренко и А.А. Арискиным [1993] было предложено использовать параметр CAN (CAN = 100 × (CaO/Al₂O₃) в клинопироксене в качестве индикатора глубин эволюции базальтовых расплавов и кристаллизации в них клинопироксена. Авторами, на основе анализа значительного объема экспериментальных данных по составам авгитов, синтезированных в опытах с образцами базальтов и перидотитов, установлено, что концентрация СаО в клинопироксене понижается, а Al₂O₃ возрастает с ростом давления. Высокобарные клинопироксены, образовавшиеся в интервале давлений 8-30 кбар характеризуются значениями CAN<400, а пироксены, образовавшиеся при давлениях 0-5 кбар, имеют CAN в интервале значений 500-1000 [Нестеренко, Арискин, 1993]. Для всех исследованных в этой работе клинопироксенов значения САМ составляют 169-250 (см. табл. 1), что указывает на их кристаллизацию при давлениях больше 8 кбар.



Рис. 5. Результаты термобарометрических расчетов для клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии

Fig. 5. Thermobarometric estimates for clinopyroxene of megacryst association from alkaline basalts of Mongolia, Vietnam and Kyrgyzstan

Таблица 5

Результаты расчета равновесных температур и давлений для клинопироксенов мегакристовой ассоциации щелочных базальтов Монголии, Вьетнама и Киргизии

-			~
Ta	b	le.	5

P-T calculations for clinopyroxenes of megacryst association from alkaline basalts of Mongolia, Vietnam, I	Kvrgvzstan
--	------------

		T, °C		Р, кбар
	[Nimis, Taylor, 2000]	[Putirka, 2008]	[Wang et al., 2021]	[Nimis, 1999]
	Мо	нголия		
Тарят-Чулутынский	1080–1294	1090-1261	1194-1292	13–15
Орхон-Селенгинский	1058–1267	1147–1281	1185-1233	15–16,5
Долиноозерский	1208	1200-1203	1149–1263	14
Дариганга	1296–1384	1249–1300	1259–1371	14–16
	Вь	етнам		
Дак Нонг	1290–1380	1260-1308	1220-1297	14–16
Заа Кем	1217–1381	1252-1306	1213-1319	14–17
	Ки	ргизия		
Орто-су	1175–1260	1152-1220	1149–1200	11–14

Температура

Для определения температуры образования мегакристаллов клинопироксена было использовано три клинопироксеновых геотермометра [Nimis, Taylor, 2000; Putirka, 2008; Wang et.al., 2021] (табл. 5). Так как в расчетах учитывается давление, были использованы значения давления по Nimis, 1999.

Наиболее высокие температуры образования характерны для наиболее магнезиальных клинопироксенов из базальтов плато Дариганга и Вьетнама (рис. 4). Рассчитанные температуры по трем геотермометрам колеблются в диапазоне 1249–1384 °C (табл. 4). Температуры для клинопироксенов из других ареалов Монголии чуть ниже 1102–1282 °C [Putirka, 2008] и 1194–1276 °C [Wang et.al., 2021] (табл.4). Расчеты температур для клинопироксенов Киргизии по термометрам дали сходный результат 1175–1260 °C (табл. 5). Температура образования для сростка граната и клинопироксена мегакристовой ассоциации плато Дариганга, определенная с использованием гранат-клинопироксенового геотермометра [Nakamura, 2009], составила 1309 °C.

Обсуждение результатов

Связь с вмещающими базальтами и оценка состава родоначального расплава

При сравнении составов мегакристаллов клинопироксена и граната различных регионов обнаруживается взаимосвязь состава минералов и состава базальтоидов, в которых они обнаружены. Наиболее магнезиальные гранаты и клинопироксены Вьетнама выносятся и более магнезиальными базальтами в сравнении с базальтами других ареалов (рис. 6, *a*, рис. 2). Кроме того, содержание редких элементов и в гранатах, и в клинопироксенах коррелирует с содержанием REE в базальтах их выносящих (рис. 6, *a*, рис. 2). Например, более обогащенные REE базальты Вьетнама выносят мегакристаллы с более высоким суммарным содержанием редкоземельных элементов (рис. 6, а). Однако следует отметить, что формы спектров распределения редких элементов во всех изученных клинопироксенах и гранатах однотипны, разница только в уровне содержаний, что указывает на сходный генезис этих мегакристаллов.



Рис. 6. Сравнение составов клинопироксенов и гранатов мегакристовой ассоциации и выносящих их щелочных базальтов

Данные по составам вмещающих щелочных базальтов из [Hoang, Flower, 1998; Геншафт и др., 2006; Simonov et al., 2008], а также собственные данные

Fig. 6. Comparison of composition of clinopyroxene and garnet of megacryst association and host alkaline basalts

Data of basalt composition from [Hoang, Flower, 1998; Genshaft et al., 2006; Simonov et al., 2008] and original data

Такая взаимосвязь прослеживается и по другим компонентам в клинопироксенах (см. рис. 6, b). Например, более глиноземистые и натровые клинопироксены Орхон-Селенгинского ареала выносятся базанитами с повышенным содержанием этих элементов относительно базальтоидов остальных исследованных ареалов Монголии (рис. 6, b, табл. 1). Щелочные базальты Киргизии и Вьетнама содержат меньше натрия и выносят клинопироксены с наименьшим количеством Na₂O в сравнении с клинопироксенами из ареалов Монголии (рис. 6, b). В работе В.В. Кепежинскас [1979] отмечается, что такая зависимость прослеживается и при сравнении мегакристаллов граната с гранатами из базанитов Шотландии, Нигерии и Новой Зеландии.

Положительные корреляции составов клинопироксенов и гранатов и выносящих их пород позволяет предполагать генетическое родство между мегакристаллами и щелочными базальтами. Используя коэффициенты распределения минерал-расплав для щелочнобазальтоидных систем [Fujimaki et al., 1984; Hauri et al., 1994], мы провели оценку состава расплава равновесного с изученными клинопироксенами и гранатами мегакристовых ассоциации для всех изученных районов. Оценка проведена по содержанию РЗЭ по формуле CL = CCpx/K, где CL – концентрация элемента в расплаве; CCpx – концентрация элемента в клинопироксене; К – коэффициент распределения элемента между расплавом и минералом.

Полученные расчетным путем содержания REE в клинопироксенах и гранатах мегакристовой ассоциации всех изученных районов близки к содержаниям REE в щелочных базальтах, выносящих мегакристаллы на поверхность [Hoang et al., 1996, 1998; Garnier et al., 2005; Геншафт и др., 2006; Simonov et al., 2008] (рис. 7). Таким образом, мегакристаллы клинопироксенов и гранатов могли кристаллизоваться из щелочнобазальтоидных расплавов близких по составу к базальтам, выносящим мегакристаллы.





и гранатами мегакристовой ассоциации в сравнении с выносящими их щелочными базальтами Данные по составам вмещающих щелочных базальтов из [Hoang, Flower, 1998; Геншафт и др., 2006; Simonov et al., 2008], а также собственные данные

Fig. 7. Calculated compositions of melts in equilibrium with clinopyroxene and garnet megacrysts in comparison with the host basalts

Data of basalt composition from [Hoang, Flower, 1998; Genshaft et al., 2006; Simonov et al., 2008] and original data

Условия образования мегакристаллов клинопироксена и граната

Температуры образования мегакристаллов клинопироксена, определенные с помощью разных геотермометров, в целом дают сходные результаты. Наиболее магнезиальные мегакристаллы образовались при температурах 1250-1380 °С, менее магнезиальные кристаллизовались при снижении температуры до 1150-1230 °С (см. рис. 4), что, вероятнее всего, отражает процесс внутрикамерной дифференциации расплава. Температуры и магнезиальность клинопироксенов и гранатов из Тарят-Чулутынского ареала Монголии и Киргизии меньше. Это позволяет предполагать, что они образовались из более фракционированных расплавов, чем мегакристаллы плато Дариганга и Вьетнама. Экспериментальные данные [Green, Hibberson, 1970; Thompson, 1975] показали следующее:: близкие по составу к мегакристам клинопироксены кристаллизуются из расплава природного щелочного базальта при давлении 14-16 кбар и температуре 1200 °C, что согласуется с нашими оценками.

В работе [Асеева и др., 2014] при изучении мегакристаллов граната и их сростков с клинопироксеном из вулкана Шаварын-Царам (Монголия) было показано, что парагенезис граната и клинопироксена устойчив при давлении свыше 10 кбар и температуре более 1300 °С. Наши оценки температуры для сростка граната и клинопироксена дают сходный результат 1309 °С. В процессе подъема вмещающих магм с понижением давления и температуры гранат становится неустойчив [Асеева и др., 2014]. При взаимодействии граната с вмещающим его базальтом наблюдается частичное плавление граната с образованием келифитовой каймы, а внутри кристалла вследствие декомпрессии происходит формирование симлектитовых срастаний [Асеева и др., 2014], что наблюдается и в наших образцах.

Глубинные магматические камеры в структуре литосферы Центральной и Юго-Восточной Азии

Приведенные в данной работе составы клинопироксенов и гранатов из щелочных базальтов позволили восстановить состав расплавов соответствующих очагов базальтового магматизма, а также определить глубину их становления. Давления образования клинопироксеновых мегакристаллов различных ареалов Монголии составляют 13–16 кбар, что соответствует глубинам расположения промежуточных магматических камер 44–56 км. По геофизическим данным для Центральной Монголии эти глубины близки к границе коры и литосферной мантии (48– 56 км) [Zorin et al., 1990]. Для базальтов Тарят-Чулутынского ареала (Хангайского нагорья) было показано, что их образование происходило при небольшой степени плавления гранатовых лерцолитов на глубинах больше 70 км [Barry et al., 2003; Hunt et al., 2012]. Таким образом, оценки расположения промежуточных магматических камер на глубинах 44– 56 км, где могли кристаллизоваться мегакристаллы клинопироксена и граната, выглядят достоверно.

Клинопироксены мегакристовой ассоциации Дак Нонг и Заа-Кием кристаллизовались из щелочнобазальтоидной магмы в глубинных промежуточных очагах при давлении 14–17 кбар, что соответствует глубинам 47–58 км. По геофизическим данным граница Мохо для Юго-Восточной Азии определяется на глубинах 36– 40 км [Баранов, 2010]. Соответственно, магматические очаги, в которых образовались мегакристаллы, располагались на различных уровнях литосферной мантии, а также близко к границе кора–литосферная мантия. Вероятнее всего, эти магматические очаги на глубинах > 50 км представляли собой долгоживущие источники тепла и флюидов, воздействующие на породы нижних горизонтов земной коры [Изох и др., 2010].

Образование клинопироксенов из штока Орто-су в Киргизии происходило при давлениях 11–14 кбар, что соответствует глубинам 37–47 км. Исследование коровых и мантийных ксенолитов из штока Орто-су показало, что на время внедрения щелочных базальтов граница Мохо была на глубине около 35–40 км [Bagdassarov et al., 2011]. Таким образом, промежуточные камеры, в которых происходила кристаллизация клинопироксена, располагались на уровне границы кора – литосферная мантия.

Промежуточные очаги в литосфере, где происходит дифференциация расплава, как правило, приурочены к неоднородностям литосферы (фазовые границы, зоны глубинных надвигов, границы чехла и фундамента, граница Мохо и др.). Самой устойчивой и наиболее удобной для формирования магматических очагов является граница Мохо, именно с этим разделом связывают процессы андерплейтинга (underplating) или нарастания вглубь континентальных масс. Полученные данные позволяют сделать вывод, что магматические очаги в структуре литосферы Центральной и Юго-Восточной Азии располагались на глубинах от 36 до 58 км. Большинство из них тяготеет к разделу кора-литосферная мантия, и, скорее всего, их образование связано с процессом андерплейтинга щелочнобазальтоидных расплавов.

Заключение

Проведенные исследования показали, что образование изученных мегакристаллов клинопироксена и граната из различных регионов Азии во многом сходно и являлось результатом кристаллизации щелочнобазальтоидного расплава, близкого по составу к вмещающим базальтам, в глубинных промежуточных магматических камерах. Захват мегакристаллов и вынос их к поверхности осуществлялись при повторных внедрениях новых порций щелочнобазальтоидной магмы.

Изучение клинопироксена и граната мегакристовой ассоциации щелочных базальтоидов Монголии, Вьет-

нама и Киргизии позволило определить уровни становления глубинных магматических камер, в которых происходит фракционирование щелочнобазальтоидных магм, в пределах значительного сегмента Центральной и Юго-Восточной Азии в позднекайнозойское время.

Список источников

Асеева А.В., Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Александров И.А., Чувашова И.С. Трансформация гранатовых мегакристов под воздействием щелочных базальтовых магм // Тихоокеанская геология. 2014. Вып. 33, № 2. С. 53–63.

Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // Физика Земли. 2010. № 1. С. 37–50.

Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 3. С. 377–389.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. М. : Наука, 1990. Вып. 46. 271 с.

Изох А.Э., Смирнов С.З., Егорова В.В., Чанг Туан Ань, Ковязин С.В., Нго Тхи Фыонг, Калинина В.В. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 925–943. doi: 10.1016/j.rgg.2010.06.001

Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // Труды. М. : Наука, 1979. Вып. 25. 312 с.

Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубины кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия. 1993. № 1. С. 77–88.

Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 85–101.

Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 116. b01202. doi: 10.1029/2009jb007125, 2011

Barr S.M., Dostal J. Petrochemistry and origin of megacrysts in Upper Cenozoic Basalts, Thailand // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1986. V. 1, № 2. P. 107–116.

Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. 2003. V. 44, № 1. P. 55–91.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Rare Earth Element Geochemistry / ed. by P. Henderson. New York : Elsevier, 1984. P. 63–114.

Chapman N.A. Inclusion and magacrysts from under-saturated tuffs and basanites. East Fife, Scotland // Journal of Petrology. 1976. V. 17, № 4. P. 472–499.

Dobosi G., Downes H., Embey-Isztin A., Jenner G.A. Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary) // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 2003. V. 178. P. 217–237.

Dobosi G., Jenner G.A. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Lithos. 1999. V. 46. P. 731–749.

Frisch T., Wright J.B. Chemical composition of high-pressure magacrysts from Nigerian Cenozoic lavas // Journal of Mineralogy and Geochemistry. 1971. V. 7. P. 283–304.

Fujimaki H., Tatsumo M., Aoki K. Partition coefficients for Hf, Zr REE between phenocrysts and groundmasses // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 662–672.

Fulmer E.C., Nebel O., Westrenen W. High-precision high field strength element partitioning between garnet, amphibole and alkaline melt from Kakanui, New Zealand // Geochimica and Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 2741–2759.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Fallick A.E., Phan Trong T., Hoang Quang V., Pham Van L., Schwarz D. Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, Southern Vietnam // Mineral Magazin. 2005. V. 69. P. 21–38.

Green T.H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions f precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma // Physics Earth Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 247–254.

Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chemical Geology. 1994. V. 117, Iss. 1–4. P. 149–166. doi: 10.1016/0009-2541(94)90126-0

He D., Liu Y., Tong X., Zong K., Hu Z., Gao S. Multiple exsolutions in a rare clinopyroxene megacrysts from the Hannuoba basalt, North China: Implications for subducted slab-related crustal thickening and recycling // Lithos. 2013. V. 177. P. 136–147.

Hoang N., Flower M., Carlson R.W. Major, trace element and isotopic composition of Vietnamese basalts: Interactionof hydros EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60, № 22. P. 4329–4351.

Hoang N., Flower M. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse igneous province' // Journal of Petrology. 1998. V. 39, № 3. P. 369–395.

Hunt A.C., Parkinson J., Harris N.B.W., Barry T.L., Rogers Y.N.W., Yondon M. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // Journal Of Petrology. 2012. V. 53, № 9. P. 1913–1942.

Kopylova M.G., O'Reily S.Y., Genshaft Yu.S. Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deepseated xenolths from Shavaryn Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // Lithos. 1995. V. 36. P. 243–255. doi: 10.1016/0024-4937(95)00020-8 Linlin Hu, Shaokui Pan, Ren Lu, Jianping Zheng, Hongkun Dai, Anqi Guo, Li Yu, Haiqi Sun. Origin of gem-quality megacrysts in the Cenozoic alkali basalts from the Muling area, northeastern China // Lithos. 2022. V. 422–423. 106720. doi: 10.1016/j.lithos.2022.106720

Litasov K.D. Petrology of a megacryst assemblage in Pliocen-Pleistocene basanites from the Vitim Plateau (Transbaikalie) // Volcanology and Seismology. 2000. V. 22. P. 35–53.

Liu Y.-D., Ying J.-F. Origin of clinopyroxene megacrysts in volcanic rocks from the North China Craton: a comparison study with megacrysts worldwide // International Geology Review. 2020. V. 62, Iss. 15. P. 1845–1861. doi: 10.1080/00206814.2019.1663766

Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Woodland A., Uenver-Thiele L., Buchner J., Gregoire M., Aulbach S. Variable origin of clinopyroxene megacrysts carried by Cenozoic volcanic rocks from the eastern limb of Central European Volcanic Province (SE Germany and SW Poland) // Lithos. 2021. V. 382–383. 105936. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105936

Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 495–508.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 62–74. doi: 10.1007/s004100050498, 1999

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-inCpx thermometer // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554. doi: 10.1007/s004100000156, 2000

Pivin M., Femenias O., Demaiffe D. Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // Lithos. 2009. V. 112. P. 951–960. doi: 10.1016/j.lithos.2009.03.050

Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120. doi: 10.2138/rmg.2008.69.3, 2008

Rankenburg K., Lassiter J.C., Brey G. Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameroon volcanic chain- constraints on magma genesis and crustal contamination // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 147. P. 129–144.

Righter K., Carmichael I.S.E. Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 1230–1245.

Roberts R.J., Lehong K.D., Botha A.E.J., Costin G., De Beer F.C., Hoffman W.J., Hetherington C.J. Clinopyroxene megacrysts from Marion Island, Antarctic Ocean: evidence for a late stage shallow origin // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. P. 155–167.

Rudnick R.L., Jackson I. Measured and calculated elastic wave speeds in partially equilibrated mafic granulite xenoliths: implication for the properties of an underplated lower continental crust // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 10211–10218.

Shaw C.S.J., Eyzaguirre J. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel Volcanic Field, Germany // Lithos. 2000. V. 50. P. 75–95.

Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Rasskazov S.V., Kovyazin S.V. Cretaceous-Paleogene within-plate magmatism in Central Asia: data from the Tien Shan basalts // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. Iss 7. P. 520–533. doi: 10.1016/j.rgg.2008.06.009

Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis II. Snake river plain, Idaho, U.S.A. // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1975. V. 52, № 13. P. 213–232.

Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P. Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland // Journal of Petrology. 1999. V. 40. P. 935–956.

Upton B.G.J., Finch A.A., Slaby E. Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalts: derivates of deep crustal intrusions and small-melt fractions from the upper mantle. // Mineralogical Magazine. 2009. V. 73. P. 943–956.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in oceanic basins / eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

Xiao Senhong REE abundances in megacrysts and host basalts: REE behavior of magma at high pressures // Chinese Journal of Geochemistry. 1991. V. 10, N 1. P. 11–20.

Xudong Wang, Tong Hou, Meng Wang, Chao Zhang, Zhaochong Zhang, Ronghao Pan, Felix Marxer, Hongluo Zhang. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33. P. 621–637. doi: 10.5194/ejm-33-621-2021

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian Mountainous Province // Journal of Geodynamics. 1990. V. 11. P. 327–342.

References

Aseeva A.V., Vysotskiy S.V., Karabtsov A.A., Alexandrov I.A., Chuvashov I.S. *Transformaciya granatovyh megakrystov pod vozdeistviem schelochnykh bazaltovykh magm* [Transformation of garnet megacrysts captured by alkali mafic magma] // *Tikhookeanskaya geologiya* [Russian Journal of Pacific Geology]. 2014. V. 8. No. 2. pp. 116–125. In Russian

Baranov A. A. Novaya model' kory Zentral'noi I Yuzhnoi Azii [New model of Central and South Asia crust] // Phizika Zemli [Physics of the Earth]. 2010. No. 1. pp. 37–50. In Russian

Genshaft Yu.S., Grachev A.F., Saltykovsky A.Ya. *Geokhimicheskie osobennosti kainozoiskih bazal'tov Mongolii: problema prirody* mantiinykh istochnikov [Geochemistry of Cenozoic basalts of Mongolia: the problem of genesis of mantle sources] // *Geologiya i geofisika* [Russian Geology and Geophysics]. 2006. V. 47. No. 3. pp. 377–389. In Russian

Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. Katalog vkluchenii glubinnykh porod I mineralov v bazaltakh Mongolii [Catalogue of inclusions of deep rocks and minerals in the basalts of Mongolia]. Moscow: Publishing house "Nauka". 1990. 271 p.

Izokh A.E., Smirnov S.Z., Egorova V.V., Tran Tuan Anh, Kovyazin S.V., Ngo Thi Phuong, Kalinina V.V. Usloviya obrazovaniya sapfira I zirkona v oblastyakh schelochno-bazaltovogo magmatizma Zentral'nogo V'etnama [The conditions of formation of sapphire and zircon in the areas of alkali-basaltoid volcanism in Central Vietnam Russian] // Geologiya i geofisika [Russian Geology and Geophysics]. 2010. V. 51. No. 7. pp. 719–733. doi: 10.1016/j.rgg.2010.06.001. In Russian

Kepezhinskas V.V. Kainozoiskie schelochnye bazal'ty i ih glubinnye vklucheniya [Cenozoic alkaline basaltoids of Mongolia and related deep inclusions]. Moscow: Publishing house "Nauka", 1979. 312 p. In Russian

Nesterenko G.V., Ariskin A.A. *Glubiny krystallizazii bazaltovoi magmy* [Crystallization depths of basaltic magma] // *Geokhimiya* [Geochemistry]. 1993. No. 1. pp. 77–88. In Russian

Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. pp. 85–101.

Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 116. b01202. doi: 10.1029/2009jb007125

Barr S.M., Dostal J. Petrochemistry and origin of megacrysts in Upper Cenozoic Basalts, Thailand // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1986. V. 1. No. 2. pp. 107–116.

Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. 2003. V. 44. No. 1. pp. 55–91.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Rare Earth Element Geochemistry, edited by P. Henderson. Elsevier, New York. 1984. pp. 63–114.

Chapman N.A. Inclusion and magacrysts from under-saturated tuffs and basanites East Fife, Scotland // Journal of Petrology. 1976. V. 17. No. 4. pp. 472–499.

Dobosi G., Downes H., Embey-Isztin A., Jenner G.A. Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary) // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 2003. V. 178. pp. 217–237.

Dobosi G., Jenner G.A. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Lithos. 1999. V. 46. pp. 731–749.

Frisch T., Wright J.B. Chemical composition of high-pressure magacrysts from Nigerian Cenozoic lavas // Journal of Mineralogy and Geochemistry. 1971. V. 7. pp. 283–304.

Fujimaki H., Tatsumo M., Aoki K. Partition coefficients for Hf, Zr REE between phenocrysts and groundmasses // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. pp. 662–672.

Fulmer E.C., Nebel O., Westrenen W. High-precision high field strength element partitioning between garnet, amphibole and alkaline melt from Kakanui, New Zealand // Geochimica and Cosmochimica Acta . 2010. V. 74. pp. 2741–2759.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Fallick A. E., Phan Trong T., Hoang Quang, V., Pham Van L., Schwarz D. Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, Southern Vietnam // Mineral Magazin. 2005. V. 69. pp. 21–38.

Green T.H, Hibberson W. Experimental duplication of conditions precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma // Physics Earth Planetary Interiors. 1970. V. 3. pp. 247–254.

Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chemical Geology. 1994. V. 117. Is. 1–4. pp. 149–166. doi: 10.1016/0009-2541(94)90126-0

He D., Liu Y., Tong X., Zong K., Hu Z., Gao S. Multiple exsolutions in a rare clinopyroxene megacrysts from the Hannuoba basalt, North China: Implications for subducted slab-related crustal thickening and recycling // Lithos. 2013. V. 177. pp. 136–147.

Hoang N., Flower M., Carlson R.W. Major, trace element and isotopic composition of Vietnamese basalts: Interaction hydros EM1rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. No. 22. pp. 4329–4351.

Hoang N., Flower M. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse igneous province' // Journal of Petrology. 1997. V. 39. No. 3. pp. 369–395.

Hunt A.C., Parkinson J., Harris N.B.W., Barry T.L., Rogers Y.N.W., Yondon M. Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // Journal Of Petrology. 2012. V. 53. No. 9. pp. 1913–1942.

Kopylova M.G., O'Reily S.Y., Genshaft Yu.S. Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenolths from Shavaryn Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // Lithos. 1995. V. 36. pp. 243–255. doi: 10.1016/0024-4937(95)00020-8

Linlin Hu, Shaokui Pan, Ren Lu, Jianping Zheng, Hongkun Dai, Anqi Guo, Li Yu, Haiqi Sun. Origin of gem-quality megacrysts in the Cenozoic alkali basalts from the Muling area, northeastern China // Lithos. 2022. V. 422–423, 106720. doi: 10.1016/j.lithos.2022.106720

Litasov K.D. Petrology of a megacryst assemblage in Pliocen-Pleistocene basanites from the Vitim Plateau (Transbaikalie) // Volcanology and Seismology. 2000. V. 22. pp. 35–53.

Liu Y.-D., Ying J.-F. Origin of clinopyroxene megacrysts in volcanic rocks from the North China Craton: a comparison study with megacrysts worldwide // International Geology Review. 2020. V. 62. No. 15. pp. 1845–1861. doi: 10.1080/00206814.2019.1663766

Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Woodland A., Uenver-Thiele L., Buchner J., Gregoire M., Aulbach S. Variable origin of clinopyroxene megacrysts carried by Cenozoic volcanic rocks from the eastern limb of Central European Volcanic Province (SE Germany and SW Poland) // Lithos. 2021. V. 382–383, 105936. doi: 10.1016/j.lithos.2020.105936

Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. pp. 495–508.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. pp. 62–74. doi: 10.1007/s004100050498

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-inCpx thermometer // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. pp. 541–554. doi: 10.1007/s004100000156

Pivin M., Femenias O., Demaiffe D. Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // Lithos. 2009. V. 112. pp. 951–960. doi: 10.1016/j.lithos.2009.03.050

Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. pp. 61–120. doi: 10.2138/rmg.2008.69.3

Rankenburg K., Lassiter J.C., Brey G. Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameroon volcanic chain- constraints on magma genesis and crustal contamination // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 147. pp. 129–144.

Righter K., Carmichael, I.S.E. Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages // American Mineralogist. 1993. V. 78. pp. 1230–1245.

Roberts R.J., Lehong K.D., Botha A.E.J., Costin G., De Beer F.C., Hoffman W.J., Hetherington C.J. Clinopyroxene megacrysts from Marion Island, Antarctic Ocean: evidence for a late stage shallow origin // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. pp. 155–167.

Rudnick R.L., Jackson I. Measured and calculated elastic wave speeds in partially equilibrated mafic granulite xenoliths: implication for the properties of an underplated lower continental crust // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. pp. 10211–10218.

Shaw C.S.J., Eyzaguirre J. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel Volcanic Field, Germany // Lithos. 2000. V. 50. pp. 75–95.

Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Rasskazov S.V., Kovyazin S.V. Cretaceous-Paleogene within-plate magmatism in Central Asia: data from the Tien Shan basalts // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. No. 7. pp. 520–533. doi: 10.1016/j.rgg.2008.06.009

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. pp. 313–345.

Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis II. Snake river plain, Idaho, U.S.A. // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1975. V. 52. No. 13. pp. 213–232.

Upton B. G. J., Hinton R. W., Aspen P. Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland // Journal of Petrology. 1999. V. 40. pp. 935–956.

Upton B.G.J., Finch A.A., Slaby E. Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalts: derivates of deep crustal intrusions and small-melt fractions from the upper mantle // Mineralogical Magazine. 2009. V. 73. pp. 943–956.

Xiao Senhong REE abundances in megacrysts and host basalts: REE behavior of magma at high pressures // Chinese Journal of Geochemistry. 1991. V. 10. No. 1. pp. 11–20.

Xudong Wang, Tong Hou, Meng Wang, Chao Zhang, Zhaochong Zhang, Ronghao Pan, Felix Marxer, Hongluo Zhang. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33. pp. 621–637. doi: 10.5194/ejm-33-621-2021

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian Mountainous Province // Journal of Geodynamics. 1990. V. 11. pp. 327–342.

Информация об авторах:

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

E-mail: verae@igm.nsc.ru

Шелепаев Р.А., кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: rshel@igm.nsc.ru

Изох А.Э., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

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

E-mail: verae@igm.nsc.ru

Shelepaev R.A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: rshel@igm.nsc.ru

Izokh A.E., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Major Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

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

Статья поступила в редакцию 06.06.2023; одобрена после рецензирования 30.10.2023; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 06.06.2023; approved after reviewing 30.10.2023; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 552.3: 548.4 doi: 10.17223/25421379/34/4

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ УЛОРСКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)



Владимир Александрович Симонов¹, Алексей Васильевич Котляров², Алексей Иванович Чернышов³, Владислава Сергеевна Петрусёва⁴, Николай Семенович Карманов⁵

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

³ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

² kotlyarov@igm.nsc.ru

³aich1953@mail.ru

⁵ krm@igm.nsc.ru

Аннотация. Офиолиты Улорского массива (Южная Тува) формировались в древней зоне субдукции в ходе развития окраинно-морского бассейна с корой океанического типа при разрыве континентальной коры. На основе данных по минералам и расплавным включениям установлены параметры магматической кристаллизации (при 6,5 кбар) оливина (1490–1300 °C), хромита (1360–1180 °C) и клинопироксена (1320–1185 °C) в дунитах. Последующие процессы субсолидусной рекристаллизации (1235–1070–980 °C) сменялись деформациями ультрабазитов.

Ключевые слова: офиолиты Улорского массива, Южная Тува, дуниты, расплавные включения, пластические деформации

Источник финансирования: работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Для цитирования: Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Петрусёва В.С., Карманов Н.С. Условия формирования офиолитов Улорского ультрабазитового массива (Южная Тува) // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 51–72. doi: 10.17223/25421379/34/4

Original article doi: 10.17223/25421379/34/4

CONDITIONS OF THE ULOR MASSIF OPHIOLITES FORMATION (SOUTH TUVA)

Vladimir A. Simonov¹, Alexey V. Kotlyarov², Alexey Iv. Chernyshov³, Vladislava S. Petruseva⁴, Nikolai S. Karmanov⁵

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

³ National Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia

² kotlyarov@igm.nsc.ru

³aich1953@mail.ru

⁵ krm@igm.nsc.ru

Abstract. Geological and petrological studies have shown that the Ulor massif is an ophiolite association with an almost complete set of rocks characteristic of classical ophiolites: a tectonized dunite-harzburgite base complex + a layered dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro series + a complex of upper gabbro and gabbro-dolerites. Petrochemical, geochemical and mineralogical studies indicate the formation of ophiolites of the Ulor massif in the ancient subduction zone with the development of marginal-marine basins with oceanic-type crust at the break of the paleocontinental granitoid crust.

Data on mineralogy and thermobarogeochemistry indicate the presence in the ophiolites of the Ulor massif of dunites containing silicate multiphase inclusions in Cr-spinels, similar in a number of reliable features to melt inclusions, which is direct evidence of magmatogenic crystallization of ultrabasites. The analysis of the inclusions showed that high-Mg (MgO 20–30 wt.%) picrite magmas, which correspond in composition to the ultramafic rocks of layered ophiolite complexes, played an important role in the formation of dunites of the Ulor massif.

Using an olivine-chromite thermometer [Coogan et al., 2014], it was found that dunites of the Ulor massif are dominated by fairly high crystallization parameters (1465–1300 °C), but moderate temperatures (1235–1070–980 °C) characteristic of subsolidus recrystallization are also determined ultramafic.

The presence of clinopyroxene in the dunites of the Ulor massif made it possible to establish the PT conditions for the crystallization of this mineral using the WinPLtb program [Yavuz, Yıldırım, 2018]: 1250 °C, 6.5 kbar. Modeling of liquidus crystallization of melts with a picritic (20.61 wt %) MgO content using the PETROLOG program [Danyushevsky and Plechov, 2011] at a pressure of 6.5 kbar indicates that olivine was formed at temperatures of 1490–1455 °C, and chrome spinel, at 1360–1180 °C.

Calculations of isobaric (6.5 kbar) equilibrium crystallization of a high magnesian (MgO -20.61 wt %) melt using the COMAGMAT program [Ariskin, Barmina, 2004] show the massive formation of olivine starting from 1480°C, and clinopyroxene starting from 1320 °C.

In general, based on information on the composition of minerals and melt inclusions in chrome spinels, the PT parameters of magmatic crystallization of minerals from dunites of the Ulor massif, which occurred under isobaric (6.5 kbar) conditions of the intrusive chamber, were established: olivine -1490-1300 °C, chrome spinel -1360-1180 °C, clinopyroxene -1320-1185 °C. Magmatic processes were completed (1235–1070–980 °C) by subsolidus recrystallization of dunites.

The further postmagmatic history of the development of the dunites of the Ulor massif was determined by plastic deformations and solid-phase flow, which led to a successive change of petrostructural types: protogranular \rightarrow protogranular with porphyroclastics.

Keywords: Ulor massif ophiolites, South Tuva, dunites, melt inclusions, plastic deformations

Source of financing: The work was performed on the state assignment of IGM SB RAS (N 122041400057-2), with the financial support by the Ministry of Science and Higher Education.

For citation: Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Chernyshov A.I., Petruseva V.S. Karmanov N.S. Conditions of the Ulor massif ophiolites formation (South Tuva). Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 1. pp. 51–72. doi: 10.17223/25421379/34/4

Введение

Для расшифровки процессов развития складчатых структур большую роль играют офиолитовые ассоциации, представляющие структуры древних океанических областей. Исследования офиолитов приобрели особое значение и широкие масштабы в связи с развитием концепции тектоники плит. При этом главной причиной пристального внимания к офиолитовым ассоциациям послужили работы по изучению дна современных океанов, убедительно показавшие, что офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях представляют собой океаническую литосферу геологического прошлого.

Значительную часть в составе офиолитов занимают ультраосновные породы, поэтому ранее эти ассоциации выделялись в качестве самостоятельных гипербазитовых массивов, а сосуществующие базитовые породы рассматривались как вмещающие комплексы. Подобный подход был использован и предыдущими исследователями Улорского ультрабазитового массива, расположенного на северо-востоке Агардагской зоны в Южной Туве (рис. 1). Впервые ультраосновные комплексы в данном регионе были исследованы А.И. Ильиным и В.М. Моралевым в 1952-1954 гг. при проведении геолого-съемочных работ. В 1962-1964 гг. Р.Т. Уссар и В.К. Шульга провели поисково-съемочные работы в районе этого массива [Леснов и др., 2019]. В 1978 г. здесь проводились поисковые работы на хромитовые руды [Кужугет, Кудрявцев, 1981]. В дальнейшем геолого-петрологические особенности Улорского массива рассматривались в ряде публикаций [Гоникберг, 1995; Лоскутов и др., 1999; Леснов и др., 2019].

В результате экспедиционных работ при участии одного из авторов (В.А. Симонов) данной статьи был собран представительный материал, послуживший основой для выяснения условий формирования Улорского ультрабазитового массива. Прежде всего, в результате детального картирования было установлено, что этот массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию, содержащую гипербазиты основания, расслоенную ультрабазит – базитовую серию и комплекс верхних габбро и габбро-долеритов.

В целом характерной особенностью проведенных нами исследований является комплексный подход, сочетающий детальное картирование и отбор образцов основных типов пород Улорского массива, с последующей обработкой собранной коллекции с использованием современных петролого-минералогических и термобарогеохимических методов, включающих изучение расплавных включений в хромшпинелидах. Представительный объем полученной оригинальной информации по составам минералов и включений позволил провести расчетное моделирование для выяснения *PT*-параметров кристаллизации ультрабазитов Улорского массива.

Методы исследования

Исследования образцов, представляющих различные комплексы в офиолитах Улорского массива, проводились преимущественно в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН и в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Петрохимические составы пород Улорского массива определены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation, США). Для контроля использованы государственные стандартные образцы горных пород (MU – 1, CT – 1А и др.).

Содержание редких элементов в породах Улорского массива установлено атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) и атомно-эмиссионным спектральным (СНИИГГИМС, г. Новосибирск) анализами.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН.

Оливины и хромшпинелиды из дунитов Улорского массива анализировались электронно-зондовым методом на микроанализаторе JXA-8100 (JEOL Ltd, Япония). Составы силикатных включений и хромшпинелидов-хозяинов около включений определены на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding, Чехия), оборудованного с системой микроанализа Aztec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd, Великобритания) в соответствии с методикой, изложенной в работе [Лаврентьев и др., 2015].

В случае многофазных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива на сканирующем микроскопе анализировались химические составы отдельных микрофаз. Далее оценивались суммарные площади, занимаемые разными типами фаз в разрезе включения. Данные по этим площадям рассчитывались с помощью программы ArcGis 10.3, которая обычно применяется как ГИСсистема, работающая с географическими координатами. Затем вычисляется соотношение этих площадей. В итоге, зная химический состав фаз и соотношение занимаемых ими суммарных площадей, определяем общий состав включения. При этом достоверность полученных таким путем данных об общем составе многофазных включений, несомненно, должна быть подтверждена независимыми методами. В нашем случае реальность полученных валовых составов многофазных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива подтверждается их соответствием составам ультрамафитов (верлиты, пироксениты) из офиолитов Агардагской зоны (см. далее в разделе про расплавные включения).

Температуры формирования дунитов Улорского массива были оценены с помощью оливин-хромитового термометра [Coogan et al., 2014].

Для определения *PT* – условий кристаллизации клинопироксена в дунитах Улорского массива использована программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [Yavuz, Yıldırım, 2018]. Состав расплава был оценен на основе анализа валового

состава расплавных включений в хромшпинелидах из этих дунитов.

Физико-химические параметры магматогенной кристаллизации дунитов Улорского массива были рассмотрены также с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах.

Основные характеристики офиолитов Улорского массива

Экспедиционные работы показали, что Улорский массив представляет собой фактически ультрабазитбазитовую офиолитовую ассоциацию, содержащую комплекс тектонизированных гипербазитов (дунитгарцбургитовый), расслоенную (дунит-верлит-пироксенит-габбровую) серию и комплекс верхних габбро и габбро-долеритов (рис. 1).

Улорский офиолитовый массив имеет в плане удлиненную форму, осложненную интрузиями гранитоидов. Он залегает на границе венд-нижнекембрийских отложений и позднепротерозойских метаморфических образований и представляет собой пластинообразное тело северо-восточного простирания, ограниченное тектоническими нарушениями, круто падающими (70–80°) на северо-запад. В южном, лежачем контакте гипербазиты непосредственно залегают на метаморфических образованиях, представленных мраморами, двуслюдяными и амфиболовыми сланцами и гнейсами. По северному и северо-западному краю офиолиты контактируют с нижнекембрийскими конгломератами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками (рис. 1).

В общей пластине Улорских офиолитов с юга на север выделяются три полосы:

1. Основанием офиолитового разреза служит комплекс тектонизированных гипербазитов, непосредственно контактирующий с вмещающими породами на юге и представленный дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. Дуниты слагают более половины площади выхода ультраосновных пород. Гарцбургиты имеют подчиненное значение и наблюдаются преимущественно в северо-восточной части массива. Здесь же присутствуют хромитоносные дуниты. Необходимо отметить, что для дунитов и гарцбургитов этого комплекса характерны структуры пластических деформаций.

2. Далее к северу тектонизированные гипербазиты сменяются относительно узкой, но протягивающейся по всей длине Улорского массива полосой расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового комплекса, содержащей сложное чередование полосовидных и линзовидные тел аподунитовых серпентинитов, а также верлитов в тесной ассоциации с пироксенитами.

3. Следующей к северу (вплоть до контакта с вмещающими породами) является полоса верхнего офиолитового комплекса, содержащего сложную ассоциацию мелкозернистых верхних габбро, габбродолеритов и тоналитов (рис. 1). Составы пород из офиолитов Улорского массива были изучены на основе аналитической обработки образцов, собранных преимущественно авторами статьи, и представлены в табл. 1, 2. При этом часть анализов была опубликована нами ранее при рассмотрении более общих вопросов, связанных с офиолитами Тувы [Лоскутов и др., 1999; Куренков и др., 2002].



Рис. 1. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации Улорского массива

Вмещающие комплексы: 1 – метаморфизованные конгломераты, песчаники и т.п.; 2 – карбонаты; 3 – кристаллические сланцы. Офиолитовые комплексы: 4 – тектонизированные гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты); 5 – хромиты; 6 – расслоенный дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 7 – отдельные тела ультрабазитов (верлиты, серпентиниты) в расслоенном комплексе; 8 – комплекс верхних габбро, габбро-долеритов, тоналитов. Различные типы гранитоидов: 9, 10 – внутри пластины офиолитов, 11, 12 – среди вмещающих пород. 13 – границы офиолитовой ассоциации; 14 – прочие границы. 15 – четвертичные отложения; 16 – девонские осадочные породы; 17 – вулканогенно-осадочные породы Агардагской зоны; 18 – офиолиты; 19 – метаморфические породы Сангиленского блока; 20 – гранитные комплексы; 21 – участки детальных исследований: 1 – Агардагский; 2 – Карашатский; 3 – Чонсаирский; 4 – Улорский. Схема составлена В.А. Симоновым на основе экспедиционных исследований с использованием материалов из работ [Кужугет, Кудрявцев, 1981; Лоскутов и др., 1999; Леснов и др., 2019]

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Ulor massif ophiolite association

Host complexes: 1 - metamorphosed conglomerates, sandstones, etc.; <math>2 - carbonates; 3 - crystalline schists. Ophiolite complexes: 4 - tectonized ultramafic rocks (dunites, harzburgites, serpentinites); <math>5 - chromites; 6 - layered dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro complex; 7 - individual bodies of ultramafic rocks (wehrlites, serpentinites) in a layered complex; <math>8 - complex of upper gabbro, gabbro-dolerites, tonalites. Different types of granitoids: 9, 10 - inside the ophiolite plate, 11, 12 - among the host rocks. 13 - boundaries of ophiolite association; 14 - other borders. 15 - Quaternary deposits; 16 - Devonian sedimentary rocks; 17 - volcanogenic-sedimentary rocks of the Agardag zone; <math>18 - ophiolites; 19 - metamorphic rocks of the Sangilen block; 20 - granite complexes; 21 - areas of detail study: <math>1 - Agardag, 2 - Karashat, 3 - Chonsair, 4 - Ulor. The scheme was compiled by V.A. Simonov on the basis of expeditionary studies using materials from [Kuzhuget, Kudryavtsev, 1981; Loskutov et al., 1999; Lesnov et al., 2019]

Представительные анализы пород из офиолитов Улорского массива, мас. %

Table 1

Таблица 1

Representative analyses of rocks from Ulor massif ophiolites, wt. %

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	C-126-89	47,89	1,14	15,42	9,90	0,18	9,73	8,93	2,79	0,28	0,25	3,42	99,93
2	C-12B-89	47,81	1,17	15,57	9,67	0,19	8,66	6,97	4,30	0,32	0,26	4,88	99,80
3	С-12Д-89	51,07	0,31	14,65	11,46	0,34	7,27	8,66	1,55	0,11	0,08	4,50	100,00
4	C-12e-89	43,81	0,41	17,52	13,47	0,24	8,98	10,67	0,30	0,02	0,09	4,78	100,29
5	С-12ж-89	40,36	1,23	12,78	21,64	0,33	8,01	11,38	0,30	0,07	0,20	3,36	99,66
6	C-50A-86	46,44	0,50	15,83	14,95	0,96	6,59	13,24	1,05	0,15	0,03	1,18	100,92
7	С-50Б-86	51,24	1,22	14,42	11,43	0,17	5,61	13,33	1,50	0,08	0,18	1,08	100,26
8	C-50B-86	49,89	1,38	14,58	12,41	0,23	7,21	10,85	2,25	0,15	0,12	1,29	100,36
9	C-50E-86	51,63	1,37	14,72	14,47	0,29	5,58	8,18	3,15	0,09	0,14	0,46	100,08
10	С-76Б-83	53,44	1,68	14,48	14,44	0,26	4,34	8,32	2,80	0,12	0,17	0,19	100,24
11	С-34Б-86	51,80	0,98	11,95	10,64	0,22	9,20	10,11	2,80	0,21	0,51	2,03	100,45
12	C-43A-86	51,97	0,92	15,69	11,18	0,24	2,93	15,05	0,46	0,05	0,06	1,76	100,31
13	C-10A-89	48,94	1,32	15,06	15,06	0,18	6,29	8,55	3,85	0,17	0,12	0,52	100,06
14	С-10Г-89	50,63	0,68	15,78	11,33	0,22	7,33	9,70	3,48	0,18	0,06	1,08	100,47
15	C-10E-89	49,13	1,00	14,14	16,09	0,22	6,47	7,54	4,35	0,14	0,09	1,18	100,35
16	С-10И-89	58,31	1,78	14,38	8,06	0,17	5,28	6,16	5,14	0,06	0,16	0,54	100,04
17	С-10Л-89	51,70	1,53	14,62	15,65	0,15	4,48	7,39	3,55	0,10	0,15	0,34	99,66
18	C-10M-89	53,03	1,55	14,45	15,23	0,15	4,74	5,53	4,30	0,09	0,16	0,42	99,65
19	C-11B-89	51,98	1,11	14,54	13,61	0,18	7,15	8,29	2,39	0,05	0,10	0,60	100,00
20	С-11Г-89	49,58	0,82	15,58	12,03	0,19	7,47	9,63	2,86	0,06	0,07	1,32	99,61
21	С-11Ж-89	49,49	0,89	15,58	12,16	0,19	7,68	11,24	1,97	0,05	0,09	0,78	100,12
22	C-113-89	49,21	0,93	15,43	12,63	0,20	7,74	11,62	2,04	0,05	0,08	0,27	100,20
23	C47-1-89	41,88	0,19	3,03	12,54	0,17	27,45	5,09	0,3	0,01	0,03	9,45	100,14
24	C-47-89	40,43	0,13	3,93	13,19	0,2	28,55	5,05	0,3	0,02	0,03	8,54	100,37
25	C47-89	40,44	0,14	3,82	12,85	0,19	28,59	4,87	0,3	0,02	0,03	8,45	99,70
26	C-13-B-89	43,54	0,1	1,71	7,59	0,15	29,59	9,58	0,3	0,01	0,03	7,32	99,92
27	C-20-V-89	37,41	0,03	0,57	7,45	0,11	37,4	0,09	<0,3	<0,03	0,03	16,64	100,06
28	C-21-B-89	41,84	0,03	0,39	9,51	0,14	40,38	0,65	<0,3	< 0,01	0,03	6,84	100,12
29	C-50-89	35,63	0,03	0,6	11,44	0,16	40,89	0,13	<0,3	<0,01	0,03	11,03	100,25
30	С-20-Г-89	40,25	0,03	0,56	8,58	0,12	40,93	0,26	<0,3	<0,01	0,03	8,97	100,04
31	C-20-B-89	41,03	0,03	0,81	8,68	0,14	41,03	0,95	<0,3	<0,05	0,03	7,3	100,35
32	C-20-A-89	41,95	0,03	0,72	8,69	0,14	41,46	0,86	<0,3	< 0,07	0,03	5,82	100,07
33	C-21-A-89	41,14	0,03	0,61	7,71	0,11	41,5	0,36	<0,3	< 0,02	0,03	8,46	100,27

Примечание. 1–5 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 6–22 – долеритовые и габбро-долеритовые дайки офиолитов Агардагской зоны: Карашатский (6–12) и Чонсаирский (13–22) участки; 23–33 – верлиты (23–26) и дуниты (27–33) из офиолитов Улорского массива.

Note. 1-5 – gabbro-dolerites from the Ulor massif ophiolites; 6-22 – dolerites and gabbro-dolerites ophiolite dikes of the Agardag zone: Karashat (6–12) and Chonsair (13–22) areas; 23-33 - wehrlites (23–26) and dunites (27–33) from the Ulor massif ophiolites.

Общие особенности петрохимического состава пород из офиолитов Улорского массива хорошо видны на тройной диаграмме AFM, часто используемой многими исследователями именно в случае офиолитовых ассоциаций (рис. 2). Здесь дуниты приурочены к метаморфическим тектонизированным гипербазитам основания офиолитов, а верлиты располагаются в поле ультраосновных кумулятов.

Данные по породам габбро-долеритового комплекса находятся в области толеитовых пород и тесно ассоциируют с полями базальтов из рифтогенных бассейнов Красного моря и Вудларка (Тихий океан), имеющих в осевых зонах кору океанического типа. В целом, судя по распределению пород на диаграмме AFM (рис. 2), ассоциация Улорского массива соответствует типичным офиолитам и представляет собой фрагмент структуры палеобассейна с океанической корой.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема габбро-долериты из офиолитов Улорского массива относятся (как и другие дайковые габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны – участки: Карашатский и Чонсаирский) к породам с нормальной щелочностью. На диаграмме FeO/MgO – SiO₂ большинство габбро-долеритов из офиолитов Улорского массива (и Агардагской зоны в целом) соответствуют преимущественно толеитовым сериям, что подтверждают данные на рис. 2.



Рис. 2. Диаграмма AFM (Na₂O+K₂O) – FeO* – MgO (мас. %) для пород из офиолитов Улорского массива Офиолиты Улорского массива: 1 – габбро-долериты; 2 – верлиты; 3 – дуниты. 4 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Карашатский, Чонсаирский). Области толеитовых (Т) и известково-щелочных (СА) пород. Поля офиолитовых комплексов пород: 1 – тектонизированные перидотиты; 2 – кумуляты основного и ультраосновного составов. Поля базальтовых пород: Красного моря (R) и бассейна Вудларк, юго-западная окраина Тихого океана (W). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Колман, 1979; Альмухамедов и др., 1985; Dril et al., 1997]

Fig. 2. Diagram AFM (Na₂O+K₂O) - FeO* - MgO (wt. %) for rocks from the Ulor massif ophiolites

Ophiolites of the Ulor massif: 1 - gabbro-dolerite; 2 - wehrlites; 3 - dunites. 4 - dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (Karashat and Chonsair areas). Areas of tholeiitic (T) and calc-alkaline (CA) rocks. Fields of ophiolite rock complexes: <math>1 - tectonized peridotites; 2 - cumulates of basic and ultrabasic compositions. Basaltic rock fields: Red Sea (R) and Woodlark basin, southwestern Pacific margin (W). The figure is built on the basis of original data and materials from [Coleman, 1979; Almukhamedov et al., 1985; Dril et al., 1997]





1 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 2 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Карашатский, Чонсаирский). Области эффузивных пород: нормальных (NMORB) и обогащенных (EMORB) базальтов срединно-океанических хребтов; базальтов задуговых бассейнов (BABB) и толеитовых базальтов островных дуг (IATB). Поля базальтовых пород: Красного моря (R) и бассейна Вудларк (W). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Миронов, 1990; Альмухамедов и др., 1985; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997]

Fig. 3. TiO₂ – K₂O diagram(wt. %) for rocks from the Ulor massif ophiolites

1 – gabbro-dolerite from ophiolites of the Ulor massif; 2 – dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (Karashat and Chonsair areas). Areas of effusive rocks: normal (NMORB) and enriched (EMORB) mid-ocean ridge basalts; back-arc basin basalts (BABB) and tholeiitic island-arc basalts (IATB). Basalt fields: Red Sea (R) and Woodlark Basin (W). The figure is built on the basis of original data and materials from [Mironov, 1990; Almukhamedov et al., 1985; Dobretsov et al., 2005; Dril et al., 1997]

Таблица 2

Представительные анализы содержания Y, Zr и Nb в породах габбро-долеритового комплекса из офиолитов Улорского массива, ppm

Table 2

Representative analyses of Y, Zr, Nb contents in the rocks of gabbro-dolerite complex from Ulor massif ophiolit	es, ppm
---	---------

№ п.п.	№ пробы	Y	Zr	Nb
1	C-12a-89	2,60	5,60	0,78
2	C-126-89	20,30	91,20	2,88
3	С-12в-89	24,70	101	3,12
4	С-12Д-89	11,10	16,30	н.о.
5	C-12e-89	5,30	5,50	н.о.
6	С-12ж-89	6,20	5,90	н.о.
7	C-123-89	7,50	11,20	2,10
8	C-50a-86	18,00	34,00	8,00
9	C-506-86	23,00	100,00	7,00
10	С-50в-86	22,00	90,00	7,00
11	С-50Г-86	21,00	72,00	6,00
12	C-50e-86	23,00	85,00	6,00
13	C-766-83	23,00	95,00	6,00
14	C-346-86	18,00	120,00	12,00
15	C-43a-86	22,00	50,00	10,00
16	C-10a-89	23,30	34,80	0,76
17	С-10г-89	18,20	16,80	0,41
18	C-10e-89	37,30	28,60	1,12
19	С-10и-89	50,30	66,60	2,43
20	С-10л-89	28,90	44,50	0,90
21	С-10м-89	28,60	46,70	0,85
22	С-11в-89	26,90	44,80	1,20
23	С-11г-89	42,40	24,40	0,98
24	С-11Ж-89	19,30	27,70	1,62
25	C-113-89	19,20	24,60	3,14

Примечание. 1–7 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 8–25 – долеритовые и габбро-долеритовые дайки офиолитов Агардагской зоны: Карашатский (8–15) и Чонсаирский (16–25) участки.

Note. 1-7 – gabbro-dolerites from the Ulor massif ophiolites; 8-25 – dolerite and gabbro-dolerite ophiolite dikes of the Agardag zone: Karashat (8–15) and Chonsair (16–25) areas.

На диаграмме TiO₂ – K₂O для эффузивно-дайковых габбро-долеритовых комплексов Агардагской офиолитовой зоны (включая данные по Улорскому массиву) мы видим развитие ситуации от толеитового островодужного магматизма к формированию бассейна Красного моря с океанической корой и далее по направлению к базальтам с океаническими (MORB) характеристиками бассейна Вудларк, Тихий океан (см. рис. 3).

Для уточнения палеогеодинамической обстановки формирования офиолитов Улорского массива габбродолеритовые породы были проанализированы на содержание редких элементов (см. табл. 2).

Было выяснено, что по распределению устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) габбро-долериты Улорского офиолитового массива приурочены к полям островных дуг и морских бассейнов с океанической корой – Красное море и Вудларк (рис. 4).

Это подтверждает петрохимические данные (см. рис. 3).



Рис. 4. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для пород габбро-долеритового комплекса из офиолитов Улорского массива 1 – габбро-долериты офиолитов Улорского массива; 2 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Агардагский, Карашатский, Тесхемский, Чонсаирский). Области магм с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля базальтовых пород: Красного моря (RS), бассейна Вудларк (WB), островных дуг (ARC) и внутриплитных океанических островов (OIB). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Альмухамедов и др., 1985; Dril et al., 1997 Condie, 2005]

Fig. 4. Diagram Nb/Y – Zr/Y for rocks of the gabbro-dolerite complex from the Ulor massif ophiolites 1 – gabbro-dolerites of ophiolites of the Ulor massif; 2 – dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (areas: Agardag, Karashat, Teskhem, Chonsair). Magma regions with a plume source (PS) and without a plume source (NPS). Basaltic rock fields: Red Sea (RS), Woodlark Basin (WB), island arcs (ARC) and intraplate oceanic islands (OIB). The figure is built on the basis of original data and materials from [Almukhamedov et al., 1985; Dril et al., 1997 Condie, 2005]

Дуниты Улорского массива

Среди пород, входящих в состав Улорского массива, наиболее детально были изучены дуниты, слагающие совместно с гарцбугитами основание офиолитовой ассоциации.

Исследования показали, что в дунитах широко развиты пластические деформации, приводящие к петроструктурной перестройке ультрабазитов.

В целом среди дунитов Улорского массива выделяются следующие петроструктурные типы: протогранулярный, протогранулярный с порфирокластезом, мезогранулярный и порфирокластовый, образующиеся в соответствии с возрастанием степени пластической деформации зерен оливина.

В дунитах с протогранулярной структурой оливин образует субизометричные зерна (2–6 мм) с плавными, округлыми границами (рис. 5, *a*).

Порфирокластез в протогранулярной структуре проявляется в виде крупных зерен оливина, на границах которых наблюдается развитие мелкозернистого оливинового агрегата (рис. 5, *b*). Мезогранулярная структура отмечается в виде зерен оливина субизометричной формы с изогнутыми плавными границами (рис. 5, *c*).

Порфирокластовая структура выражается в развитии крупных зерен оливина размером 3-5 мм, погруженных в мелкозернистую массу оливина, размером 0,1-0,5 мм (рис. 5, d).

Основной объем (до 90–95 %) дунитов Улорского массива (независимо от их петроструктурного типа) занимают достаточно свежие зерна оливина. Рудные минералы представлены хромшпинелидами и наблюдаются в виде субизометричных черных с бурым оттенком кристаллических фаз. Среди вторичных минералов преобладают серпентин, тальк и магнетит. Полученные авторами статьи представительные анализы хромшпинелидов и оливинов из дунитов Улорского массива приведены в табл. 3, 4.

Хромшпинелиды из дунитов Улорского массива разделяются фактически на две группы: содержащие силикатные микровключения и без силикатов (табл. 3).



Рис. 5. Петроструктурные типы дунитов Улорского массива

а – протогранулярный; b – протогранулярный с порфирокластезом; с – мезогранулярный; d – порфирокластовый. 1 – оливин; 2 – серпентин; 3 – хромшпинелид

Fig. 5. Petrostructural types of the Ulor massif dunites

a – protogranular; b – protogranular with porphyroclastesis; c – mesogranular; d – porphyroclastic. 1 – olivine; 2 – serpentine; 3 – chrome spinel

Таблица З

Представительные анализы хромшпинелидов из дунито	в Улорского массива,	мас. %
---	----------------------	--------

Table 3

Representative analyses of chrome spinels from the Ulor massif dunites, wt. %

№ п.п.	№ анализа	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V_2O_3	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
1	93	0,12	57,63	0,15	10,92	17,90	0,24	12,24	0,08	0,14	99,41
2	95	0,11	58,60	0,13	10,91	17,15	0,23	12,67	0,08	0,14	100,02
3	97	0,11	58,20	0,14	11,31	16,15	0,24	13,06	0,10	0,11	99,43
4	99	0,13	58,06	0,13	10,93	17,38	0,21	12,55	0,09	0,11	99,58
5	101	0,14	57,99	0,13	10,94	17,67	0,22	12,34	0,08	0,12	99,63
6	103	0,13	58,77	0,16	10,46	17,83	0,24	12,05	0,08	0,16	99,89
7	105	0,13	58,93	0,12	10,83	17,02	0,22	12,60	0,09	0,17	100,11
8	107	0,13	57,96	0,14	11,47	17,73	0,26	12,41	0,10	0,13	100,32
9	108	0,12	57,51	0,13	11,29	18,48	0,25	11,78	0,08	0,15	99,78
10	109	0,14	58,20	0,13	11,32	17,02	0,22	12,81	0,09	0,12	100,05
11	110	0,12	58,10	0,15	11,37	17,02	0,19	12,80	0,08	0,08	99,92
12	48	0,14	58,08	0,13	11,21	16,69	0,23	12,79	0,08	0,13	99,50
13	50	0,14	58,21	0,12	11,14	17,06	0,23	12,82	0,07	0,15	99,95
14	52	0,11	58,06	0,13	11,02	17,64	0,23	12,47	0,09	0,14	99,88
15	54	0,13	57,77	0,15	11,14	18,25	0,21	12,14	0,06	0,16	100,01
16	56	0,13	58,55	0,13	11,03	16,88	0,19	12,97	0,10	0,12	100,10
17	58	0,14	58,49	0,16	10,61	18,15	0,22	11,89	0,08	0,19	99,93
18	60	0,13	57,84	0,13	11,07	18,07	0,24	12,15	0,07	0,13	99,81
19	62	0,13	58,52	0,14	10,41	18,00	0,23	12,05	0,07	0,13	99,68
20	64	0,13	58,13	0,12	11,22	17,11	0,22	12,89	0,08	0,14	100,04
21	66	0,13	58,38	0,15	10,91	17,58	0,22	12,50	0,08	0,15	100,10
22	67	0,15	58,30	0,13	10,96	17,55	0,24	12,37	0,08	0,16	99,95
23	71	0,03	53,11	0,24	13,13	24,94	0,40	7,31	0,05	0,39	99,60
24	73	0,05	50,36	0,28	15,62	24,50	0,34	7,95	0,06	0,47	99,64
25	75	0,02	50,73	0,29	15,25	24,46	0,32	7,73	0,07	0,55	99,41
26	77	0,04	50,84	0,26	15,59	24,38	0,34	7,85	0,07	0,45	99,82

Петрология / Petrology

№ п.п.	№ анализа	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V_2O_3	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
27	79		50.45	0.28	15.70	24.57	0.31	7.66	0.04	0.59	99.61
28	81	0.04	50.43	0.29	15 52	24.68	0.30	7.88	0.06	0.46	99.66
29	83	0.03	50,65	0.28	15,32	24 69	0.35	7,00	0.06	0.38	99.71
30	85	0.05	50,05	0.28	15,53	24,05	0,35	7,95	0,00	0,38	99.70
21	8J 97	0,05	50,70	0,28	15,55	24,44	0,31	7,91	0,04	0,38	99,70
22	0/ 80	0,03	50,51	0,50	13,70	24,40	0,29	7,90	0,06	0,40	99,43
32	89	0,07	51,59	0,26	14,54	24,74	0,33	7,73	0,06	0,40	99,71
33	4	0,08	58,41	0,16	8,84	23,37	0,29	8,48	0,05	0,17	99,87
34	6	0,08	58,01	0,21	9,06	24,28	0,33	7,72	0,05	0,30	100,04
35	8	0,09	58,68	0,18	8,99	22,64	0,30	8,76	0,06	0,19	99,88
36	10	0,10	58,32	0,18	9,34	22,47	0,30	9,06	0,06	0,18	100,00
37	12	0,08	58,23	0,18	9,27	23,12	0,29	8,46	0,05	0,22	99,89
38	14	0,07	58,42	0,17	9,08	23,20	0,35	8,32	0,05	0,20	99,87
39	16	0,07	58,85	0,17	9.25	22,24	0.29	8,68	0,04	0,17	99,77
40	18	0.09	58.48	0.17	8.88	23.14	0.35	8.41	0.06	0.18	99.76
41	20	0.07	59.16	0.15	8.39	23.81	0.32	7.88	0.02	0.21	100.02
42	22	0.08	59.05	0.16	8 54	23 79	0.33	7 84	0.05	0.21	100.04
43	24	0.09	58.92	0.18	9 19	22,56	0,30	8 70	0.05	0.19	100.18
44	24	0,07	57,17	0,10	11 44	22,30	0,30	0,70	0,05	0,12	100,10
44	20	0,01	57,17	0,32	11,44	21,40	0,32	9,19	0,00	0,22	100,18
45	28	0,05	57,41	0,30	11,18	22,25	0,30	8,54	0,04	0,20	100,51
46	30	0,00	57,12	0,29	11,34	22,79	0,29	7,91	0,04	0,37	100,16
47	32	0,03	55,86	0,32	12,50	22,09	0,28	8,53	0,03	0,34	99,99
48	34	0,03	58,57	0,32	10,52	21,84	0,29	8,73	0,04	0,20	100,53
49	36	0,02	58,61	0,31	10,13	21,61	0,30	8,98	0,06	0,26	100,29
50	38	0,04	58,66	0,30	10,40	21,73	0,28	8,82	0,04	0,21	100,47
51	40	0,04	57,14	0,28	11,33	22,20	0,29	8,40	0,04	0,31	100,03
52	42	_	58,10	0,31	10,48	22,08	0,26	8,58	0,02	0,24	100,07
53	44	0,05	56,92	0.32	11.76	21,97	0.31	8,61	0.05	0,25	100,22
54	46	0.03	56.82	0.29	11.79	20.53	0.30	9.60	0.05	0.16	99.58
55	90		50.97	0.29	15.34	25.82	_	7.08	_	0.49	99,99
56	101	_	50,70	0.26	15.42	25 38	0.37	7.06	_	0.52	99 71
57	109	_	52 22	0.26	13,12	26,30	0.41	6 68	_	0.52	100.20
58	111		50,45	0.31	1/ 01	26,17	0.40	6 53		0,32	100,20
50	111	—	51.05	0,31	14,91	20,90	0,40	6,55	_	0,49	100,05
59	117	—	50,50	0,51	14,44	20,41	0,48	0,48	—	0,02	99,79
60	123	_	50,50	0,18	15,70	25,18	0,30	7,03	_	0,45	99,40
61	129	—	51,37	0,34	14,72	25,70	_	6,80	—	0,49	99,42
62	134	-	50,47	0,22	15,63	25,46	0,40	7,25	-	0,32	99,75
63	140	—	52,43	0,34	12,87	27,49	-	5,74	-	0,67	99,54
64	146	—	52,82	0,29	13,28	25,87	—	6,35	—	0,46	99,07
65	151	_	50,09	0,31	15,27	25,88	0,44	6,93	_	0,41	99,33
66	8	—	58,27	0,18	9,45	24,43	0,35	7,45	—	—	100,13
67	9	_	58,80	0,24	9,26	24,13	0,37	7,48	_	_	100,28
68	19	_	59,19	0,00	8,67	24,08	_	7,35	_	_	99,29
69	25	_	59,00	0,00	8,98	23,34	0,52	7,86	_	_	99,70
70	26	_	59.40	0.19	8.88	23.27	_	8.19	_	_	99.93
71	36	_	59.12	0.00	9.45	23.22	_	7.89	_	_	99.68
72	37	_	62.07	0.22	5.86	23.49	0.39	6.47	_	_	98 50
73	38		59.34	0.21	9.26	22,12	0,00	8 14			99,50
73	17	_	59,54	0.10	0.19	24,75	0.36	7 76		_	100.40
75	/ /Q	_	50,71	0,19	0.22	27,20	0,50	7.00	_	_	100,40
13 76	40 56	_	50,04 60.14	0,18	7,22	23,12	0,50	6.07	_	_	00.40
70	30		56.45	0,00	7,38	24,64		0,82		_	99,40
11	68	-	50,45	0,25	12,30	22,29	0.42	7,89	-	-	99,18
/8	69	-	56,52	0,35	12,04	22,00	0,43	8,46	-	-	99,80
79	76	-	57,66	0,26	10,77	22,33	0,39	7,91	-	-	99,32
80	77	-	58,32	0,31	10,79	22,18	0,34	8,09	-	-	100,03
81	83	-	57,45	0,32	11,64	21,97	0,35	8,42	-	-	100,15
82	84	_	57,05	0,43	11,79	22,60	0,40	7,88	-	-	100,15

Примечание. 1–22 – хромшпинелиды без силикатных включений (1–11 – образец U-12/1, 12–22 – U-0); 23–82 – хромшпинелиды, содержащиие силикаты (23–32, 55–65 – U-16, 33-43, 66-76 – U-1, 44-54, 77-82 – U-6). 55–82 – анализы хромшпинелидов рядом с силикатными включениями.

Note. 1-22 – chrome spinels without silicate inclusions (1–11 – sample U-12/1, 12–22 – U-0); 23–82 – chrome spinels containing silicates (23–32, 55–65 – U-16, 33-43, 66–76 – U-1, 44–54, 77–82 – U-6). 55–82 – analyzes of chrome spinels near to silicate inclusions.

В целом хромшпинелиды из дунитов Улорского массива по соотношению магнезиальности и хромистости (рис. 6) относятся главным образом к островодужным образованиям. Другие диаграммы (Al – Cr – Fe^{+3} и TiO₂ – Al₂O₃) также свидетельствуют о связи происхождения рассмотренных хромитов с субдукционными зонами.

На диграмме Cr# – Mg# хромшпинелиды Улорского массива с силикатными включениями обладают минимальной магнезиальностью (Mg# менее 45 %) и совместно с данными по хромитам (с включениями) из дунитов Карашатского массива (Агардагская зона) формируют отчетливый тренд одновременного падения содержаний хрома (Cr# от 80 до 50 %) и магния (Mg# от 45 до 30 %), чем они хорошо отличаются от хромшпинелидов без силикатных включений из дунитов Улорского и Агардагского массивов с максимальными значениями магнезиальности (до 63 %) и хромистости (около 80 %). Необходимо отметить, что хромшпинелиды Кузнецкого Алатау (с расплавными включениями) разбиваются по значениям хромистости на две группы, ассоциирующие, соответственно, с хромитами (содержащими силикатные включения) Улорского и Карашатского массивов в Агардагской офиолитовой зоне (рис. 6).

Оливины Улорского массива по своему составу отчетливо разбиваются на две группы: одна представляет дуниты с хромшпинелидами, содержащими силикатные микровключения, а другая – из дунитов с хромшпинелидами без силикатов (табл. 4).





Хромшпинелиды из дунитов: Улорского массива (1 – без силикатных включений, 2 – с силикатными включениями), Карашатского массива (3 – с силикатными расплавными включениями), Агардагского массива (4) и Кузнецкого Алатау (5). Поля составов хромшпинелидов: из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (MOR), из перидотитов фундамента островных дуг и глубоводных желобов (IA). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Гончаренко, 1989; Паланджан, 1992; Симонов и др., 1999, 2009, 2020; Пешков и др., 2021]

Fig. 6. Composition of chrome spinels from the Ulor massif dunites

Chrome spinels from dunites: Ulor massif (1 - without silicate inclusions, 2 - with silicate inclusions), Karashat massif (3 - with silicate melt inclusions), Agardag massif (4) and Kuznetsk Alatau (5). Compositional fields of chrome spinels: from ultrabasites of the Mid-Atlantic Ridge (MOR), from peridotites of the basement of island arcs and deep-water trenches (IA). The figure is built on the basis of original data and materials from [Goncharenko, 1989; Palangzhan, 1992; Simonov et al., 1999, 2009, 2020; Peshkov et al., 2021]

Таблица 4

Представительные анализы оливинов из дунитов Улорского массива, мас. %

Table 4

Representative analyses of olivines from the Ulor massif dunites, wt. %

Representative analyses of onvines from the Ofor massif dunites, wt. %											
№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма
1	4	41,27	0,00	0,03	0,072	6,17	0,09	51,58	0,02	0,43	99,65
2	6	41,60	0,00	0,12	0,084	5,07	0,07	52,35	0,04	0,40	99,73
3	8	41,06	0,02	0,16	0,064	5,97	0,09	51,25	0,01	0,41	99,04
4	10	41,19	0,00	0,04	0,088	5,96	0,08	51,66	0,02	0.41	99,46
5	12	41.36	0.00	0.07	0.076	6.07	0.08	51.64	0.06	0.42	99.78
6	14	41.17	0.02	0.08	0.089	5.78	0.08	51.86	0.01	0.42	99.52
7	16	41 28	0.01	0.03	0.083	6.06	0.08	51,60	0.01	0,12	99,60
8	18	41,20	0.02	0.02	0,069	6.17	0,00	51,64	0.05	0,39	99.57
9	20	41,10	0.01	0.02	0,009	6.05	0.07	51,50	0.03	0,37	99.86
10	20	41,00	0,01	0,02	0,120	6.13	0,07	51 78	0,05	0,40	100.01
10	22	41,52	0,01	0,02	0,085	6,15	0,09	51,78	0,00	0,38	100,01
11	<u> </u>	40,01	0,01	0,04	0,515	5.69	0,08	52.22	0,04	0,41	99,13
12	55	41,12	0,01	0,06	0,115	5,08	0,08	52,55	0,05	0,41	99,83
13	55	41,64	0,01	0,03	0,107	5,61	0,08	51,98	0,04	0,41	99,92
14	57	41,40	0,02	0,11	0,069	6,03	0,07	51,98	0,01	0,40	100,10
15	59	41,45	0,01	0,03	0,071	5,81	0,07	51,66	0,01	0,43	99,54
16	61	41,79	0,01	0,06	0,178	5,81	0,10	50,24	0,02	0,37	98,59
17	63	41,31	0,02	0,05	0,068	6,12	0,09	51,68	0,02	0,41	99,76
18	65	41,62	0,01	0,05	0,067	6,12	0,10	51,69	0,02	0,41	100,07
19	67	41,11	0,03	0,03	0,063	6,15	0,09	51,70	0,14	0,43	99,73
20	69	41,69	-	0,03	0,061	6,05	0,08	51,69	0,03	0,40	100,03
21	71	40,93	_	0,13	0,070	6,04	0,08	52,05	0,06	0,39	99,75
22	73	41,25	0,02	0,05	0,072	6,16	0,08	51,64	0,01	0,40	99,69
23	26	40.68	0.01	0.04	0.091	9.76	0.14	48.63	0.01	0.35	99.71
24	28	40.56	0.01	0.03	0.066	9.90	0.13	48.64	_	0.34	99.67
25	30	40 74	_	0.01	0.079	9 53	0.13	49.01	0.01	0.34	99.85
26	34	40.56	0.02	0.03	0.055	9.58	0.14	48 89	0.01	0.34	99.62
20	38	40,80	0.01	0,05	0,035	9.72	0,14 0.14	48,07	0.01	0.33	100.02
28	42	40,00	0.01	0.02	0.048	9,72	0,14	48,77	0,01	0,33	99.67
20	42	40,67	0.03	0,02	0,040	9,70	0,10	48,52		0,33	99.67
30	43	40,07	0,05	0,02	0,000	0.01	0,14	40,04	_	0,34	00 72
31	44	40,75	_	0,03	0,004	9,91	0,13	40,49	_	0,35	99,72
22	43	40,94	_	0,03	0,057	9,05	0,13	40,57	_	0,55	99,92
32	40	40,50	- 0.01	0,04	0,007	9,00	0,13	40,05	0.01	0,50	99,60
33	49	40,55	0,01	0,00	0,038	9,82	0,13	48,00	0,01	0,34	99,56
34 25	75	41,19	0,00	0,04	0,051	8,39	0,11	49,78	-	0,30	99,86
35	//	41,55	0,02	0,02	0,038	8,26	0,12	49,76	0,01	0,30	100,07
36	79	40,84	0,02	0,03	0,034	8,36	0,10	49,94	0,02	0,28	99,62
37	81	41,26	0,01	0,02	0,014	7,69	0,12	50,14	0,00	0,29	99,55
38	83	41,21	0,03	0,04	0,039	8,24	0,12	49,92	0,01	0,30	99,90
39	85	41,32	0,00	0,03	0,027	8,43	0,12	49,72	0,01	0,29	99,95
40	87	41,09	0,01	0,03	0,020	8,36	0,12	49,74	-	0,28	99,65
41	89	40,90	0,02	0,04	0,006	8,28	0,12	49,99	0,01	0,29	99,65
42	91	41,13	0,03	0,01	0,026	8,35	0,12	49,80	0,01	0,30	99,77
43	93	41,32	0,01	0,03	0,009	8,23	0,11	49,89	0,01	0,28	99,87
44	95	41,27	0,01	0,01	0,010	8,25	0,12	50,03	-	0,30	99,99
45	104	40,79	0,01	0,03	0,022	9,29	0,13	49,00	0,01	0,34	99,64
46	106	41,24	0,03	0,03	0,014	8,60	0,12	49,39	_	0,34	99,76
47	110	41.05	-	0.07	0.129	7,75	0.11	44,94	_	0.27	94,33
48	114	41.31	0.01	0.03	0.020	8.51	0.11	49.34	0.01	0.33	99.67
49	116	41.44	0.01	0.10	0.018	8.35	0.12	49.21	0.01	0.35	99.60
50	118	41.26	0.02	0.02	0.013	8.50	0.10	49.52		0.33	99 77
51	120	41 20	0.02	0.08	0,020	8 52	0.11	49 20	0.01	0,32	99 48
52	122	41 31		0.07	0.004	8 79	0.12	48.82	0.02	0.33	99 45
52	124	40.70	0.02	0.03	0,004	9.72	0.14	48 75	0.02	0,33	99 31
55	124	41.01	0,02	0,05	0,013	0.29	0.14	48 77	0.01	0,35	90 61
54	120	41,01	_	0,09	0,015	7,20 0,14	0,14	40,72	0,01	0,35	99,01 00 7 0
55	127	41,34	—	0,10	0,000	7,14	0,14	40,70	0,01	0,54	77,17

 55
 127
 41,34
 –
 0,10
 0,006
 9,14
 0,14
 48,70
 0,01
 0,34
 99,79

 Примечание.
 1–22
 – оливины из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений (1–11 – образец U-12/1, 12-22 – U-0);
 23–55 – оливины из дунитов с хромшпинелидами, содержащими силикаты (23–33 – U-16, 34–44 – U-1, 45–55 – U-6).

Note. 1-22 – olivines from dunites with chrome spinels without silicate inclusions (1-11 - sample U-12/1, 12-22 - U-0); 23-55 – olivines from dunites with chrome spinels containing silicates (23-33 - U-16, 34-44 - U-1, 45-55 - U-6).

Оливины (из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений) формируют на диаграммах компактные поля с максимумом форстеритового компонента (до 94 %) и NiO (до 0,43 мас. %) при минимальных количествах MnO (рис. 7). При этом оливины из дунитов (с хромшпинелидами, содержащими силикаты) характеризуются существенно меньшими значениями Fo и тесно ассоциируют с минералами из дунитов Кузнецкого Алатау, показывая падение Mn и Ni на фоне роста Fo компонента. Обращает на себя внимание то, что оливины Кузнецкого Алатау (как и оливины Улорского массива) обозначают тенденцию разделения минералов на две группы, связанные с хромшпинелидами, содержащими силикатные включения и без силикатов.

В целом оливины из дунитов Улорского массива (с силикатными включениями в хромшпинелидах) на диаграммах соотношений Mn и Ni с Fo компонентом (обладая определенными океаническими характеристиками) располагаются между полями оливинов из ультрабазитов офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, формировавшихся (судя по данным: [Куренков и др., 2002]) в палеогеодинамических условиях примитивных и развитых островных дуг соответственно (рис. 7).

Расплавные силикатные включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива

Как отмечено выше, часть хромшпинелидов из дунитов Улорского массива содержит силикатные микрокристаллики. Большинство этих силикатных образований представляют собой фактически многофазные первичные включения (20–60 мкм), равномерно располагающиеся по зерну хромшпинелида.



1 – оливины из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений; 2 – оливины из дунитов с хромшпинелидами, содержащими силикаты; 3 – оливины из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау. Поля составов оливинов из ультрабазитов: Срединно-Атлантического хребта (MOR), примитивных (PIA, офиолиты Западного Саяна) и развитых (DIA, офиолиты Кузнецкого Алатау) островных дуг. Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Симонов и др., 1999, 2020, 2022]

Fig. 7. Composition of olivines from the Ulor massif dunites, wt. %

1 – olivines from dunites with chrome spinels without silicate inclusions; 2 – olivines from dunites with chrome spinels containing silicates; 3 – olivines from dunites of the Kuznetsk Alatau ophiolites. Compositional fields of olivines from ultramafic rocks: the Mid-Atlantic Ridge (MOR), primitive (PIA, ophiolites of the Western Sayan) and developed (DIA, ophiolites of the Kuznetsk Alatau) island arcs. The figure is built on the basis of original data and materials from [Simonov et al., 1999, 2020, 2022].



Рис. 8. Многофазные силикатные расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива 1 – пироксен; 2 – флогопит; 3 – хлорит; 4 – амфибол. Вид в отраженных электронах

Fig. 8. Multiphase silicate melt inclusions in chrome spinels from the Ulor massif dunites 1 – pyroxene; 2 – phlogopite; 3 – chlorite; 4 – amphibole. View in reflected electrons Включения часто обладают отчетливой огранкой и заполнены в большинстве случаев несколькими фазами, среди которых преобладают минералы, близкие по своим составам к пироксенам, флогопиту, хлориту и амфиболу (см. рис. 8).

По своему внешнему виду и по составам микрофаз-узников включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива практически аналогичны негретым расплавным включениям в хромитах из дунитов других гипербазитовых массивов (рис. 9, а). Высокотемпературные эксперименты с этими, изученными нами ранее включениями [Симонов и др., 2016], приводили к практически полному плавлению их первоначального содержимого (со значительным присутствием вторичных минералов) и к появлению при закалке типичных для прогретых расплавных включений структур с преобладанием свежего прозрачного стекла и плавающих в этом стекле новообразованных микрокристаллитов оливина (рис. 9, b). К сожалению, по независящим от нас обстоятельствам, не удалось провести высокотемпературные эксперименты с включениями в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, но сравнительный анализ с полученными ранее данными по подобным включениям в хромитах из других ультрабазитовых комплексов достаточно убедительно свидетельствует о принадлежности изученных нами многофазных включений к расплавным.

На фотографиях (рис. 8) хорошо видно, что первичное магматогенное содержимое многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива практически не сохранилось и значительный объем занимают такие вторичные минералы, как хлорит. В то же время необходимо учитывать, что ранее во многих публикациях было показано, что хромшпинелид является хорошим «микроконтейнером» фрагментов среды, из которой он кристаллизовался, благодаря своей химической и физической устойчивости к вторичным процессам [Schiano et al., 1997; Kamenetsky et al., 2001; Shimizu et al., 2001; Симонов и др., 2008, 2009, 2011, 2016, 2022; Ionov et al., 2011]. В связи с этим мы имеем полное право считать, что включения в хромшпинелидах Улорского массива (имеющие целый ряд признаков сходства с типичными расплавными включениями) сохраняли свою герметичность в ходе метаморфизма ультраосновных пород и процессы преобразования силикатов внутри хромитов наиболее вероятно были изохимическими. Таким образом, вполне обоснованно (на основе данных по составам силикатных фаз и по их соотношениям) были рассчитаны валовые химические составы включений (табл. 5), позволившие рассмотреть петрохимические особенности магматических систем, принимавших участие в формировании дунитов Улорского массива.



Рис. 9. Многофазные силикатные расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива (Урал)

а – негретое включение. 1 – гранат, 2 – клинопироксен, 3 – флогопит, 4 – хлорит. b – прогретое, расплавленное и закаленное включение. 5 – оливин, 6 – закалочное стекло, 7 – местоположение флюидных фаз. Использованы опубликованные ранее оригинальные данные [Симонов и др., 2016]

Fig. 9. Multiphase silicate melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Nizhny Tagil massif (Ural) a – an unheated inclusion. 1 – garnet, 2 – clinopyroxene, 3 – phlogopite, 4 – chlorite. b – heated, molten and quenched inclusion. 5 – olivine, 6 – quenched glass, 7 – location of fluid phases. Previously published original data were used [Simonov et al., 2016]

Таблица 5

Валовые химические составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, мас. %

Table 5

№ п.п.	№ анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	1_5	47,60	0,11	11,52	3,58	2,19	0,00	23,40	8,09	2,78	0,66	99,93
2	10_14	47,06	0,12	9,44	3,29	2,44	0,00	20,50	11,41	3,52	0,23	98,00
3	15_17	47,42	0,06	9,45	3,40	2,55	0,00	20,34	12,42	3,43	0,24	99,33
4	33_34	47,96	0,10	9,30	3,46	2,37	0,00	20,44	12,62	3,66	0,00	99,89
5	50_51	47,11	0,00	10,04	3,57	2,36	0,00	20,05	12,99	3,69	0,10	99,89
6	52_54	49,81	0,06	7,91	2,78	2,44	0,00	21,28	11,94	3,63	0,07	99,93
7	70_75	50,07	0,00	5,19	1,52	1,44	0,00	27,37	8,95	0,00	0,00	94,53
8	85_89	39,00	0,00	13,53	2,54	2,31	0,00	28,62	4,27	0,95	0,14	91,35
9	93_95	44,53	0,00	9,90	2,62	2,15	0,00	24,78	7,62	1,93	0,07	93,61
10	97_100	45,98	0,00	9,67	2,25	1,92	0,00	23,54	6,69	2,64	1,40	94,10
11	103_104	39,90	0,00	11,66	3,05	2,24	0,00	29,43	4,67	0,64	0,00	91,59
12	119_122	39,69	0,00	11,05	3,49	2,25	0,00	29,84	4,15	0,66	0,00	91,13
13	125_128	50,02	0,00	7,46	2,16	2,38	0,04	20,86	12,08	2,52	0,00	97,52
14	131_133	50,87	0,00	7,12	2,14	2,33	0,00	21,02	12,13	2,24	0,00	97,84
15	153_157	40,82	0,00	11,32	3,12	2,28	0,00	27,83	5,69	0,80	0,18	92,05

Gross chemical compositions of melt inclusions in chrome spinels from the Ulor massif dunites, wt. %

Примечание. Валовый состав включений рассчитан по химическому составу силикатных фаз и по их соотношению во включениях.

Note. The gross composition of the inclusions was calculated from the chemical composition of the silicate phases and their ratio in the inclusions.

По соотношению MgO-SiO2 валовые составы силикатных многофазных включений в хромшпинелиде из дунитов Улорского массива соответствуют прогретым (и закаленным) расплавным включениям в хромитах из дунитов Кузнецкого Алатау и образуют группу, перекрывающую поля ультрамафитов (верлиты, клинопироксениты) расслоенных комплексов из обеих офиолитовых ассоциаций. Часть включений с SiO₂ менее 45 мас. % полностью соответствует пикритам. Другие включения, несмотря на «базальтовые» (до 52 мас. %) количества кремнекислоты, обладают значительными («пикритовыми») содержаниями магния. Эти особенности, присущие также и для включений в хромшпинелидах из дунитов Кузнецкого Алатау, в целом отличаются от характеристик расплавных включений в хромитах из дунитов Куртушибинского (Западный Саян) и Карашатского (Южная Тува) массивов, для которых отмечается общий тренд быстрого падения MgO, прослеживающий последовательность пород: пикриты → пикробазальты → базальты (рис. 10).

В целом необходимо отметить соответствие составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов и составов ультрамафитов для двух независимых и далеко расположенных друг от друга офиолитовых ассоциаций (Кузнецкого Алатау и Улорского массива), свидетельствующее о том, что хромшпинелиды захватывали в процессах своего роста не случайную субстанцию, а реальную минераобразующую среду, при участии которой кристаллизовались ультрамафиты.

Согласно кальций-магниевым отношениям, составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива близки в высокомагнезиальной области к тренду эволюции составов включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинского и Карашатского массивов.

Условия кристаллизации дунитов Улорского массива

Условия кристаллизации дунитов Улорского массива (Южная Тува) были определены в результате минералогических и термобарогеохимических исследований.

Данные по составам хромшпинелидов и оливинов свидетельствуют о развитии в офиолитах Улорского массива двух типов дунитов. Часть дунитов формировалась при участии исключительно высокомагнезиальных и высокохромистых систем, а для генезиса других дунитов характерны более широкие вариации магния и хрома с относительно пониженными содержаниями этих компонентов, а также отмечен захват хромшпинелидами силикатных микровключений.



Рис. 10. Диаграмма MgO–SiO₂ для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, мас. %

1, 3 – составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива (1) и офиолитов Кузнецкого Алатау (3). 2 – составы ультрамафитов (верлиты, пироксениты) из офиолитов Агардагской зоны (Улорский, Карашатский и Агардагский массивы). КА – поле ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау. Точечным трендом обозначено направление эволюции составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинского (Западный Саян) и Карашатского массивов. Составы включений и пород пересчитаны к 100 %. Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Петрографический кодекс..., 2009; Симонов и др., 2009, 2020, 2022]

Fig. 10. MgO–SiO₂ diagram for melt inclusions in chrome spinels from the Ulor massif dunites, wt. % 1, 3 – compositions of melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Ulor massif (1) and of the Kuznetsk Alatau ophiolites (3). 2 – compositions of ultramafic rocks (wehrlites, pyroxenites) from ophiolites of the Agardag zone (Ulor, Karashat and Agardag massifs). KA – field of ultramafic rocks from ophiolites of the Kuznetsk Alatau. The dotted trend indicates the direction of evolution of compositions of melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Kurushiba (Western Sayan) and Karashat massifs. The compositions of inclusions and rocks are recalculated to 100 %. The figure is built on the basis of original data and materials from [Petrographic Code..., 2009; Simonov et al., 2009, 2020, 2022.

Наличие этих многофазных силикатных включений, обладающих сходными характеристиками с расплавными включениями в хромшпинелидах из дунитов других ультрабазитовых массивов, а также отвечающих по своему валовому химическому составу ультрамафитам, свидетельствует о магматическом происхождении части дунитов Улорского массива.

На основе оригинальной информации по минералам (оливины, хромшпинелиды, клинопироксены), а также по силикатным расплавным включениям в хромшпинелидах оказалось возможным установить *PT*-параметры кристаллизации дунитов Улорского массива.

Температуры формирования дунитов Улорского массива были оценены с помощью оливин-хромитового термометра [Соодап et al., 2014]. Установлено, что преобладают достаточно высокие параметры кристаллизации (1465–1300 °C), но определены также и умеренные температуры (1235–1070–980 °C), характерные, как отмечалось нами в случае дунитов Кузнецкого Алатау, для субсолидусной рекристаллизации ультрабазитов [Симонов и др., 2020].

Присутствие клинопироксена в дунитах Улорского массива, для хромшпинелидов из которых были изучены расплавные включения, позволило с помощью программы WinPLtb [Yavuz, Yıldırım, 2018] установить *PT*-условия кристаллизации этого минерала: 1250 °C, 6,5 кбар. При этих расчетах составы расплавов задавались согласно данным по расплавным включениям в хромшпинелидах из образца дунита, содержащего изученный клинопироксен.

Исследования составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива показали, что выделяются две основные группы расплавов, принимавших участие в кристаллизации дунитов Улорского массива: с содержаниями MgO около 30 мас. % и 20 мас. % (см. рис. 10). Включения с умеренной магнезиальностью преобладают. Эти данные послужили основой для определения *PT*-параметров магматических процессов с помощью расчетного моделирования с использованием известных программ: PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Наиболее представительные результаты были получены с применением данных по расплавным включениям, образующим многочисленную группу с содержанием магния около 20 мас. %. Основой для расчетов по обеим программам послужил средний состав (с MgO 20,61 мас. %) включений из этой группы. Давление устанавливалось 6,5 кбар согласно определенным нами значениям с помощью программы WinPLtb (см. выше). Содержание воды задавалось согласно нашим предыдущим исследованиям (с использованием непосредственных анализов) подобных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау и Западного Саяна – 0,1–0,15 мас. % [Симонов и др., 2020, 2022]. В результате оказалось возможным не только оценить РТ-параметры, но и рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании дунитов Улорского массива.

Моделирование ликвидусной кристаллизации расплавов с пикритовым (20,61 мас. %) содержанием MgO с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при давлении 6,5 кбар

показало, что оливин формировался при температурах 1490–1455 °C, а хромшпинелид – 1360–1180 °C.

Расчеты изобарической (6,5 кбар) равновесной кристаллизации высокомагнезиального (MgO -20,61 мас. %) расплава с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] (при тех же начальных условиях, что и моделирование по PETROLOG) свидетельствуют о массовом образовании оливина начиная с 1480 °С. Значительное количество клинопироксена появляется, начиная с 1320 °С и растет до 1185 °С при практической остановке формирования оливина. Хорошо видно, что массовая кристаллизация клинопироксена сопровождается значительными изменениями состава расплава с падением его температуры: уменьшение кремнезема и кальция при заметном росте суммы щелочей (рис. 11). Необходимо отметить, что на этой диаграмме хорошо отражаются процессы формирования верлитов (оливин + клинопироксен), представленных в офиолитовой ассоциации Улорского массива.



Рис. 11. Результаты расчетного моделирования изобарической равновесной кристаллизации высокомагнезиального расплава (MgO – 20,61 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] Ol – оливин. Aug – клинопироксен. Na+K – Na₂O+K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 11. Results of computational modeling of isobaric equilibrium crystallization of a high magnesian melt (MgO – 20.61 wt %) using the COMAGMAT program [Ariskin, Barmina, 2004] Ol – olivine. Aug – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – the content in the melt, %

В целом расчетное моделирование на основе данных по составам минералов (оливины, хромшпинелиды, клинопироксены) и расплавных включений в хромшпинелидах с использованием четырех независимых программ позволило достаточно обоснованно установить *PT*параметры магматических процессов формирования дунитов из офиолитов Улорского массива. Максимальные температуры установлены для ликвидусной кристаллизация оливина – 1490–1455 °С. В общем оливин формировался при снижении температур в диапазоне 1480–1300 °С, хромшпинелид – 1360–1180 °С, а клинопироксен 1320–1185 °С. Все эти минералообразующие процессы происходили при формировании дунитов Улорского

массива в изобарических (6,5 кбар) условиях интрузивной камеры.

Завершающая температурная магматогенная история (1235–1070–980 °C) связана наиболее вероятно с процессами субсолидусной рекристаллизации дунитов Улорского массива, отмеченными нами ранее в случае ультрабазитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020].

Обсуждение результатов

Всесторонние (геолого-петрологические, геохимические, минералогические и термобарогеохимические) исследования позволили выяснить условия формирования офиолитов Улорского ультрабазитового массива (Южная Тува). Экспедиционные работы показали, что Улорский массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию с практически полным набором пород, характерным для классических офиолитов: тектонизированные гипербазиты основания, расслоенная ультрабазит-базитовая серия и габбро-долеритовый комплекс.

Детальные исследования геологической ситуации на расположенном рядом с Улорским массивом (в той же Агардагской офиолитовой зоне) Чонсаирском участке (см. рис. 1) свидетельствуют о формировании габбро-долеритового дайкового комплекса при разрыве гранитоидов (рис. 12), представляющих вероятно более древнюю континентальную кору.



Рис. 12. Схема строения дайкового комплекса Чонсаирского участка, Агардагская офиолитовая зона 1 – долериты; 2 – долеритовые порфириты; 3 – габбро-долериты; 4 – гранитоиды; 5 – закальные контакты; 6 – точки отбора образцов. Схема составлена В.А. Симоновым и А.В. Котляровым

Fig. 12. Scheme of the structure of the dike complex of the Chonsair area, Agardag ophiolite zone 1 – dolerite; 2 – dolerite porphyrites; 3 – gabbro-dolerite; 4 – granitoids; 5 – hardened contacts; 6 – sampling points. The scheme was compiled by V.A. Simonov and A.V. Kotlyarov

В целом геологические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования свидетельствуют о формировании офиолитов Улорского массива в палеозоне субдукции с развитием морских бассейнов с корой океанического типа при разрыве более древней континентальной гранитоидной коры. Современным примером наиболее вероятной палеогеодинамической ситуации для рассмотренных офиолитов является бассейн Вудларк в юго-западной части Тихого океана, обладающий рифтогенной океанической корой, образующейся при разрыве континентальной коры восточнее острова Новая Гвинея.

Значительную часть офиолитов Улорского массива занимают ультрабазиты, большинство из которых обладает деформационными структурами, свидетельствующими о широком развитии процессов пластических деформаций, установленных для ультраосновных пород из многих офиолитовых ассоциаций [Офиолитовая ассоциация... 1982; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, 1989].

В то же время, как показали наши исследования офиолитов Кузнецкого Алатау, наличие деформационных структур в ультрабазитах не говорит об отсутствии влияния магматических систем на генезис ультраосновных пород. В данном случае были найдены расплавные включения в хромшпинелидах, что позволило установить высокотемпературные условия формирования дунитов из расплава. В дальнейшем при снижении температуры происходила субсолидусная рекристаллизация, сменявшаяся пластическими деформациями и твердофазным течением ультрабазитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020].

Проведенные нами исследования ультрабазитов Улорского массива показали значительные черты сходства с данными по ультраосновным породам из офиолитов Кузнецкого Алатау. Наиболее хорошо это видно при сравнении составов оливинов, хромшпинелидов и расплавных включений в хромшпинелидах (см. рис. 6, 7, 10), изучение которых позволили установить *PT*-параметры магматогенной кристаллизации (6,5 кбар) оливина – 1490–1300 °C и хромшпинелида – 1360–1180 °C из дунитов Улорского массива, близкие к условиям (6,8–4,3 кбар) образования оливина – 1550–1220 °C и хромшпинелида 1430–1250 °C из дунитов Кузнецкого Алатау.

В целом для дунитов Улорского массива устанавливается последовательность процессов их формирования (близкая к модели для офиолитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020]), начинавшаяся с кристаллизации ультрабазитов из расплава. В дальнейшем при снижении температуры происходила субсолидусная рекристаллизация, сменявшаяся пластическими деформациями и твердофазным течением дунитов Улорского массива.

Выводы

1. Геолого-петрологические, геохимические и минералогические исследования показали, что Улорский массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию с практически полным набором пород (тектонизированный дунит-гарцбургитовый комплекс основания + расслоенная дунит-верлит-пироксенит-габбровая серия + комплекс верхних габбро и габбро-долеритов), сформировавшуюся в древнй зоне субдукции с развитием окраинно-морских бассейнов с корой океанического типа при разрыве палеоконтинентальной гранитоидной коры.

2. Данные по минералогии и термобарогеохимии свидетельствуют о присутствии в офиолитах Улорского массива дунитов, содержащих в хромшпинелидах силикатные многофазные включения, аналогичные по ряду достоверных признаков расплавным, что является прямым доказательством кристаллизации этих ультрабазитов при участии магматических систем.

3. На основе оригинальной информации по составам минералов и расплавных включений в хромшпинелидах установлены *PT*-параметры магматической кристаллизации минералов из дунитов Улорского массива, происходившей в изобарических (6,5 кбар) условиях интрузивной камеры: оливин – 1490– 1300 °C, хромшпинелид – 1360–1180 °C, клинопироксен – 1320–1185 °C. Завершалась магматогенная история (1235–1070–980 °C) процессами субсолидусной рекристаллизации дунитов Улорского массива.

4. Дальнейшая постмагматическая история развития дунитов Улорского массива определялась процессами пластических деформаций и твердофазного течения, приводившими к последовательной смене петроструктурных типов (протогранулярный → протогранулярный с порфирокластезом → мезогранулярный → порфирокластовый), отражающей возрастающую степень пластической деформации оливина, связанной с метаморфизмом амфиболитового уровня.

Список источников

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск : Наука, 1985. 190 с.

Гоникберг В.Е. Геологическое строение и тектоническая природа раннекаледонской окраины Сангиленского массива Тувы : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : Изд-во Ин-та литосферы РАН, 1995. 28 с.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722. Колман Р.Г. Офиолиты. М. : Мир, 1979. 264 с.

Кужугет К.С., Кудрявцев В.И. Особенности геологического строения и хромитоносность Улорского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл, 1981. С. 88–89.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М. : ГЕОС, 2002. 249с.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп ? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1473–1482.

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массиво республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019. 350 с.

Лоскутов И.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А. Петролого-минералогические особенности дунит-гацбургитового комплекса Агардагской зоны (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. С. 13–23.

Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск : Наука, 1982. 104 с.

Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.

Петрографический кодекс России. Издание третье / гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В. Минералогические особенности ультрамафитов Агардагского массива (юго-восточная Тыва) // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 33–48.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 246 с.

Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 195–198.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.

Симонов В.А., Чернышов А.Й., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 34–49.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В. Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // Литосфера. 2008. № 2. С. 101–115.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физикохимические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.

Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В. Минералогия и генезис ультрабазитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян) // Минералогия. 2022. Т. 8, № 2. С. 49–62.

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Suppl. 1). P. S1–S157.

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

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1–10.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12, № 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516

Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. № 142. P. 57–83.

Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y. Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. P. 1159–1174.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 4. P. 655–671.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.

Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M. Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 146. P. 489–497.

Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189, № 3–4. P. 177–188.

Yavuz F., Yıldırım D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87 (2). P. 149–172. doi: 10.2451/2018PM787

References

Almukhamedov A.I., Kashintsev G.L., Matveenkov V.V. *Ehvolyutsiya bazal'tovogo vulkanizma Krasnomorskogo regiona* [Evolution of basaltic volcanism in the Red sea region]. Novosibirsk: Nauka, 1985. 190 p. In Russian

Gonikberg V.E. Geologicheskoe stroenie i tektonicheskaya priroda rannekaledonskoy okrainy Sangilenskogo massiva Tuvy [Geologic Structure and Tectonic Nature of the Early Caledonian Margin of the Sangilen Massif in Tuva]. PhD Thesis. Moscow, 1995. 28 p. In Russian

Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya ehvolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petroctructure evolution alpinotype ultrabasites]. Tomsk: Tom. Univ., 1989. 404 p. In Russian

Dobretsov N.L., Simonov V.A., Koulakov I.Yu., Kotlyarov A.V. Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology // *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2017. V. 58 (5). pp. 701–722. In Russian

Coleman R.G. Ofiolity [Ophiolites]. Moscow: Mir, 1979. 264 p. In Russian

Kuzhuget K.S., Kudryavtsev V.I. Osobennosti geologicheskogo stroyeniya i khromitonosnost' Ulorskogo giperbazitovogo massiva [Peculiarities of the geological structure and chromite content of the Ulor hyperbasite massif] // Materials on Geology of the Tuva ASSR. Is. 5. Kyzyl, 1981. pp. 88–89. In Russian

Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. *Geodinamika paleospredinga* [Geodynamics of Paleospreading]. GEOS, Moscow, 2002. 294 p. In Russian

Lavrent'ev Yu. G., Karmanov N.S., Usova L.V. Electron probe microanalysis of minerals: microanalyzer or scanning electron microscope?// *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56 (8). pp. 1473–1482. In Russian

Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovogo massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore content of the mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2019. 350 p. In Russian

Loskutov I.Yu., Stupakov S.I., Simonov V.A. *Petrologo-mineralogicheskiye osobennosti dunit-gartsburgitovogo kompleksa Agardagskoy zony (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Petrological and mineralogical features of the dunite-harzburgite complex of the Agardag zone (South-Eastern Tuva)] // Problems of petrology, mineralogy, geochemistry and geologists of ophiolites. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 1999. pp. 13–23. In Russian

Mironov Yu.V. Sootnosheniye titana i kaliya v bazal'takh kak indikator tektonicheskoy obstanovki [The ratio of titanium and potassium in basalts as an indicator of the tectonic situation] // DAN USSR. 1990. V. 314 (6). pp. 1484–1487. In Russian

Ofiolitovaya assotsiatsiya Kuznetskogo Alatau (na primere Srednetersinskogo massiva) [Ophiolite association of the Kuznetsky Alatau (on the example of the Srednetersinsky massif)]/ Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshev A.I. Novosibirsk: Nauka, 1982. 104 p. In Russian

Palandzhyan S.A. *Tipizatsiya mantiynykh peridotitov po geodinamicheskim obstanovkam formirovaniya* [Types of mantle peridotites by geodynamic settings]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 1992. 104 p. In Russian

Petrograficheskiy kodeks Rossii [Petrographic code of Russia: igneous, metamorphic, metasomatic and impact rocks] St. Petersburg, VSEGEI, 2009. 200 p. In Russian

Peshkov A.A., Chernyshov A.I., Bestemyanova K.V. Mineralogical features of ultramafits of the Agardag massif (South-Eastern Tyva) // *Geosfernye issledovaniya* – Geosphere Research. 2021. 1. pp. 33–48. DOI: 10.17223/25421379/18/3 In Russian

Savel'yeva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovyye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasic complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 246 p. In Russian

Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V. *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh Yuzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // Ultrabasite-basic complexes of folded regions and associated deposits. Materials of the third international conference. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS. 2009. V. 2. pp. 195–198. In Russian

Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V. Genesis of platiniferous massifs in the southeastern Siberian Platform // *Petrologiya* [Petrology. 2011. V.19 (6). pp. 579–598. In Russian

Simonov V.A., Chernyshov A.I., Kotlyarov A.V. Physical and chemical parameters of formation of ultramafic rocks from Kuznetsky Alatau ophiolites // *Geosfernye issledovaniya* – Geosphere Research, 2020, 3. pp. 34–49. doi: 10.17223/25421379/16/3. In Russian

Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peyve A.A. *Petrologiya i geokhimiya geodinamicheskikh protsessov v Tsentral'noy Atlantike* [Petrology and geochemistry of geodynamic processes in the Central Atlantic]. Novosibirsk: Publishing house of the SB RAS, NPC UIGGM, 1999. 224 p. In Russian

Simonov V.A., Smirnov V.N., Ivanov K.S., Kovyazin S.V. *Rasplavnyye vklyucheniya v khromshpinelidakh rassloyennoy chasti Klyuchevskogo gabbro-giperbazitovogo massiva* [Melt inclusions in chrome-spinel of Kluchevsk gabbro-ultrabasite massif's stratiform part] // Litosphere. 2008. No. 2. pp. 101–115. In Russian

Simonov V.A., Puchkov V.N., Prikhod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Stepanov A.S. Physicochemical conditions of crystallization of dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif (Middle Urals) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2016. V. 57 (6). pp. 1106–1134. In Russian

Simonov V.A., Chernyshov A.I., Kotlyarov A.V. Mineralogy and genesis of ultramafic rocks from the Kurtushiba ophiolite belt (Western Sayan) // Mineralogy (Russia). 2022. V. 8 (2). pp. 49–62. In Russian

Chernyshov A.I. Ul'tramafity (plasticheskoye techeniye, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost') [Ul'tramafity (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, 2001. 216 p. In Russian

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Suppl. 1). pp. S1–S157.

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

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. pp. 1–10.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.

Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. No. 142. pp. 57–83.

Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y. Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. pp. 1159–1174.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. No. 4. pp. 655–671.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.

Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M. Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 146. pp. 489–497.

Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive meltsimplications for a hydrous plume origin for komatiites // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189. No. 3–4. pp. 177–188.

Yavuz F., Yıldırım D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87 (2). pp. 149–172. doi: 10.2451/2018PM787

Информация об авторах:

Симонов В.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

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

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Чернышов А.В., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географического факультета, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: aich1953@mail.ru

Петрусева В.С., лаборант Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

Карманов Н.С., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: krm@igm.nsc.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Simonov V.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: simonov@igm.nsc.ru

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

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

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

E-mail: aich1953@mail.ru Petruseva V.S., Laboratory assistant, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. Karmanov N.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: krm@igm.nsc.ru

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

Статья поступила в редакцию 08.09.2023; одобрена после рецензирования 05.11.2023; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 08.09.2023; approved after reviewing 05.11.2023; accepted for publication 03.03.2025
ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научная статья УДК 550.812.1: 553.81: 571.56-15 doi: 10.17223/25421379/34/5

НОВОЕ КИМБЕРЛИТОВОЕ ТЕЛО В АЛАКИТ-МАРХИНСКОМ ПОЛЕ – ТРУБКА ИМЕНИ МОРОЗОВЫХ



Дмитрий Вячеславович Иванов¹, Вячеслав Викторович Иванов², Александр Васильевич Толстов³

^{1, 2} АК «АЛРОСА» (ПАО), Айхал, Россия

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

¹ IvanovDV@alrosa.ru

² IvanovVV@alrosa.ru

³ Tols61@mail.ru

Аннотация. Даны общие сведения об Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (АМКП) Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Приведены новые результаты, касающиеся особенностей тектонического строения АМКП, оказывающего влияние на выбор методики, использующейся для поиска кимберлитовых тел. Показана история открытия трубки имени Морозовых, свершившегося благодаря своевременной положительной реализации наработанных методических, главным образом, структурно-тектонических и геолого-минералогических приемов поисков кимберлитовых тел в условиях геологических разрезов, насыщенных траппами. Дана характеристика и представлено описание данной методики, основанной на разработанных поисковых признаках и предпосылках, использование которых привело к открытию новой кимберлитовой трубки. Показаны основные предпосылки (структурно-тектонические, стратиграфические, минералогические, литологические) и поисковые признаки (геофизические аномалии, кимберлитовые тела, околорудные изменения, шлиховые ореолы минералов-индикаторов). Охарактеризованы геологическое строение и морфология нового кимберлитового тела, показано его положение относительно вмещающих и перекрывающих отложений, описана морфология, а также внутреннее строение кимберлитового тела. Приведены первые результаты изучения вещественного состава (минералогия, петрография, геохимия) различных комплексов пород нового кимберлитового тела и детальная характеристика содержащихся в нем минералов-индикаторов. На примере АМКП показана правильность используемого методического подхода к поиску кимберлитовых тел на закрытых территориях, насыщенных траппами. Подчеркивается, что выявление нового кимберлитового тела значительных размеров на хорошо изученной территории с высокой плотностью поисковой буровой сети свидетельствует о высоких остаточных перспективах Алакит-Мархинского кимберлитового поля на выявление новых месторожлений алмазов.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, кимберлитовое поле, поисковые критерии, поисковые признаки, закрытые поля, аномалии, кимберлит

Благодарности: авторы выражают благодарность Р.Ф. Салихову, А.И. Чугуевскому, В.П. Румянцевой.

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания ИГАБМ СО РАН (FUFG-2024-0007).

Для цитирования: Иванов Д.В., Иванов В.В., Толстов А.В. Новое кимберлитовое тело в Алакит-Мархинском поле – трубка имени Морозовых // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 73–78. doi: 10.17223/25421379/34/5

Original article doi: 10.17223/25421379/34/5

A NEW KIMBERLITE BODY IN THE ALAKIT-MARKHINSKY FIELD – MOROZOV TUBE

Dmitry V. Ivanov¹, Vyacheslav V. Ivanov², Aleksander V. Tolstov³

^{1, 2}ALROSA JSC (Public Company), Aikhal, Russia

³ Institute of Geology of Diamond and Precious Metals, SB RAS, Yakutsk, Russia

¹IvanovDV@alrosa.ru

² IvanovVV@alrosa.ru

³ Tols61@mail.ru

© Иванов Д.В., Иванов В.В., Толстов А.В., 2025

Abstract. The article provides general information about the Alakite-Markha kimberlite field (AMCP) The Yakut diamondbearing province (YAP). New results are presented concerning the features of the tectonic structure of the AMCP, which influences the choice of methods used to search for kimberlite bodies. The history of the discovery of the Morozov tube is shown, which was accomplished due to the timely positive implementation of the acquired methodological, mainly structural-tectonic and geologicalmineralogical techniques for searching for kimberlite bodies in geological sections saturated with traps. A characteristic is given and a description of this technique is presented, based on the developed search features and prerequisites, the use of which led to the discovery of a new kimberlite pipe. The main prerequisites (structural-tectonic, stratigraphic, mineralogical, and lithological) and search features (geophysical anomalies, kimberlite bodies, near-ore changes, and ore halos of indicator minerals) are shown. The geological structure and morphology of the new kimberlite body are characterized, its position relative to the enclosing and overlapping sediments is shown, the morphology and description of the internal structure of the kimberlite body are characterized. The first results of studying the material composition (mineralogy, petrography, geochemistry) of various rock complexes of the new kimberlite body and a detailed description of the indicator minerals contained therein are presented. Using the example of the AMCP, the correctness of the methodological approach used to search for kimberlite bodies in closed territories saturated with traps is shown. It is emphasized that the identification of a new kimberlite body of significant size in a well-studied area with a high density of the exploration drilling network indicates the high residual prospects of the Alakit-Markha kimberlite field for the identification of new diamond deposits.

Keywords: kimberlite pipe, kimberlite field, search criteria, search signs, closed fields, anomalies, kimberlite

Acknowledgments: we express our gratitude to R.F. Salikhov, A.I. Chuguevsky, V.P. Rumyantsev.

Source of financing: The work was carried out within the framework of the state task of IGABM SB RAS (FUFG-2024-0007).

For citation: Ivanov D.V., Ivanov V.V., Tolstov A.V. (2025) A new kimberlite body in the Alakit-Markhinsky field – Morozov tube. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 73–78. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/5

Введение

Основным районом алмазодобычи в России свыше 60 лет остается Якутская алмазоносная провинция (ЯАП). В границах провинции выделен ряд кимберлитовых полей, среди которых одним из наиболее продуктивных является Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (АМКП), вмещающее 108 кимберлитовых трубок, даек и жил, в том числе 6 коренных месторождений алмазов [Иванов и др., 2018].

Территория поля охарактеризована с различной степенью детальности. Наиболее детально изучены площади, в пределах которых терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, вмещающие кимберлиты, обнажаются в современном эрозионном срезе [Иванов и др., 2019]. Таковыми являются площади открытых карбонатных полей (I геотип), изученные комплексом геолого-геофизических методов, не требовавших значительных материальных затрат. К настоящему времени открытие здесь новых кимберлитовых тел маловероятно.

В то же время перспективными остаются закрытые территории, в пределах которых кимберлито-вмещающие отложения перекрыты мощными толщами осадочных отложений и пород траппового комплекса, суммарная мощность которых достигает 100–150 м [Иванов и др., 2017].

Подобные участки наиболее сложны в поисковом отношении, особенно площади V геотипа, на которых породы карбонатного цоколя перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями и интрузиями долеритов. Наличие таких площадей, где традиционные поисковые методы оказываются бессильны, позволяют считать потенциал поля значительным.

Методика поисковых работ

Методика поисковых работ, традиционно применявшаяся вплоть до последнего времени, основана на поисковых признаках и предпосылках, среди которых первостепенное значение имеют структурно-тектонические предпосылки и минералогические признаки [Горев и др., 2011; Серов и др., 2020].

К *структурно-тектоническим предпосылкам* относятся узлы пересечения разрывных нарушений, которые в нижнепалеозойском осадочном чехле проявляются в виде зон дробления и повышенной трещиноватости, а в верхнепалеозойской терригенно-осадочной толще – в виде трапповых «коридоров» и «окон». Данные структуры формируются в результате ограничивающего влияния зоны дробления и повышенной трещиноватости на продвижение магмы [Проценко и др., 2018; Иванов и др., 2019].

К стратиграфическим и литологическим предпосылкам относятся сохранившиеся до настоящего времени переотложенные осадочные коллектора ближайшего переноса.

Минералогическими предпосылками можно назвать высокие концентрации минералов кимберлитов в осадочных коллекторах: помимо алмазов, это пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды, оливины (форстерит) [Иванов и др., 2017].

К *поисковым признакам* относятся относятся [Серов и др., 2020]:

 кимберлитовые жилы, обособленные от ранее выявленных трубок;

 – включения обломков кимберлита в траппах и целые отторгнутые блоки кимберлитов в трапповом поле; - геофизические аномалии трубочного типа;

 – локализованные высококонтрастные шлиховые ореолы ИМК, сформировавшиеся в результате денудации кимберлитовых тел;

 постмагматические околорудные изменения нижнепалеозойских карбонатных пород в зоне рудовмещающих структур и в придиатремовом пространстве, выражающиеся в проявлениях битуминозности, газонасыщенности, вторичной минерализации в виде жеод и секреций аметиста, халцедона, горного хрусталя, гипса.

Предпосылки обнаружения трубки имени Морозовых

История открытия трубки им. Морозовых показательна в плане положительной реализации наработанных методических, главным образом, структурных приемов поисков кимберлитовых тел в условиях разрезов, насыщенных траппами.

Трубка им. Морозовых открыта в апреле 2020 г. под озером Мутное в центральной части АМКП Далдыно-Алакитского района (ЯАП). Выбор перспективного участка был основан на следующих поисковых предпосылках:

 – расположение вблизи известных алмазоносных кимберлитовых проявлений (минерагенический принцип «Ищи рядом с рудой»);

– выделение структурного узла, подкреплённого самостоятельным ореолом ИМК. Структурный узел был выделен в «головной» части неидентифицированного ореола вблизи (3–5 км) площади с максимальной плотностью проявлений кимберлитового магматизма в АМКП – кустов трубок Юбилейная-Соболева, как узел пересечения рудоконтролирующих разломов северо-восточного простирания и разрывных нарушений более мелкого порядка северо-западной ориентировки [Иванов и др., 2019].

На участке было установлены шесть комплексных аномалий. Они выделены по совпадению положительных максимумов субизометричной или овальной формы локальной составляющей аномального магнитного поля и минимума локальной составляющей поля силы тяжести.

Дополнительными признаками и критериями для выделения аномалий являлись:

– результаты дешифрирования космо- и фотоматериалов;

 приуроченность к «безтрапповым окнам» и участкам с резким уменьшением мощности долеритов в перекрывающих отложениях; – тяготение к краевым частям интрузивных силлов в породах карбонатного цоколя;

 нахождение в зонах динамического влияния прогнозируемых рудовмещающих разломов.

По данным шлихового опробования подошвенных горизонтов каменноугольных отложений в рамках площади исследований локализованы два ореола. Первый ореол располагается в центральной части участка и характеризуется концентрациями ИМК в сотни и первые тысячи зерен на 10-литровую пробу, в том числе низкой степени механического износа. Второй ореол лишь своей северной частью захватывает юго-восточный фланг участка, простираясь южнее за пределы границ участка.

Таким образом, наличие неидентифицированного ореола рассеяния ИМК низкой степени механического износа в комплексном структурном узле и локальных комплексных геофизических аномалий послужило основанием для постановки поисковых работ, которые в итоге привели к открытию трубки им. Морозовых.

Геологическое строение

В структурно-тектоническом плане трубка им. Морозовых располагается на юго-западном склоне локальной депрессии северо-западного простирания, осложненной антиформным поднятием северо-восточного простирания, в 2,5 км к юго-востоку от коренного месторождения алмазов трубки Юбилейная (рис. 1).

В плане трубка имеет форму неправильного овала, удлинённого в северо-западном направлении. Размер поверхности трубки на уровне палеоповерхности карбонатного цоколя 310×245 м, площадь 6,4 га. Согласно действующей классификации, трубка относится к классу средних по размеру тел и характеризуется убогой алмазоносностью. Поверхность трубки слегка выпуклая в центральной части с перепадом высот по сравнению с периферией до ~ 8,8 м. Контакты кимберлитового тела с вмещающими породами крутопадающие 75–85°.

Трубка полностью перекрыта терригенно-осадочными субгоризонтально залегающими отложениями нижнеайхальской подсвиты каменноугольного возраста. Терригенные породы прорваны интрузиями трапповой формации. На большую часть поверхности трубки, кроме юго-западной части, налегает долеритовый силл мощностью 1–3 м, в северо-западной части трубки его мощность увеличивается до 30,5 м. Общая мощность перекрывающих пород достигает 70 м.



Рис. 1. Тектоническая схема центральной части АМКП

Условные обозначения: 1 – осевые зоны рудовмещающих разломов (установленные); 2 – осевые зоны рудовмещающих разломов (предполагаемые); 3 – разрывные нарушения по геолого-геофизическим данным; 4 – кимберлитовые тела; 5 – оси структур синклинального типа (депрессий) и осложняющих поперечных пликативных дислокаций

Fig. 1. Tectonic diagram of the central part of the AMCF

Symbols: 1 – axial zones of ore-bearing faults (established); 2 – axial zones of ore-bearing faults (assumed); 3 – discontinuous faults according to geological and geophysical data; 4 – kimberlite bodies; 5 – axes of synclinal type structures (depressions) and complicating transverse plicative dislocations. a – in open area; b – in a wooded area

Вещественный состав

Трубка сложена автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ, рис. 2, *a*, *b*). В верхней части трубки порода имеет признаки контактового изменения вышележащей интрузией долеритов. АКБ светло-зелено-серого, желтовато-серого цвета, мелко-среднеобломочная. Текстура брекчиевидная, автолитовая. Обломки угловато-округлой, округлой, неправильной формы, реже овальной, уплощенной формы, размером от 1 мм до 2–3 см, реже до 3–8 см, иногда до 8–10 см и более. Ксеногенный материал представлен обломками вмещающих (97 %) терригенно-карбонатных пород, реже темноцветными кристаллическими сланцами, гнейсами. Встречаются единичные обломки сфен-серпентин-карбонатного или хлорит-серпентин-карбонатного состава неясного происхождения.



Рис. 2. Автолитовая кимберлитовая брекчия (скв. 0756А/10, гл. 130,0 м) а – фото образца, b – фото шлифа

Fig. 2. Autolith kimberlite breccia (sq. 0756A/10, ch. 130.0 m)

 $a-\ensuremath{\text{photo}}$ of the sample, $b-\ensuremath{\text{photo}}$ of the plume

Автолиты представлены ядерными и безъядерными разновидностями и составляют до 30 % от объема породы. Ядра автолитов сложены характерными псевдоморфозами по оливину [Sobolev et al., 2015] или ксенолитами осадочных пород, реже зернами пикроильменита. Оболочки ядерных автолитов характеризуются порфировой структурой, где вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентинкальцитового состава по оливину размером в среднем 0,1-0,6 мм. Вокруг многих псевдоморфоз наблюдается типичная тонкая рудная кайма [Lapin et al., 2007а, 2007b]. Количество микрозерен рудных минералов в основной массе автолитов составляет около 7-8 %. В подчиненном количестве установлены оболочки автолитов афирового строения, выделяющиеся на фоне минералов матрикса кимберлита характерным повышенным содержанием микрозерен рудных минералов [Vasilenko et al., 2010]. Безъядерные автолиты имеют такое же строение и состав, как и оболочки ядерных автолитов. Кимберлит характеризуется порфировой структурой, где подавляющее большинство вкрапленников (около 90 %) представлено псевдоморфозами по оливину серпентинового, серпентин-кальцитового состава.

Заключение

Выявление новой кимберлитовой трубки имени Морозовых свидетельствует о правильном методическом подходе к поиску кимберлитовых тел на закрытых территориях, насыщенных траппами. Факт открытия алмазоносного объекта столь значительных размеров на достаточно хорошо изученной территории с высокой плотностью поисковой сети доказывает высокие остаточные перспективы Алакит-Мархинского кимберлитового поля на выявление новых месторождений.

Список источников

Горев Н.И., Герасимчук А.В., Проценко Е.В., Толстов А.В. Тектонические аспекты строения Вилюйско-Мархинской зоны, их использование при прогнозировании кимберлитовых полей // Наука и образование. 2011. № 3. С. 5–10.

Иванов Д.В., Иванов В.В., Толстов А.В. Особенности индикаторных минералов кимберлитов новой трубки Январская (Западная Якутия) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 20–26.

Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитового тела Январское (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 39–43. Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В. Структурно-тектонические критерии поисков кимберлитовых тел в Алакит-Мар-

иванов д.в., толстов А.в., иванов В.в. Структурно-тектонические критерии поисков кимоерлитовых тел в Алакит-Мархинском поле // Руды и металлы. 2019. № 2. С. 55–60.

Проценко Е.В., Толстов А.В., Горев Н.И. Критерии поисков кимберлитов и новые перспективы алмазоносности Якутии // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 14–23.

Серов И.В., Граханов О.С., Кошкарев Д.А., Агеенков Е.В., Бояров В.М., Герасимчук А.В., Горев Н.И., Григорьева Н.А., Камалиев Р.Р., Кашетина И.П., Коваленко Н.И., Макаров А.А., Максимкина Л.В., Маслова О.В., Морозова Н.Е., Проценко Е.В., Шлеенков В.В. Прогнозирование и поиски коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе : метод. пособие. Мирный : Изд-во АК АЛРОСА (ПАО), 2020. 155 с.

Lapin A.V., Tolstov A.V., Antonov A.V. Sr and Nd isotopic compositions of kimberlites and associated Rocks of the Siberian Craton // Doklady Earth Sciences. 2007a. V. 414, № 1. P. 557–560.

Lapin A.V., Tolstov A.V., Vasilenko V.B. Petrogeochemical charakteristics of the Kimberlires from the Middle Markha region with application to the problem of the geochemical hererogeneity of Kimberlites // Geochemistry International. 2007b. V. 45, № 12. P. 1197–1209.

Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., Batanova V.G., Tolstov A.V., Logvinova A.M., Kuz'min D.V. Unique compositional peculiarites of olivine phenocrysts from the post flood basalt diamondiferous Malokuonapskaya kimberlite pipe, Yakutia // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 463, № 2. P. 828–832.

Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Minin V.A., Tolstov A.V. Petrochemical evaluation of the Diamond potentials of Yakutian kimberlite fields // Geochemistry International. 2010. V. 48, № 4. C. 346–354.

References

Gorev N.I., Gerasimchuk A.V., Protsenko E.V., Tolstov A.V. Tectonic aspects of the structure of the Vilyuysko-Markhinskaya zone, their use in forecasting kimberlite fields // *Nauka i obrazovanie* [Science and education]. 2011. No. 3. pp. 5–10. In Russian

Ivanov D.V., Ivanov V.V., Tolstov A.V. Features of indicator minerals of kimberlites of the new January tube (Western Yakutia) // *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration*. 2017. No. 5. pp. 20–26. In Russian

Ivanov D.V., Tolstov A.V., Ivanov V.V. Geological structure and material composition of the January kimberlite body (Daldino-Alakitskiy diamondiferous region) // *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration.* 2018. No. 5. pp. 39–43. In Russian

Ivanov D.V., Tolstov A.V., Ivanov V.V. Structural and tectonic criteria for searching for kimberlite bodies in the Alakit-Markhinsky field // Rudy i metally [Ores and metals]. 2019. No. 2. pp. 55–60. In Russian

Protsenko E.V., Tolstov A.V., Gorev N.I. Criteria for searching for kimberlites and new prospects for diamond bearing in Yakutia // Rudy i metally [Ores and metals]. 2018. No. 4. pp. 14–23. In Russian

Serov I.V., Grakhanov O.S., Koshkarev D.A., Ageenkov E.V., Boyarov V.M., Gerasimchuk A.V., Gorev N.I., Grigorieva N.A., Kamaliev R.R., Kashetina I.P., Kovalenko N.I., Makarov A.A., Maksimkina L.V., Maslova O.V., Morozova N.E., Protsenko E.V., Shleenkov V.V. *Prognozirovanie i poiski korennykh mestorozhdeniy almazov na Sibirskoy platforme* [Forecasting and searching for

indigenous diamond deposits on the Siberian platform]. Methodological guide. Mirny: ALROSA Publishing House (PAO). 2020. 155 p. In Russian

Lapin A.V., Tolstov A.V., Antonov A.V. Sr and Nd isotopic compositions of kimberlites and associated Rocks of the Siberian Craton // Doklady Earth Sciences. 2007a. V. 414. No. 1. pp. 557-560.

Lapin A.V., Tolstov A.V., Vasilenko V.B. Petrogeochemical charakteristics of the Kimberlires from the Middle Markha region with application to the problem of the geochemical hererogeneity of Kimberlites // Geochemistry International. 2007b. V. 45. No. 12. pp. 1197-1209.

Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., Batanova V.G., Tolstov A.V., Logvinova A.M., Kuz'min D.V. Unique compositional peculiarites of olivine phenocrysts from the post flood basalt diamondiferous Malokuonapskaya kimberlite pipe, Yakutia // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 463. No. 2. pp. 828-832.

Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Minin V.A., Tolstov A.V. Petrochemical evaluation of the Diamond potentials of Yakutian kimberlite fields // Geochemistry International. 2010. V. 48. No. 4. pp. 346-354.

Информация об авторах:

Иванов Д.В., руководитель проекта, Вилюйская ГРЭ, АК АЛРОСА (ПАО), Айхал, Россия.

E-mail: IvanovDV@alrosa.ru

Иванов В.В., кандидат геолого-минералогических наук, руководитель проекта, Вилюйская ГРЭ, АК АЛРОСА (ПАО), Айхал, Россия.

E-mail: IvanovDV@alrosa.ru

Толстов А.В., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геологии и минералогии благородных металлов, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия. E-mail: Tols61@mail.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Ivanov D.V., Project Manager, Vilyuyskaya GRE, ALROSA JSC (Public Company), Aikhal, Russia. E-mail: IvanovDV@alrosa.ru

Ivanov V.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Project Manager, Vilyuyskaya GRE, ALROSA JSC (Public Company), Aikhal, Russia. E-mail: IvanovVV@alrosa.ru

Tolstov A.V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geology and Mineralogy of Precious Metals, Institute of Geology of Diamond and Precious Metals, SB RAS, Yakutsk, Russia.

E-mail: Tols61@mail.ru

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

Статья поступила в редакцию 03.06.2024; одобрена после рецензирования 02.09.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 03.06.2024; approved after reviewing 02.09.2024; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 553.89 doi: 10.17223/25421379/34/6

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АПОДОЛОМИТОВОГО НЕФРИТА КАВОКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ЗАЛЕЖЬ № 1 УЧАСТКА ПРОЗРАЧНЫЙ



Евгений Владимирович Кислов

Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

Аннотация. На оптическом и электронном микроскопах изучены 16 образцов керна. Диагностированы 25 реликтовых, метасоматических донефритовой и нефритовой стадий, гидротермальных и вторичных минералов. Образование и изменение нефрита: доломит замещается диопсидом, диопсид – тремолитом, призматический тремолит – спутанно-волокнистым, тремолит – хлоритом. Граниты – источник тепла. Тектоническое дробление облегчает проникновение флюида, стресс обеспечивает спутанно-волокнистую скрытокристаллическую текстуру.

Ключевые слова: нефрит, минеральный состав, тремолит, метаморфизм, метасоматоз

Благодарности: автор признателен за предоставленные материалы АО «Забайкальское горнорудное предприятие», персонально А.П. Суздальницкому, Д.Б. Шаракшиновой и Е.В. Раевской, выполнение анализов – Е.А. Хромовой и Е.В. Ходыревой, подготовку иллюстраций – В.В. Вантееву и А.В. Трофимову. Работа выполнена в рамках темы НИР АААА-А21-121011390003-9 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Источник финансирования: анализы выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, https://rscf.ru/project/22-27-20003.

Для цитирования: Кислов Е.В. Минеральный состав аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения, Средне-Витимская горная страна: залежь № 1 участка Прозрачный // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 79–94. doi: 10.17223/25421379/34/6

Original article doi: 10.17223/25421379/34/6

MINERAL COMPOSITION AND GENESIS OF DOLOMITE TYPE NEPHRITE, KAVOKTA DEPOSIT, MIDDLE VITIM MOUNTAIN COUNTRY: VEIN 1 OF SITE PROZRACHNY

Evgeniy V. Kislov

N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

Abstract. Kavokta deposit of dolomite type nephrite is located at the Middle Vitim mountain country. The deposit area is composed of granite of the Late Paleozoic Vitimkan complex. The granite contain xenoliths of complex shape, remnants in the sagging roofs of Lower Proterozoic rocks. They are represented by metasandstone, crystalline schist, amphibolite, and dolomite marble. The deposit has 3 sites consisting of 6 nephrite-bearing zones, including nephrite lodes. The Prozrachny site in the north-west of the deposit includes nephrite-bearing zones 1 and 2. Nephrite-bearing zone 1 of sublatitudinal strike is located on the southern flank of the site and unites veins 1, 4, 9. Vein 1 is a nephrite body with tectonic contacts of complex morphology with constrictions, bulges in the area of contact between dolomite marble and epidotized amphibolite. The calcite-tremolite and epidote-tremolite skarns are wall rocks. The vein is 15 m long, 0.2-2.8 m thick, steeply dipping to the southwest at an angle of $60-70^{\circ}$. It's opened to a depth of 15 m. At depth, a complex propeller-shaped morphology is revealed due to changes in incidence angles from 20 to 65° .

16 nephrite samples from the drill core of this vein were studied by optical and electron microscopes. Nephrite is characterized by a variety of structures and textures. 25 minerals have been identified and classified as relic, metasomatic pre-nephrite and nephrite stages, hydrothermal and secondary.

The high content of F in dolomite type nephrite is explained by the wide development of fluorapatite and fluorophlogopite. The intensity of the green color of nephrite is explained by the admixture of Fe in tremolite, and the black color is explained by its transition to actinolite in the areas of contact with epidote-tremolite skarn after amphibolite.

A model of nephrite formation is presented: development of diopside after dolomite $CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 \rightarrow CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$, replacement of diopside by tremolite $2CaMgSi_2O_6 + MgO + 4SiO_2 + H_2O + O_2 \rightarrow Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$ or calcite-tremolite skarn

 $5CaMgSi_2O_6 + H_2O + 3CO_2 + 4O_2 \rightarrow Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 3CaCO_3 + 6SiO_2, and replacement of calcite by tremolite 2CaCO_3 + 5MgO + 8SiO_2 + H2O \rightarrow Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 2CO_2, replacement of prismatic tremolite by entangled fibrous one. In some cases, tremolite can develop directly over dolomite 4CaMg(CO_3)_2 + 8SiO_2 + 6MgO + 2H_2O + 7O_2 \rightarrow 2Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 8CO_2.$ Another option: the formation of tremolite through the forsterite stage: 2CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 \rightarrow Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + 2CO_2; 5Mg_2SiO_4 + 4CaCO_3 + 11SiO_2 + 2H_2O + 2O_2 \rightarrow 2Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 2CO_2. Tremolite is subsequently replaced by chlorite and calcite Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2 + Al_2O_3 + 3H_2O + 2CO_2 \rightarrow Mg_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3 + SiO_2 + 4O_2.

Granite provide heat for metasomatism. Participation in the nephrite formation amphibolite determines the variety of nephrite colors. The role of metamorphism is reduced to tectonic fragmentation, which facilitates the penetration of fluids, and stress, which provides a nephrite tangled-fibrous cryptocrystalline texture.

Keywords: nephrite, mineral composition, tremolite, metamorphism, metasomatism

Acknowledgments: The author is grateful for the materials provided by JSC "Transbaikal Mining Enterprise", personally by A.P. Suzdalnitsky, D.B. Sharakshinova and E.V. Raevskaya, analysts E.A. Khromova and E.V. Khodyreva, preparation of illustrations – to V.V. Vanteev and A.V. Trofimov. The work was carried out within the framework of the topic of the research work Project № AAAA-A21-121011390003-9. The study was conducted using facilities of Analytical Center «Geospectr» of GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia.

Source of financing: The analysis were supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-27-20003, https://rscf.ru/project/22-27-20003.

For citation: Kislov E.V. (2025) Mineral composition and genesis of dolomite type nephrite, Kavokta deposit, Middle Vitim mountain country: vein 1 of site Prozrachny. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. 79–94. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/6

Введение

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, плотный агрегат моноклинного амфибола тремолит-ферроактинолитового ряда, преимущественно тремолита, обладающий характерной спутанно-волокнистой микроструктурой. Нефрит особенно ценится в Китае, Новой Зеландии, на Тихоокеанском побережье Северной Америки. Наиболее ценятся белый просвечивающий нефрит, черный, яркозеленый с минимальным количеством рудных минералов, а также с эффектом «кошачьего глаза», аллювиальные гальки с каемками прокрашивания.

Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: апоультрамафитовым метасоматитам офиолитов (апосерпентинитовому) и апокарбонатным тремолит-кальцитовым магнезиальным скарнам (аподоломитовому). Ко второму типу близки месторождения Дахуа [Zhong et al., 2019] и Лодянь [Zhang et al., 2015], образовавшиеся на контакте диабаза и известняка, или Луаньчуань [Ling et al., 2015] - в доломите вне контакта с метагаббро. Месторождения первого типа – источник нефрита преимущественно зеленого, до коричневого (табачного, болотного), черного цвета, месторождения второго типа дают в основном светлоокрашенный нефрит - от белого до светло-зеленого (салатного), коричневого (медового), реже черного. Экзогенный геолого-промышленный тип представлен россыпями, из которых наиболее продуктивны аллювиальные.

По состоянию на 01.01.2022 Государственным балансом запасов в России учитываются 26 месторождений нефрита. В 2021 г. разрабатывалось 7 месторождений в Бурятии, включая Кавоктинское, НижнеОлломинское, Сергеевскую залежь, Хайтинское аподоломитового нефрита. Из других месторождений аподоломитового нефрита Воймаканское в Бурятии подготавливалось к отработке, Удоканское в Забайкальском крае и Буромское в Бурятии разведывались. В нераспределенном фонде месторождений аподоломитового нефрита нет. Все месторождения аподоломитового нефрита России находятся в Витимском нефритоносном районе.

За рубежом большинство месторождений аподоломитового нефрита находятся в Китае. Наиболее крупные известные месторождения в Северо-Западном Китае. В Синцзян-Уйгурском автономном районе находится отрабатываемый уже 6 тысячелетий нефритоносный пояс Хотан как с коренными месторождениями [Liu et al., 2015; Zhang et al., 2022; Nangeelil et al., 2023], среди которых наиболее известен и изучен Аламас [Liu et al., 2010, 2011а], так и знаменитыми россыпными месторождения Юрункаш - «река белого нефрита» и Каракаш - «река черного нефрита» [Liu et al., 2011b, 2016; Jing, Liu, 2022]. К поясу Хотан с востока примыкают нефритоносные районы Алтынтаг [Jiang et al., 2020; Liang et al., 2022] и Южный Алтынтаг [Gao et al., 2019b; Liu et al., 2021]. Еще восточнее находятся Голмуд и другие месторождения провинции Цинхай [Yu et al., 2016a, 2016b; Gong et al., 2023].

Ряд месторождений находится в Северо-Восточном Китае: Тели в провинции Хэйлунцзян [Gao et al., 2019a; Xu et al., 2021; Xu, Bai, 2022], Паньши в провинции Гирин (Цзилинь) [Bai et al., 2019], Сюань и Санпиюй в провинции Ляонин [Zhang et al., 2019; Zheng et al., 2019]. В Восточном Китае известно месторождение Сяомэйлин в провинции Цзянсу [Li et al., 2021, 2022]. В Южном Китае находятся месторождения Луаньчуань в провинции Хэнань [Ling et al., 2015; Chen et al., 2022] и Дахуа в Гуанси-Джуанском автономном районе [Yin et al., 2014; Zhong et al., 2019; Bai et al., 2020]. В Юго-Западном Китае – месторождения Лунси в провинции Сычуань [Wang et al., 2022] и Лодянь в провинции Гуйжоу [Zhang et al., 2015; Wang et al., 2020; Li et al., 2023].

В других странах следует отметить месторождения Чунчон в Южной Корее [Yui, Kwon, 2002; Feng et al., 2022], Коуэлл на полуострове Эйр в Южной Австралии [Nichol, 2000; Tan et al., 2013], Альпе Мастабия (Вал Маленко) в Ломбардии, Италия [Adamo, Воссhio, 2013], Злоты Сток в Нижней Силезии, Польша [Gil et al., 2015, 2020; Korybska-Sadło et al., 2018].

При этом российские месторождения светлоокрашенного нефрита изучены недостаточно. Особенно это касается вещественного состава, без исследования которого затруднительно понимание условий формирования и выработки поисковых критериев нефрита.

Эта работа посвящена геологической обстановке, минеральному составу и особенностям формирования нефрита Кавоктинского месторождения на примере залежи № 1 участка Прозрачный.

Кавоктинское месторождение

Геологическое изучение Средне-Витимской горной страны началось в середине XIX в. в связи с поисками золота и изысканием путей снабжения приисков. Тем не менее нефрит в этом районе долго оставался неизвестным. В 1944 г. Ю.К. Дзевановским в нижнем течении р. Калар (правый приток Витима) в 24 км от устья, в урочище Топор, найден валун фисташково-зеленого нефрита размером 7×20×35 см, а два года спустя о подобной находке в нижнем течении р. Ципы (левый приток Витима) сообщил В.П. Селиванов. В 1975 г. М.И. Грудинин (Институт земной коры, г. Иркутск) при проведении научно-исследовательских работ в среднем течении р. Витим обнаружил многочисленные валуны и гальки светлозеленого нефрита в аллювиальных отложениях. В 1976 г. для проверки заявки М.И. Грудинина экспедицией «Байкалкварцсамоцветы» была создана Шаманская (позднее Витимская) поисковая партия. В 1976-1978 гг. геологами этой партии был оконтурен ореол распространения валунов нефрита по рекам Витим, Бамбуйка и Ципа, начаты поиски коренных месторождений галечно-валунным методом.

Светлоокрашенный нефрит в бассейне р. Кавокта обнаружен в 1983 г. при проведении экспедицией «Байкалкварцсамоцветы» поисковых работ на

нефрит в районе нижнего течения р. Ципа. Первый аллювиальный валун нефрита нашел Ю.С. Вепрев. В.И. Стругов и В.Я. Беляев выявили и оконтурили ореол распространения валунов нефрита в русловых отложениях р. Кавокта. В 1984 г. В.И. Струговым и Н.В. Секериной найдены коренные выходы. В 1984-1993 гг. в бассейне верхнего течения р. Кавокта было разведано Кавоктинское коренное месторождение с Прозрачным и Медвежьим участками, переданное для отработки в 1994 г. С 2007 г. семейно-родовой эвенкийской общиной «Дылача» проводились добыча с эксплуатационной разведкой. С 2014 г. геологоразведочные работы и эксплуатацию ведет АО «Забайкальское горнорудное предприятие». В 2021 г. поставлены на баланс запасы Левобережного участка.

Кавоктинское - это наиболее крупное месторожление аподоломитового нефрита России: на 01.01.2022 запасы сортового нефрита по С2 346,81 т. В 2021 г. добыто 70,36 т или 28,58 % добычи сортового нефрита в России. Месторождение выделяется высоким качеством нефрита – повышенной блочноинтенсивной просвечиваемостью, стью, белой, светло-зеленой окраской, коричневыми каемками прокрашивания, позволяющими вырезать многоцветные изделия.

Район месторождения сложен гранитами, диоритами 1-й фазы позднепалеозойского витимканского комплекса (рис. 1). В меньшей степени проявлены небольшие тела лейкократовых гранитов 2-й фазы витимканского комплекса. В гранитах залегают ксенолиты сложной формы, останцы в провисах кровли пород талалинской толщи (ранее – суванихинской свиты), как сейчас считается, нижнего протерозоя. Они представлены метапесчаниками, кристаллическими сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами (рис. 1). Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Полная метасоматическая зональность: доломитовый мрамор — кальцифир — кальцит-тремолитовый скарн с нефритом — эпидот-тремолитовый скарн — амфиболит или диорит. Чаще наблюдаются сокращенные варианты зональности.

Методы исследования

Минеральный состав 16 образцов керна, полученных при геологоразведочных работах АО «Забайкальское геологоразведочное предприятие» в пределах залежи № 1, изучен в шлифах с помощью петрографического микроскопа Olympus Bx-51 (Япония) и в аншлифах на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350, Oxford Instruments, Великобритания, в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ), аналитики Е.А. Хромова и Е.В. Ходырева. Условия измерения: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 0,3–0,4 нА, размер зонда – < 0,1 мкм, время измерения – 50 с (время жизни), погрешность анализа достигает 2–4 мас. % в зависимости от качества поверхности образца и особенностей его состава.



Рис. 1. Схема геологического строения участка Прозрачный Кавоктинского месторождения (по материалам АО «ЗГРП»)

А – расположение Кавоктинского месторождения. В – участки Кавоктинского месторождения – рамками обозначены выше Прозрачный участок, ниже – Медвежий, восточнее к нему примыкает Левобережный участок. С – участок Прозрачный: 1 – гранит, 2 – амфиболит, 3 – доломит, 4 – кальцит-тремолитовый скарн с нефритом

Fig. 1. Scheme of the Prozrachny site geological structure, Kavokta deposit (based on the materials of JSC "Transbaikal Mining Enterprise")

A – location of the Kavokta deposit. B – sites of the Kavokta deposit – the frames indicate a Prozrachny site above, a Medvezhy one below, the Levoberzhny section adjoins it to the east. C – Prozrachny site: 1 – granite, 2 – amphibolite, 3 – dolomite, 4 – calcite-tremolite rock with nephrite

Используется разработанный в ГИН СО РАН интерактивный программный комплекс для обработки результатов исследования. В программе реализован оригинальный метод идентификации минеральных фаз, основанный на стехиометрии минералов. Результат работы программы – отчет о результатах исследования в виде набора таблиц Excel, содержащий концентрации элементов и компонентов, атомные проценты, формулы, рассчитанные с учетом идентификации минералов. Для ряда минералов (хромит, эпидот, гранат, магнетит, мусковит, пироксен, шпинель, ильменит) содержание 2- и 3-валентного железа рассчитывается методом итеративной подгонки к стехиометрии с использованием поиска золотого сечения.

Залежь № 1

На месторождении выделено три участка, состоящих из шести нефритоносных зон, включающих в себя залежи нефрита (см. рис. 1). Участок Прозрачный на северо-западе месторождения включает нефритоносные зоны 1 и 2. Нефритоносная зона 1 субширотного простирания находится на южном фланге участка и объединяет залежи № 1, 4, 9 (рис. 2).

Залежь № 1 – нефритовое тело с тектоническими контактами сложной морфологии с пережимами, раздувами в районе контакта доломитовых мраморов с эпидотизированными амфиболитами (рис. 2). Длина залежи 15 м, мощность 0,2–2,8 м, падение крутое на юго-запад под углом 60–70°. Вскрыта на глубину 15 м. На глубине выявляется сложная пропеллерообразная морфология за счет изменения углов падения от 20 до 65° [Гомбоев и др., 2017]. Эрозией была вскрыта небольшая часть залежи (рис. 2). В основном она была прослежена буровыми скважинами (рис. 2), керн которых и был использован в данной работе, а затем вскрыта карьером.



Рис. 2. Геологический план залежи № 1 участка Прозрачный (по материалам АО «ЗГРП») 1 – амфиболит, 2 – гранит, 3 – доломит, 4 – кальцит-тремолитовый скарн, 5 – нефрит, 6 – точки отбора образцов

Fig 2. Geological plan of the vein 1, Prozrachny site (based on the materials of JSC "Transbaikal Mining Enterprise")

1 - amphibolite, 2 - granite, 3 - dolomite, 4 - calcite-tremolite skarn, 5 - nephrite, 6 - sampling points

Доломитовые мраморы слагают относительно небольшие тела удлиненной и неправильной формы. Это белые, светло-серые, средне-крупнозернистые породы массивной, участками полосчатой текстуры. Состоят они из доломита (50–60 %) и кальцита. В скарнированных мраморах отмечается до 5 % форстерита, диопсида, тремолита, серпентина.

Амфиболиты пространственно тяготеют к телам доломитовых мраморов. Внешне они представляют полосчатые и пятнистые породы зеленоватых тонов, сложены крупными призматическими зернами роговой обманки и неправильно-таблитчатыми – плагиоклаза. В незначительных количествах присутствует магнетит, микроклин, хлорит, титанит. Вторичные изменения выражаются в замещении амфибола эпидот-клиноцоизитовым агрегатом, хлоритизации, актинолитизации, соссюритизации.

Вмещающие ксеноблок граниты витимканского комплекса представлены порфировидными и крупнозернистыми слабо гнейсовидными разностями. Кальцит-тремолитовые скарны, продуктивные на нефрит, представлены узкими зонами мощностью до 3–4 м. Распространены относительно простые линзои жилообразные формы тел различной протяженности и мощности, как правило, с четкими, достаточно прямолинейными контактами и выдержанным падением на глубину.

Кальцит-тремолитовые скарны – белые массивные, полосчатые, пятнистые скрытокристаллические породы. Они сложены агрегатом тонкозернистого, тонколучистого кальцита и микроволокнистого тремолита.

Распределение нефрита в телах скарнов крайне неравномерное. Наиболее характерна прожилковая и линзовидная форма обособлений нефрита мощностью от первых миллиметров до первых сантимеетров с постепенными переходами к кальцит-тремолитовым скарнам. Более крупные обособления нефрита обычно имеют тектонические контакты с кальцит-тремолитовыми скарнами, часто с зеркалами скольжения, вдоль которых развивается длинноволокнистый тремолит. Две системы крутопадающих трещин субширотного и северо-западного простирания разбивают нефрит и вмещающие породы на плоскопараллельные блоки толщиной 5–15 см и длиной 70–80 см.

Строение и состав нефрита

Окраска нефрита серовато-белая, светло-зеленая, серовато-зеленая до зеленой и серовато-коричневой

(рис. 3), редко до черной (рис. 4). Просвечиваемость от 1 до 5 см. Структура нефрита в шлифах разнообразная, часто с участками разных структур в одном шлифе: фибробластовая до гранонематобластовой, микроволокнистая до спутанно-микроволокнистой, радиально-лучистая (рис. 5), метельчатая, реликтовая до псевдоморфной.

Текстура пятнистая, неоднородная, беспорядочная, реже массивная, сланцеватая, реликтовая решётчатая.



Рис. 3. Разнообразие окраски нефрита, образец 464501 Fig. 3. Variety of nephrite colors, sample 464501



Рис. 4. Грязно-зеленый до черного нефрит, образец 916202 Fig. 4. Dirty green to black nephrite, sample 916202



Рис. 5. Разновеликие радиально-лучистые агрегаты тремолита, скрещенные николи Образцы 464901 (а) и 550101 (b)

Fig. 5. Various-sized radial tremolite aggregates, crossed nicols Samples 464901 (a) and 550101 (b)

Представительные анализы тремолита (по горизонтали № обр., по вертикали – компоненты), мас. %

				•		•		1 /	•			,,	
	Rep	oresentati	ive analy	zes of trei	molite (ho	rizontal	number a	of the sam	ple, verti	cal comp	onents), v	vt %	Table 1
	464401			161	501	161	701	464001		465401			
SiOn	58.00	404401 58.47	60.54	60 50	57.53	404 58 10	701 57.46	58 36	50.05	50.17	50.24	58.32	58 68
$\Delta l_2 O_2$	J0,90	1 30	U0,54	U0,39	J7,55	1 10	J7,40	J8,50 H 0	J9,05 H 0	J9,17	J9,24	J0,J2	J0,00
FeO	н. о.	1,50	п. О.	п. О.	н. о.	1,10	п. О.	п. О.	н. О.	п. О.	п. О.	н. о.	н. 0.
MgO	26 37	25.26	26.28	11. 0. 24 66	25 22	24.23	11. 0. 24 54	26.22	11. 0. 24 63	25 79	24 53	23.85	11. 0. 23.76
CaO	12.01	12.35	11.98	13 32	13 77	13 21	13 91	13 10	13 17	13.04	13 39	13 73	13 54
Σ	97.27	97.38	98.81	98.57	96.52	96.72	95.91	97.68	96.84	98.00	97.16	95.89	95.99
	,, <u>_</u> ,	,,,00	,0,01	, 0,0,	,0,02	Формулы	ные коэф	фициент	bl	, 0,00	,,,10	,,,,,,	,,,,,
Si	7.970	7.904	8.044	8.092	7.904	7.939	7.898	7.903	8.040	7.970	8.044	8.037	8.067
Al	_	0.208	_	_	_	0.176	_	_	_	_	_	_	_
Fe	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Mg	5,319	5,090	5,206	4,910	5,166	4,928	5,119	5,293	4,999	5,178	4,965	4,899	4,870
Ca	1,741	1,790	1,705	1,906	2,027	1,931	2,085	1,900	1,921	1,882	1,948	2,027	1,995
			•							Прод	олжен	ие таб	лицы 1
No	465	5602	51	6701		517601		Continuation of table					
SiO ₂	58 40	57.93	57.16	59.67	57.68	57 70	57 44	58 38	58.68	58.98	59 37	55 54	56 76
Al ₂ O ₃	н. о.	н. о.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	н. о.	Н. О.	Н. О.	Н. О.	1.02	1.10
FeO	н. о.	н. о.	1.47	1.26	н. о.	н. о.	н. о.	0.90	1.13	н. о.	н. о.	3.91	0.89
MgO	24.71	25.07	24.51	24.31	24.82	27.06	26.00	24.58	25.69	24.56	26.42	21.96	24.78
CaO	12.97	13.98	15.25	12.69	13.36	13.43	13.08	13.14	13.05	13.03	14.05	14.09	12.28
Σ	96.08	96.99	98.39	97.93	95.86	98.19	96.53	97.00	98.56	96.57	99.83	96.51	95.80
	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	, 0,,,,	, 0,0,7	,,,,,	Фор	иvльные к	соэффии	иенты	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	> 0,01	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,
Si	8.018	7.921	7.806	8.062	7.959	7.800	7.880	7.982	7.912	8.049	7.885	7,790	7.850
Al	_	_	_	_	_	-	_	_	_	_	_	0,169	0,179
Fe	_	_	0,167	0,142	_	_	_	0,103	0,128	_	_	0,459	0,103
Mg	5,057	5,111	4,989	4,897	5,107	5,454	5,318	5,009	5,163	4,997	5,231	4,591	5,108
Ca	1,908	2,048	2,231	1,837	1,976	1,946	1,923	1,925	1,886	1,905	1,999	2,117	1,821
					•					Прод	олжен	ие таб	лицы 1
			T						-	Con	tinuati	on of	table 1
N⁰	550	101	560	0101	915	5902	910	5001	91	6002		917001	
SiO ₂	59,05	58,98	58,64	59,35	58,43	56,36	59,77	60,29	56,65	59,22	59,26	56,48	58,96
Al ₂ O ₃	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1,49	н. о.	н. о.	0,91	н. о.
FeO	н. о.	0,77	н. о.	н. о.	0,84	0,78	н. о.	н. о.	3,92	1,7	н. о.	н. о.	н. о.
MgO	25,17	25,84	25,41	27	25,07	25,75	24,53	24,79	21,82	22,9	24,91	24,89	26,53
CaO	11,59	12,19	12,98	12,97	12,7	13,26	13,49	13,92	13,63	13,46	13,15	14,01	13,22
Σ	95,8	97,78	97,03	99,31	97,04	96,16	97,79	99	97,52	97,28	97,32	96,28	98,72
~ •					Φορι	мульные к	соэффиці	іенты					
Si	8,082	7,971	7,977	7,975	7,973	7,787	8,06	8,041	7,832	8,087	8,03	7,794	7,901
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	0,243	-	-	0,148	-
Fe	-	0,087	-	-	0,095	0,091	-	-	0,454	0,194	-	-	-
Mg	5,205	4,997	5,152	5,234	5,101	5,352	4,93	4,929	4,498	4,662	5,031	5,121	5,3
Ca	1,/65	1,883	1,893	1,817	1,858	1,981	1,949	1,989	2,019	1,97	1,909	2,071	1,898

Примечание. Н. о. – не обнаружено, * – актинолит в ассоциации с тремолитом – предыдущий анализ. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ), аналитики Е.А. Хромова и Е.В. Ходырева.

Note. H. o. - not detected, * - actinolite in association with tremolite - previous analysis. The analyses were performed on a LEO-1430VP scanning electron microscope with the INCA Energy 350 energy dispersive microanalysis system at the Analytical Center «Geospectr» of GIN SB RAS (Ulan-Ude), analysts E.A. Khromova and E.V. Khodyreva.

Таблица 1



Рис. 6. Минеральный состав нефрита. Снимки выполнены на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), операторы Е.А. Хромова и Е.В. Ходырева

і – в тремолите зерно циркона, 917001; ј – корродированное зерно диопсида в тремолите, 517601; к – агрегат форстерита с зернами доломита, тремолита, апатита, 464501; l – в тремолите агрегат – в центре эпидот-Се, по периферии эпидот, 516701; m – в тремолите крупное обособление кальцита с включениями тремолита и фторапатита, 917001; n – в серпентин, 464501; q – зерно пирита с включениями галенита, 464501; г – пирит в тремолите, 915902; s – во фторфлогопите пластинчатые зерна молибденита, 915902; t – в тремолите срастание молибденита и галенита, 916001; и – сросток гипса и барига, 917001; v – агрегат флюорита в тремолите, 465401; w – в тремолите прослои пренит, флюорит и хлорит, тремолите кристалл апатита с удлиненным включением кальцита, 917001; о – агрегат фторапатита, 464501; р – удлиненные зерна галенита и сфалерита в тремолите, по трещине 465401; х – тремолит с флогопитом сечется романешитом?, 464401. Аст – актинолит, Ар – апатит, Brt – барит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cr-Mag – хроммагнетит, Di – диопсид, а – пучки тремолита, 917001; b – параллельно-волокнистый агрегат тремолита с разным содержанием Fe, 519703; c – светлые и темные полоски тремолита одного состава, 465401; d – вторичный кальцит сечет тремолит и переслаивание флогопита, кальцита и тремолита, 519703; е – в тремолите с 0 мас. % Fe агрегат тремолита с 1,13 мас. % FeO, флогопита, кальцита, хлорига, 519703/1; f– в тремолите хроммагнетит, зерна и прожилки актинолита, доломит, 916202; g– в тремолите мейонит, 464901; h– в тремолите зерна титанита, 916202; Dol – доломит, Ер - эпидот, Fl - флюорит, Fo - форстерит, Gn – галенит, Gp – гипс, Mei - мейонит, Mn – минералы марганца, Mol – молибденит, Phl – флогопит, Pth – пренит, Py пирит, Sp – сфалерит, Srp - серпентин, Tr – тремолит, Ttn – титанит, Zrn – циркон

Fig. 6. The mineral composition of nephrite. The images were taken using a LEO-1430VP scanning electron microscope at the Analytical Center Geospectrof the GIN SB RAS (Ulan-Ude), operators E.A. Khromova and E.V. Khodyreva

the periphery of epidote at tremolite, 516701; m - large segregation of calcite with inclusions of tremolite and fluorapatite at tremolite, 917001; n - apatite crystal with an elongated inclusion of 464501; r – pyrite at tremolite, 915902; s – molybdenite plate like grains at fluorphlogopite, 915902; t – intergrowths of molybdenite and galena at tremolite, 916001; u – gypsum and barite cuts tremolite and interlayering of phlogopite, calcite and tremolite, 519703; e - tremolite with 0 wt. % Fe with aggregate of tremolite with 1.13 wt. % FeO, phlogopite, calcite, chlorite, 519703/1; f - chromium magnetite, actinolite grains and veinlets, dolomite at tremolite, 916202; g - meionite at tremolite, 464901; h - titanite grains at tremolite, 916202; i - zircon grain at tremolite, 917001; j - corroded diopside grain at tremolite, 517601; k - forsterite aggregate with grains of dolomite, tremolite, apatite, 464501; l - epidote aggregate - in the center the epidote-Ce, along calcite at tremolite, 917001; o – fluorapatite aggregate, 464501; p – elongated grains of galena and sphalerite at tremolite, serpentine along a crack, 464501; q – pyrite grain with galena inclusions, intergrowth, 917001; v – fluorite aggregate at tremolite, 465401; w – interlayers of prehnite, fluorite and chlorite at tremolite, 465401; x – tremolite with phlogopite cut by romaneshite?, 464401. a - tremolite bundles, 917001; b - parallel-fibrous tremolite aggregate with different Fe content, 519703; c - light and dark tremolite strips of the same composition, 465401; d - secondary calcite Act – actinolite, Ap – apatite, Brt – barite, Cal – calcite, Chl – chlorite, Cr-Mag – Cr-rich magnetite, Di – diopside, Dol – dolomite, Ep – epidote, Fl – fluorite, Fo – forsterite, Gn – galena, Gp – gypsum, Mei – meionite, Mn – Mn minerals, Mol – molybdenite, Phl – phlogopite, Prh – prehnite, Py – pyrite, Sp – sphalerite, Srp – serpentine, Tr – tremolite, Ttn – titanite, Zrn – zircon

Таблица 2

Представительные анализы акцессорных минералов нефрита (по горизонтали название минерала и № обр., по вертикали – компоненты), мас. %

Table 2

Representative analyzes of accessory minerals of nephrite (horizontal mineral name and number of the sample, vertical components), wt %

	Скап	олит	Тита	нит	Диопсид										
№ обр.	4649	901	9162	202		464	4701			465	401	51	7601	9	16202
SiO ₂	36,93	36,75	30,	61	54,80	55,65	54,97	55,93	5	5,13	56,18	3 56	5,18	52,69	54,29
TiO ₂	н. о.	н. о.	37,	01	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	Н	I. O.	н. о.	н	. 0.	н. о.	н. о.
Al_2O_3	24,54	27,22	2,1	7	0,87	1,11	1,19	0	1	,59	1,89	1	,89	н. о.	н. о.
FeO	н. о.	н. о.	н.	0.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	Н	I. O.	н. о.	н	. 0.	н. о.	н. о.
Fe ₂ O ₃	_	_	_		1,07	н. о.	н. о.	н. о.	Н	н. о.	н. о.	н	. 0.	1,23	н. о.
Cr_2O_3	5,12	0,85	н.	0.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	Н	I. O.	н. о.	н	. 0.	н. о.	н. о.
MgO	4,91	5,67	н.	о.	19,50	18,49	17,58	17,66	- 19	9,14	18,74	4 18	3,74	21,01	18,52
CaO	22,82	24,6	28,	10	22,54	23,68	24,96	24,51	24	4,95	23,50	5 23	3,56	25,65	26,00
Σ	94,31	95,09	97,	90	98,78	98,94	98,70	98,10	- 10	00,80	100,3	7 10	0,37	100,58	98,85
			•			Форму	льные ко	эффицие	нты						•
Si	6,164	6,110	1.0	15	1,996	1,961	1,998	1,974	2.	,004	1,96	5 1.	922	1,909	1,960
Ti	_	_	0.9	23	_	_	_	_		_	_	,	_	_	_
Al	4.238	4.550	0.0	85	0.079	0.038	0.049	0.052		_	0.06	7 0.	058	_	_
Fe ²⁺	_				_	_		_		_	_	· · · · ·	_	_	_
Fe ³⁺	_	_	_		0,030	_	_	_		_	_		_	0,034	_
Cr	0,675	0,111	_		_	_	_	_		_	_		_		_
Mg	1.222	1.406	_		0.992	1.080	1.026	0.977	0.	.997	1.01	7 0.	952	1.135	1.035
Ca	4.082	4.382	0.9	98	0.897	0.897	0.905	0.997	0	.995	0.95	3 1.	119	0.996	1.046
	,	7	- ,- ,-		- ,	- /	- /	- /		,	- ,	Прод	олже	ние та	блицы 2
Continuation of table 2															
				Эш	идот							Флогоп	ИТ		
N⁰	516701			517601					4644	01		46	64901	550101	
SiO ₂	35.17	3	6.33	40	.80	33.91	34.02	44.2	1	46.0	5	44.39	4	5.46	46.89
TiO ₂	н. о.	H	I. O.	H.	0.	н. о.	н. о.	н. о		н. с		н. о.	F	I. O.	н. о.
Al ₂ O ₃	25.43	2	2.13	25	.96	23.30	21.86	10.6	4	9.8	8	10.32	1	0.09	8.80
FeO	н. о.	2	2.77	1.	81	1.86	н. о.	Н. О		н. с		н. о.	F	I. O.	н. о.
Fe ₂ O ₃	7.09	3	3.53	5.	74	1,46	4,42	_		_		_		_	_
Cr_2O_3	н. о.	H	I. O.	н.	о.	н. о.	н. о.	н. о		н. с		н. о.	F	I. O.	н. о.
MgO	н. о.	1	,99	H.	0.	2,14	2,62	29,6	7	29,1	5	27,78	2	6,91	27,36
CaO	23,25	1	8,11	24	,58	16,85	17,78	н. о		н. с		н. о.	H	H. O.	н. о.
K ₂ O	н. о.	H	I. O.	Н.	0.	н. о.	н. о.	10,5	9	10,4	-1	11,84	9	9,62	9,97
Ce_2O_3	н. о.	4	5,89	Н.	о.	7,04	9,40	н. о		н. с		н. о.	H	H. O.	н. о.
La_2O_3	н. о.	3	3,46	H.	о.	2,86	5,73	н. о		н. с		н. о.	F	I. O.	н. о.
F	н. о.	H	I. O.	H.	о.	н. о.	н. о.	4,66	5	3,7	7	4,45	4	4,17	3,42
Σ	90,95	9	4,20	- 98	3,89	89,42	95,84	99,7	6	99,8	81	98,78	9	6,26	96,46
						Форму	льные ко	эффицие	нты						
Si	5,932	6	,238	6,	303	6,103	5,948	3,13	4	3,18	8	3,131	3	,226	3,296
Ti	-		_		_	-	_	_		_		_		_	_
Al	5,056	4	,478	4,	727	4,942	4,506	0,85	0	0,79	7	0,857	0	,844	0,729
Fe ²⁺	-	0	,397	0,2	234	0,280	-	-		-		-		_	_
Fe ³⁺	0,900	0	,456	0,0	667	0,198	0,581	-		-		-		_	_
Cr	-		-		-	-	-	-		-		-		-	_
Mg	-	0	,509		-	0,574	0,683	2,99	9	2,97	4	2,920	2	,847	2,867
Ca	4,202	3	,331	4,0	069	3,249	3,332	-				_		-	—
Κ			-		-	-	-	0,91	6	0,90	9	1,065	0	,871	0,894
Ce	-	0	,370		-	0,464	0,602	-		-		_			—
La	-	0	,219		_	0,190	0,370	-		_		_		_	_
F	-		-		_	-	_	0,99	9	0,81	6	0,993	0	,936	0,760
												Продо	олже	ние та	блицы 2
												Cont	inua	tion o	f table 2

							001	tin a a ti o n	01 tuble 2	
		Флог	опит		Пренит	Хлорит				
N⁰		915	902		465401	465401	519703	915902	916202	
SiO ₂	45,12	44,10	43,62	43,09	43,27	45,65	34,23	30,70	34,12	
TiO ₂	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.					
Al ₂ O ₃	10,64	10,24	11,15	11,17	24,64	6,75	13,91	20,05	15,10	
FeO	2,37	2,61	1,49	2,21	н. о.	н. о.	1,29	н. о.	4,35	
Fe ₂ O ₃	_	_	_	_	-	-	-	—	-	

Кислов Е.В. Минеральный состав аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения

Cr_2O_3	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	
MgO	27,79	27,25	26,72	28,92	н. о.	28,29	31,01	31,52	29,35	
CaO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	27,83	5,08	1,83	н. о.	1,05	
K ₂ O	11,26	9,89	10,82	10,7	н. о.					
F	н. о.	5,27	4,80	3,76	н. о.					
Σ	97,18	99,36	98,59	99,84	95,73	85,77	82,27	82,28	83,97	
	Формульные коэффициенты									
Si	3,109	3,181	3,097	3,005	3,022	4,237	3,367	2,814	3,330	
Ti	_	_	—	_	—	—	-	—	—	
Al	0,864	0,833	0,933	0,918	1,953	0,738	1,612	2,400	1,736	
Fe ²⁺	0,136	0,151	0,089	0,129	_	_	0,106	_	0,355	
Fe ³⁺	_	_	_	_	_	_	_	_	_	
Cr	_	—	—	_	—	—	-	—	—	
Mg	2,855	2,803	2,828	3,007	_	3,914	4,548	4,773	4,270	
Ca	_	—	—	_	2,026	0,505	0,193	—	0,110	
K	0,990	0,871	0,980	0,952	—	—	-	—	—	
F	-	1,150	1,078	0,829	—	—	—	—	—	

Примечание. Н. о. – не обнаружено. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), аналитики Е.А. Хромова и Е.В. Ходырева.

Note. H. o. – not detected. The analyses were performed on a LEO-1430VP scanning electron microscope with the INCA Energy 350 energy dispersive microanalysis system at the Analytical Center «Geospectr» of GIN SB RAS (Ulan-Ude), analysts E.A. Khromova and E.V. Khodyreva.

С помощью растровой электронной микроскопии зафиксировано 25 минералов. Значительно преобладает тремолит (см. табл. 1, рис. 6, a-e). Отмечается неоднородность – полосы и пятна разной окраски под электронным микроскопом, при этом отмечаются как различия в содержании железа (рис. 6, b), так и их отсутствие (рис. 6, c). В нефрите черного цвета встречается актинолит в ассоциации с тремолитом (табл. 1). Встречаются переслаивание тремолита и кальцита, реже флогопита (рис. 6, d), агрегаты тремолита с флогопитом, кальцитом, хлоритом (рис. 6, e).

Среди тремолита отмечаются редкие резорбированные зерна минералов, характерных для доломитов и амфиболитов: доломит (рис. 6, *f*, *k*) с содержанием MgO 20,75–22,54 и CaO 29,21–29,31 мас. % по результатам анализа четырех зерен в двух образцах; скаполит – зональный мейонит, центральная часть зерен содержит больше Cr, табл. 2, рис. 6, *g*); титанит (см. табл. 2, рис. 6, *h*), хроммагнетит с 4,87 и 10,64 мас. % Cr₂O₃ (рис. 6, *f*); циркон (рис. 6, *i*), не содержащий примесей по результатам пяти анализов из пяти образцов.

Помимо этого, в нефрите зафиксированы редкие реликты метасоматических минералов: корродированные зерна диопсида (табл. 2, рис. 6, j); агрегат форстерита (рис. 6, k) с содержанием 0,96–1,02 мас. % FeO по результатам трех анализов в одном образце; угловатые, резорбированные зерна эпидота, включая цериевый, чье наличие отмечено в том числе в центре агрегатов эпидота (табл. 2, рис. 6, l).

В большинстве образцов апатит образует относительно крупные и изометричные зерна (рис. 6, *g*, *m*, *n*), иногда с включениями кальцита. По результатам семи анализов в четырех образцах примеси не зафиксированы, содержания F до 6,19 мас. %, но в основном 4–5 мас. %. В крупном и распространенном кальците первой генерации (рис. 6, d, e, k, m, n) отмечены включения тремолита и фторапатита, содержания MgO до 6,68 мас. %. Также характерен фторфлогопит, реже флогопит (табл. 2, рис. 6, d, e, s, x).

Редкие мелкие преимущественно идиоморфные зерна образуют сульфиды: галенит (рис. 6, p, q, t; 10 анализов в восьми образцах), молибденит (рис. 6, s, t; два анализа в двух образцах), пирит (рис. 6, q, r, четыре анализа в трех образцах), сфалерит (рис. 6, p, десять анализов в пяти образцах, в одном случае 1,46 мас. % Fe). В сульфидах за единственным исключением не фиксируются изоморфные примеси. Другие гидротермальные минералы: барит (рис. 6, u, по четырем анализам в трех образцах до 14,65 мас. % SrO); флюорит (рис. 6, v, w, два анализа в одном образце без примесей); шеелит (единичное зерно без примесей).

Минералы вторичных изменений: прожилки, агрегаты кальцита второй генерации, в основном без примесей, редко с небольшой примесью магния (рис. 6, d, e); волнистые прослои пренита (табл. 2, рис. 6, w); пленки по трещинам минералов марганца и бария, близких по составу к романешиту (Ba,H₂O)₂(Mn⁴⁺,Mn³⁺)₅O₁₀ (рис. 6, w); серпентин, выполняющий трещины (рис. 6, p, из пяти анализов в двух образцах в одном 1,38 мас. % FeO); гипс (рис. 6, u, 1,74 мас. % MgO); пятнообразные агрегаты хлорита (табл. 2, рис. 6, e, w).

Обсуждение

На основании пространственно-временных взаимоотношений минералы могут быть отнесены к пяти парагенезисам:

 – реликтовые минералы доломитов и амфиболитов: доломит, хроммагнетит, титанит, скаполит (мейонит), циркон;

 метасоматические минералы донефритовой стадии: диопсид, форстерит, эпидот;

– метасоматические минералы нефритовой стадии: апатит, кальцит I, тремолит, флогопит;

 – минералы гидротермальной стадии: барит, галенит, молибденит, пирит, сфалерит, флюорит, шеелит.
Отсутствие изоморфных примесей в сульфидах может свидетельствовать об их низкотемпературном происхождении;

– минералы вторичных изменений: гипс, кальцит II, пренит, романешит (?), серпентин, хлорит.

Широкое развитие фторфлогопита и фторапатита объясняет отмечавшиеся ранее [Сутурин и др., 2015] высокие содержания F в аподоломитовом нефрите. Редкие мелкие зерна флюорита не могут обеспечить этот феномен. А.Н. Сутурин с соавторами [2015] объясняли повышенное до 1 мас. % содержание фтора в аподоломитовом нефрите участием флюидов гранитного происхождения, но не показали, в какие минералы нефрита входит фтор. Ими отмечено наличие фтортремолита, но в изученных нами образах такой минерал не встречен.

В тремолите 12 образцов различной окраски FeO не обнаружено (см. табл. 1). В остальных содержание FeO: в серовато-светло-зеленых 550101 – 0–1,45 %, 519703 - 0-4,64 %, серовато-зеленых 915902 - 0,78-1,24 %, 916202 - 0,82-3,91 %, в черной части этого образца до 14,23 % (см. рис. 5). Зеленая окраска определяется примесью Fe в тремолите: по мере увеличения содержания Fe тон становится насыщеннее, что отмечалось и ранее, в том числе на Кавоктинском месторождении [Гомбоев и др., 2017]. Черная окраска нефрита в образце 916202 объясняется высоким содержанием Fe из-за близкого контакта с эпидот-тремолитовым скарном по амфиболиту – только этот образец содержит титанит и хроммагнетит. Черный участок сложен тремолитом и актинолитом с крайне неравномерным распределением Fe (табл. 1).

Ранее была опубликована информация об аномально низких изотопных отношениях кислорода аподоломитового нефрита Витимской провинции [Бурцева и др., 2015]. Было высказано предположение, что нефритообразующий флюид имел метеорное происхождение. В этом случае гранит – не источник флюида, тем более что он не контактирует с нефритовыми телами непосредственно. Гранит лишь обеспечивает региональный разогрев, активизирующий метеорные флюиды, аномально обедненные изотопом ¹⁸О. В результате инфильтрационного переноса разогретого флюида и начинаются метасоматические реакции на контакте амфиболитов и доломитов, приводящие к формированию скарнов – эпидот-тремолитовых и кальцит-тремолитовых с телами нефрита.

Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходит в несколько стадий.

1. Первоначально доломит на прогрессивной стадии при инфильтрационном переносе флюидом кремнезема из амфиболитов замещается диопсидом:

$$CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 \rightarrow CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$$

На регрессивном этапе уже диопсид при переносе флюидом магния и кремнезема из амфиболитов замещается агрегатом тремолита:

 $2CaMgSi_2O_6 + MgO + 4SiO_2 + H_2O + O_2 \rightarrow$

 $Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2.$

В другом варианте диопсид замещается кальциттремолитовым скарном – углекислота из первой реакции:

 $5CaMgSi_2O_6 + H_2O + 3CO_2 + 4O_2 \rightarrow$

 $Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 3CaCO_3 + 6SiO_2.$

При этом кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита – кремнезем из амфиболита, магний может быть как из амфиболита, так и из доломита:

$$2\text{CaCO}_3 + 5\text{MgO} + 8\text{SiO}_2 + \text{H2O} \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 2\text{CO}_2.$$

2. В некоторых образцах не устанавливаются реликты диопсида или псевдоморфозы по нему. В этом случае предполагается, что замещение диопсида прошло полностью либо тремолит образовался непосредственно из доломита с инфильтрационным привносом кремнезема и магния из амфиболита:

 $4\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 8\text{SiO}_2 + 6\text{MgO} + 2\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 \rightarrow$

 $2Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 8CO_2.$

3. В одном образце отмечен агрегат форстерита – он мог образовываться по доломиту с инфильтрационным привносом кремнезема из амфиболита:

 $2CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 \rightarrow Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + 2CO_2.$

А затем форстерит мог замещаться тремолитом, взаимодействуя с кальцитом при дальнейшем привносе кремнезема из амфиболита:

$$\begin{split} 5Mg_2SiO_4 + 4CaCO_3 + 11SiO_2 + 2H_2O + 2O_2 \rightarrow \\ 2Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2 + 2CO_2. \end{split}$$

4. Исходный призматический тремолит замещается в дальнейшем спутанно-волокнистым – образуется нефрит.

5. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается с тинфильтрационным привносом глинозема из амфиболита хлоритом и кальцитом. $\begin{array}{l} Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2 + Al_2O_3 + 3H_2O + 2CO_2 \rightarrow \\ Mg_5Al[Si_3AlO_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3 + SiO_2 + 4O_2. \end{array}$

При этом роль гранитов сводится к региональному повышению температуры, обеспечивающему метасоматические реакции. Непосредственное участие в метасоматозе не гранита, а амфиболита, содержащего больше Fe, определяет разнообразие цветовой гаммы нефрита. Роль метаморфизма сводится к тектоническому дроблению, облегчающему проникновение флюидов, и стрессу, обеспечивающему спутанно-волокнистую скрытокристаллическую текстуру нефрита.

Заключение

Изучены 16 образцов нефрита из керна залежи № 1 участка Прозрачный Кавоктинского месторождения аподоломитового нефрита в Средне-Витимской горной стране. Диагностированы 25 минералов. На основании пространственно-временных взаимоотношений минералы отнесены к пяти парагенезисам: реликтовому, метасоматическим донефритовой и нефритовой стадий, гидротермальному и вторичныму. Высокие содержания F в аподоломитовом нефрите объяснены широким развитием фторапатита и фторфлогопита. Интенсивность зеленой окраски нефрита объяснена примесью Fe в тремолите, а черная окраска – развитием актинолита в участках контакта с амфиболитом. Приведена модель формирования нефрита: развитие по доломиту диопсида, замещение диопсида тремолитом, замещение призматического тремолита спутанно-волокнистым. В отдельных случаях тремолит может развиваться непосредственно по доломиту либо замещать форстерит. В дальнейшем тремолит замещается хлоритом. Гранит не участвует в формировании нефрита непосредственно, а разогревает метеорный флюид, необходимый для метасоматических реакций. Участие в образовании нефрита амфиболита определяет разнообразие цветовой гаммы нефрита. Метаморфизм вызывает тектоническое дробление, облегчающее проникновение флюидов, и стресс, обеспечивающий спутанно-волокнистую скрытокристаллическую текстуру нефрита.

Список источников

Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (3). С. 516–527. doi: 10.15372/GiG20150303

Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 44–50.

Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г. Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования // Горные науки и технологии. 2023. Т. 8 (3). С. 195–206. doi: 10.17073/2500-0632-2023-01-75

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождение нефритов. Иркутск : Изд-во Иркутского госуниверситета, 2015. 377 с.

Adamo I., Bocchio R. Nephrite jade from Val Malenco, Italy: Review and Update // Gems and Gemology. 2013. V. 49 (2). P. 98–106. doi: 10.5741/GEMS.49.2.98

Bai F., Li G., Lei J., Sun J. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of nephrite from Panshi, Jilin, Northeast China // Ore Geology Reviews. 2019. V. 115. 103171. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.103171

Bai B., Du J., Li J., Jiang B. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of green nephrite from Dahua, Guangxi, Southern China // Ore Geology Reviews. 2020. V. 118. 103362. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103362

Chen D., Yang Y., Qiao B. et al. Integrated interpretation of pXRF data on ancient nephrite artifacts excavated from Tomb No. 1 in Yuehe Town, Henan Province, China // Heritage Science. 2022. V. 10. 1. doi: 10.1186/s40494-021-00642-w

Feng Y., He X., Jing Y. A new model for the formation of nephrite deposits: A case study of the Chuncheon nephrite deposit, South Korea // Ore Geology Reviews. 2022. V. 141. 104655. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104655

Gao S., Bai F., Heide G. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of nephrite from Tieli, China // Ore Geology Reviews. 2019a. V. 107. P. 155–171. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.016

Gao K., Shi G., Wang M. et al. The Tashisayi nephrite deposit from South Altyn Tagh, Xinjiang, northwest China // Geoscience Frontiers. 2019b. V. 10 (4). P. 1597–1612. doi: 10.1016/j.gsf.2018.10.008

Gil G., Barnes J.D., Boschi C. Nephrite from Złoty stok (Sudetes, SW Poland): petrological, geochemical, and isotopic evidence for a dolomite-related origin // The Canadian Mineralogist. 2015. V. 53. P. 533–556. doi: 10.3749/canmin.1500018

Gil G., Bagiński B., Gunia P. et al. Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere // Ore Geology Reviews. 2020. V. 118. 103335. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103335

Gong N., Wang C., Xu S. Color Origin of Greyish-Purple Tremolite Jade from Sanchahe in Qinghai Province, NW China // Minerals. 2023. V. 13. 1049. doi: 10.3390/min13081049

Jiang Y., Shi G., Xu L., Li X. Mineralogy and geochemistry of nephrite jade from Yinggelike deposit, Altyn Tagh (Xinjiang, NW China) // Minerals. 2020. V. 10 (5). 418. doi: 10.3390/min10050418

Jing Y., Liu Y. Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China // Ore Geology Reviews. 2022. V. 149. 105087. doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.105087

Korybska-Sadło I., Gil G., Gunia P. et al. Raman and FTIR spectra of nephrites from the Złoty Stok and Jordanów Śląski (the Sudetes and Fore-Sudetic Block, SW Poland) // Journal of Molecular Structure. 2018. V. 1166. P. 40–47. doi: 10.1016/j.mol-struc.2018.04.020

Li N., Bai F., Xu L., Che Y. Geochemical characteristics and ore-forming mechanism of Luodian nephrite deposit, Southwest China and comparison with other nephrite deposits in Asia // Ore Geology Reviews. 2023. V. 160. 105604. doi: 10.1016/j.oregeorev.2023.105604

Li P., Liao Z., Zhou Zh., Wu Q. Evidences from infrared and Raman spectra: Xiaomeiling is one reasonable provenance of nephrite materials used in Liangzhu Culture // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2021. V. 261. 120012. doi: org/10.1016/j.saa.2021.120012

Li P., Liao Z., Zhou Zh. The residual geological information in Liangzhu jades: Implications for their provenance // Proceedings of the Geologists' Association. 2022. V. 133 (3). P. 256–268. doi: 10.1016/j.pgeola.2022.04.003

Liang H., Shi G., Yuan Y. et al. Polysynthetic twinning of diopsides in the Niewang and Tatliksu nephrite deposits, Xinjiang, China // Minerals. 2022. V. 12(12). 1575. doi: 10.3390/min12121575

Ling X.-X., Schmädicke E., Li Q.-L. et al. Age determination of nephrite by in-situ SIMS U-Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China // Lithos. 2015. V. 220–223. P. 289–299. doi: 10.1016/j.lithos.2015.02.019

Liu Y., Deng J., Shi G.H. et al. Chemical Zone of Nephrite in Alamas, Xinjiang, China // Resource Geology. 2010. V. 60 (3). P. 249–259. doi: 10.1111/j.1751-3928.2010.00135.x

Liu Y., Deng J., Shi G. et al. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011a. V. 42 (3). P. 440–451. doi: 10.1016/j.jseaes.2011.05.012

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China // Ore Geology Reviews. 2011b. V. 41 (1). P. 122–132. doi: 10.1016/j.oregeorev.2011.07.004

Liu Y., Zhang R., Zhang Zh. et al. Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 128–144. doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.002

Liu Y., Zhang R.-Q., Maituohuti A. et al. SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: Implication for a Magnesium Skarn // Ore Geology Reviews. 2016. V. 72 (1). P. 699–727. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.08.023

Liu X., Gil G., Liu Y. Timing of formation and cause of coloration of brown nephrite from the Tiantai Deposit, South Altyn Tagh, northwestern China // Ore Geology Reviews. 2021. V. 131. 103972. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103972

Nangeelil K., Dimpfl P., Mamtimin M. et al. Preliminary study on forgery identification of Hetian Jade with Instrumental Neutron Activation Analysis. Applied Radiation and Isotopes. 2023. V. 191. 110535. doi: 10.1016/j.apradiso.2022.110535

Nichol D. Two contrasting nephrite jade types // The Journal of Gemmology. 2000. V. 27(4). P. 193–200.

Tan T.L., Ng N.N., Lim N.C. Studies on nephrite and jadeite jades by Fourier transform infarred (FTIR) and Raman spectroscopic techniques // Cosmos. 2013. V. 9 (1). P. 47–56. doi: 10.1142/S0219607713500031

Wang L., Lin J.H., Ye T.P. et al. Discussing the coloration mechanism of Luodian Jade from Guizhou // Open Access Library Journal. 2020. V. 7. e6364. doi: 10.4236/oalib.1106364

Wang W., Liao Z., Zhou Z. et al. Gemmological and mineralogical characteristics of nephrite from Longxi, Sichuang Province // Journal of Gems & Gemmology. 2022. V. 24 (1). P. 20–27. (In Chinese). doi: 10.15964/j.cnki.027jgg. 2022.01.003

Xu H., Bai F. Origin of the subduction-related Tieli nephrite deposit in Northeast China: Constraints from halogens, trace elements, and Sr isotopes in apatite group minerals // Ore Geology Reviews. 2022. V. 142. 104702. doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.10470

Xu H., Bai F., Jiang D. Geochemical characteristics and composition changes of tremolite at various stages in the mineralization process of nephrite from Tieli, Heilongjiang, Northeastern China // Arabian Journal of Geosciences. 2021. V. 14. 204. doi: 10.1007/s12517-021-06578-6

Yin Z., Jiang C., Santosh M. et al. Nephrite jade from Guangxi province, China // Gems and Gemology. 2014. V. 50 (3). P. 228–235. doi: 10.5741/GEMS.50.3.228

Yu H.Y., Wang R.C., Guo J.C. et al. Color-inducing elements and mechanisms in nephrites from Golmud, Qinghai, NW China: Insights from spectroscopic and compositional analyses // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2016a. V. 111 (5). P. 313– 325. doi: 10.2465/jmps.151103

Yu H.Y., Wang R.C., Guo J.C. et al. Study of the minerogenetic mechanism and origin of Qinghai nephrite from Golmud, Qinghai, Northwest China // Science China Earth Sciences. 2016b. V. 59. P. 1597–1609. doi: 10.1007/s11430-015-0231-8

Yui T.-F., Kwon S.-T. Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea // Economic Geology. 2002. V. 97 (3). P. 593–601. doi: 10.2113/gsecongeo.97.3.593

Zhang Y.-D., Yang R.-D., Gao J.-B., Chen J., Liu Y.-N., Zhou Z.-R. Geochemical characteristics of nephrite from Luodian County, Guizhou Province, China // Acta Minerlogica Sinica. 2015. V. 35 (1). P. 56–64. (In Chinese with English abstract). doi: 10.16461/j.

Zhang C., Yu X., Jiang T. Mineral association and graphite inclusions in nephrite jade from Liaoning, northeast China: Implications for metamorphic conditions and ore genesis // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10 (2). P. 425–437. doi: 10.1016/j.gsf.2018.02.009

Zhang X., Shi G., Zhang X., Gao G. Formation of the nephrite deposit with five mineral assemblage zones in the Central Western Kunlun Mountains, China // Journal of Petrology. 2022. V. 63 (11). gac117. doi: 10.1093/petrology/egac117

Zheng F., Liu Y., Zhang H.-Q. The petrogeochemistry and zircon U-Pb age of nephrite placer deposit in Xiuyan, Liaoning // Rock and Mineral Analysis. 2019. V. 38 (4). P. 438–448. (In Chinese). doi: 10.15898/j. cnki.11-2131/td.201807310089

Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. Black nephrite jade from Guangxi, Southern China // Gems and Gemology. 2019. V. 55 (2). P. 198–215. doi: 10.5741/GEMS.55.2.198

References

Burtseva M.V., Ripp G.S., Posokhov V.F., Murzintseva A.E. Nephrites of East Siberia: geochemical features and problems of genesis // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56(3). pp. 516–527. doi: 10.15372/GiG20150303

Gomboev D.M., Androsov P.V., Kislov E.V. Kavoktinskoye mestorozhdeniye svetlookrashennogo nefrita: usloviya zaleganiya I osobennosti veshestvennogo sostava [Kavokta deposit of light-colored jade: occurrence conditions and features of the material composition]. Razvedka I okhrana nedr [Exploration and protection of subsoil]. 2017. V. (9). pp. 44–50. In Russian

Kislov E.B., Khudyakova L.I., Nikolaev A.G. Dolomite type nephrite processing wastes and their application. Mining Science and Technology (Russia). 2023. V. 8 (3). pp. 195–206. doi: 10.17073/2500-0632-2023-01-75

Suturin A.N., Zamaletdinov R.S., Sekerina N.V. *Mestorozhdeniya nefritov* [Nephrite deposit]. Irkutsk: Irkutsk State University Publishing House. 2015. 377 p. In Russian

Adamo I., Bocchio R. Nephrite jade from Val Malenco, Italy: Review and Update. Gems and Gemology. 2013. V. 49 (2). pp. 98–106. doi: 10.5741/GEMS.49.2.98

Bai F., Li G., Lei J., Sun J. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of nephrite from Panshi, Jilin, Northeast China. Ore Geology Reviews. 2019. V. 115. 103171. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.103171

Bai B., Du J., Li J., Jiang B. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of green nephrite from Dahua, Guangxi, Southern China. Ore Geology Reviews. 2020. V. 118. 103362. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103362

Chen D., Yang Y., Qiao B. et al. Integrated interpretation of pXRF data on ancient nephrite artifacts excavated from Tomb No. 1 in Yuehe Town, Henan Province, China. Heritage Science. 2022. V. 10. 1. doi: 10.1186/s40494-021-00642-w

Feng Y., He X., Jing Y. A new model for the formation of nephrite deposits: A case study of the Chuncheon nephrite deposit, S outh Korea. Ore Geology Reviews. 2022. V. 141. 104655. doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104655

Gao S., Bai F., Heide G. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of nephrite from Tieli, China. Ore Geology Reviews. 2019a. V. 107. pp. 155–171. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.016

Gao K., Shi G., Wang M. et al. The Tashisayi nephrite deposit from South Altyn Tagh, Xinjiang, northwest China. Geoscience Frontiers. 2019b. V. 10 (4). pp. 1597–1612. doi: 10.1016/j.gsf.2018.10.008

Gil G., Barnes J. D., Boschi C. Nephrite from Złoty stok (Sudetes, SW Poland): petrological, geochemical, and isotopic evidence for a dolomite-related origin. The Canadian Mineralogist. 2015. V. 53. pp. 533–556. doi: 10.3749/canmin.1500018

Gil G., Bagiński B., Gunia P., et al. Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere. Ore Geology Reviews. 2020. V. 118. 103335. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103335

Gong N., Wang C., Xu S. Color Origin of Greyish-Purple Tremolite Jade from Sanchahe in Qinghai Province, NW China. Minerals. 2023. V. 13. 1049. doi: 10.3390/min13081049

Jiang Y., Shi G., Xu L., Li X. Mineralogy and geochemistry of nephrite jade from Yinggelike deposit, Altyn Tagh (Xinjiang, NW China). Minerals. 2020. V. 10 (5). 418. doi: 10.3390/min10050418

Jing Y., Liu Y. Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China. Ore Geology Reviews. 2022. V. 149. 105087. doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.105087

Korybska-Sadło I., Gil G., Gunia P., et al. Raman and FTIR spectra of nephrites from the Złoty Stok and Jordanów Śląski (the Sudetes and Fore-Sudetic Block, SW Poland). Journal of Molecular Structure. 2018. V. 1166. pp. 40–47. doi: 10.1016/j.molstruc.2018.04.020

Li N., Bai F., Xu L., Che Y. Geochemical characteristics and ore-forming mechanism of Luodian nephrite deposit, Southwest China and comparison with other nephrite deposits in Asia. Ore Geology Reviews. 2023. V. 160. 105604. doi: 10.1016/j.oregeorev.2023.105604

Li P., Liao Z., Zhou Zh., Wu Q. Evidences from infrared and Raman spectra: Xiaomeiling is one reasonable provenance of nephrite materials used in Liangzhu Culture. Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2021. V. 261. 120012. doi: 10.1016/j.saa.2021.120012

Li P., Liao Z., Zhou Zh. The residual geological information in Liangzhu jades: Implications for their provenance. Proceedings of the Geologists' Association. 2022. V. 133 (3). pp. 256–268. doi: 10.1016/j.pgeola.2022.04.003

Liang H., Shi G., Yuan Y., et al. Polysynthetic twinning of diopsides in the Niewang and Tatliksu nephrite deposits, Xinjiang, China. Minerals. 2022. V. 12 (12). 1575. doi: 10.3390/min12121575

Ling X.-X., Schmädicke E., Li Q.-L., et al. Age determination of nephrite by in-situ SIMS U-Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China. Lithos. 2015. V. 220–223. pp. 289–299. doi: 10.1016/j.lithos.2015.02.019

Liu Y., Deng J., Shi G.H., et al. Chemical Zone of Nephrite in Alamas, Xinjiang, China. Resource Geology. 2010. V. 60 (3). pp. 249–259. doi: 10.1111/j.1751-3928.2010.00135.x

Liu Y., Deng J., Shi G., et al. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China. Journal of Asian Earth Sciences. 2011a. V. 42 (3). pp. 440–451. doi: 10.1016/j.jseaes.2011.05.012

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China. Ore Geology Reviews. 2011b. V. 41 (1). pp. 122–132. doi: 10.1016/j.oregeorev.2011.07.004

Liu Y., Zhang R., Zhang Zh., et al. Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit. Lithos. 2015. V. 212–215. pp. 128–144. doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.002

Liu Y., Zhang R.-Q., Maituohuti A., et al. SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: Implication for a Magnesium Skarn. Ore Geology Reviews. 2016. V. 72 (1). pp. 699–727. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.08.023

Liu X., Gil G., Liu Y. Timing of formation and cause of coloration of brown nephrite from the Tiantai Deposit, South Altyn Tagh, northwestern China. Ore Geology Reviews. 2021. V. 131. 103972. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103972

Nangeelil K., Dimpfl P., Mamtimin M., et al. Preliminary study on forgery identification of Hetian Jade with Instrumental Neutron Activation Analysis. Applied Radiation and Isotopes. 2023. V. 191. 110535. doi: 10.1016/j.apradiso.2022.110535

Nichol D. (2000) Two contrasting nephrite jade types. The Journal of Gemmology. V. 27 (4). pp. 193–200.

Tan T.L., Ng N.N., Lim N.C. Studies on nephrite and jadeite jades by Fourier transform infarred (FTIR) and Raman spectroscopic techniques. Cosmos. 2013. V. 9 (1). pp. 47–56. doi: 10.1142/S0219607713500031

Wang L., Lin J. H., Ye T. P., et al. Discussing the coloration mechanism of Luodian Jade from Guizhou. Open Access Library Journal. 2020. V. 7. e6364. doi: 10.4236/oalib.1106364

Wang W., Liao Z., Zhou Z., et al. Gemmological and mineralogical characteristics of nephrite from Longxi, Sichuang Province. Journal of Gems & Gemmology. 2022. V. 24 (1). pp. 20–27. (In Chinese). doi: 10.15964/j.cnki.027jgg. 2022.01.003

Xu H., Bai F. Origin of the subduction-related Tieli nephrite deposit in Northeast China: Constraints from halogens, trace elements, and Sr isotopes in apatite group minerals. Ore Geology Reviews. 2022. V. 142. 104702. doi: 10.1016/j.oregeorev.2022.10470

Xu H., Bai F., Jiang D. Geochemical characteristics and composition changes of tremolite at various stages in the mineralization process of nephrite from Tieli, Heilongjiang, Northeastern China. Arabian Journal of Geosciences. 2021. V. 14. 204. doi: 10.1007/s12517-021-06578-6

Yin Z., Jiang C., Santosh M. et al. Nephrite jade from Guangxi province, China. Gems and Gemology. 2014. V. 50 (3). pp. 228–235. doi: 10.5741/GEMS.50.3.228

Yu H.Y., Wang R.C., Guo J.C. et al. Color-inducing elements and mechanisms in nephrites from Golmud, Qinghai, NW China: Insights from spectroscopic and compositional analyses. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2016a. V. 111 (5). pp. 313–325. doi: 10.2465/jmps.151103

Yu H.Y., Wang R.C., Guo J.C. et al. Study of the minerogenetic mechanism and origin of Qinghai nephrite from Golmud, Qinghai, Northwest China. Science China Earth Sciences. 2016b. V. 59. pp. 1597–1609. doi: 10.1007/s11430-015-0231-8

Yui T.-F., Kwon S.-T. Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea. Economic Geology. 2002. V. 97(3). pp. 593–601. doi: .2113/gsecongeo.97.3.593

Zhang Y.-D., Yang R.-D., Gao J.-B., Chen J., Liu Y.-N., Zhou Z.-R. Geochemical characteristics of nephrite from Luodian County, Guizhou Province, China. Acta Minerlogica Sinica. 2015. 35(1). pp. 56-64. (In Chinese with English abstract). https://doi.org/10.16461/j.

Zhang C., Yu X., Jiang T. Mineral association and graphite inclusions in nephrite jade from Liaoning, northeast China: Implications for metamorphic conditions and ore genesis. Geoscience Frontiers. 2019. V. 10 (2). pp. 425–437. doi: 10.1016/j.gsf.2018.02.009

Zhang X., Shi G., Zhang X., Gao G. Formation of the nephrite deposit with five mineral assemblage zones in the Central Western Kunlun Mountains, China. Journal of Petrology. 2022. V. 63(11). gac117. doi: 10.1093/petrology/egac117

Zheng F., Liu Y., Zhang H.-Q. The petrogeochemistry and zircon U-Pb age of nephrite placer deposit in Xiuyan, Liaoning. Rock and Mineral Analysis. 2019. V. 38(4). pp. 438–448. (In Chinese). doi: 10.15898/j. cnki.11-2131/td.201807310089

Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. Black nephrite jade from Guangxi, Southern China. Gems and Gemology. 2019. V. 55(2). pp. 198–215. doi: 10.5741/GEMS.55.2.198

Информация об авторе:

Кислов E.B., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, ведущий научный сотрудник, лаборатория металлогении и рудообразования, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия. E-mail: evg-kislov@ya.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Kislov E.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Leading Researcher, Laboratory of Metallogeny and Ore Formation, N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: evg-kislov@ya.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 12.10.2023; одобрена после рецензирования 23.05.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 12.10.2023; approved after reviewing 23.05.2024; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 553.411: 549.283: 543:576 doi: 10.17223/25421379/34/7

АУТИГЕННОЕ ЗОЛОТО РОССЫПЕЙ АМЫЛО-СИСТИГХЕМСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО РАЙОНА, ЗАПАДНЫЙ САЯН



Чаяна Март-ооловна Хертек¹, Анатолий Максимович Сазонов²

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

^{1,2} Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

¹ chayana83@mail.ru

² sazonov_am@mail.ru

Аннотация. В россыпях Амыло-Систигхемского района выявлены природные и техногенные разновидности нового (аутигенного) золота. Новое золото, представлено каймами, чешуйчатыми, криптоконическими и волосовидными наростами хемогенно-биогенного серебристого золота, полифазными каймами техногенной золото-серебряной амальгамы и спутанно-волокнистыми агрегатами техногенно-биогенного ртутистого золота. В формировании аутигенного золота и пленок гидроксидов Fe преимущественную роль играют электрохимические способы отложения и сорбция Au и Hg тельцами цианобактерий.

Ключевые слова: золото, аутигенное, техногенно-биогенное, техногенная амальгама золота, пленки гидроксидов железа, электронная микроскопия, коренной источник

Благодарности: авторы признательны руководству лаборатории электронной микроскопии R&D центра НорНикель ИЦМ СФУ; С.Г. Прудникову и Р.В. Кужугету за всестороннюю помощь и поддержке исследований; С.А. Сильянову, Б.М. Лобастову и Н.В. Нелюбину за помощь в изготовлении препаратов, исследовании состава и строения частиц самородного золота на электронном микроскопе.

Источник финансирования: работа выполнена по государственному заданию Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН (FUFS-2021-0002).

Для цитирования: Хертек Ч.М., Сазонов А.М. Аутигенное золото россыпей Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района, Западный Саян // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 95–108. doi: 10.17223/25421379/34/7

Original article doi: 10.17223/25421379/34/7

AUTHIGENIC GOLD FROM PLACERS OF THE AMYLO-SISTIGKHEM ORE AND PLACER DISTRICT, WESTERN SAYAN

Chayana M. Khertek¹, Anatoliy M. Sazonov²

¹ Tuva Institute of Integrated Development of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia

^{1, 2} Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

¹ chayana83@mail.ru

² sazonov_am@mail.ru

Abstract. Abstract. Authigenic gold in placers of the Amylo-Sistigkhemsky ore placer district of the Khemchik-Kurtushubinsky metallogenic zone of the Western Sayan has been studied by electron microscopic method. Structural-morphological features and chemical composition of natural and anthropogenic varieties of new (authigenic) gold of repeatedly developed placers are revealed and systematized in the present work. Aggregates of authigenic gold are represented by rims, flakes, cryptoconical and hair-like outgrowths of chemogenic-biogenic natural authigenic silver gold (937–1,000 ‰), polyphase rims of technogenic goldsilver amalgam (Au 71–95,2 %; Ag n/o– 4.3 %; Hg 4.75–25 %) and entangled-fiber aggregates of technogenic-biogenic mercury gold (Au 71.1–81.5 %; Ag 2.75–5.9 %; Hg 15.2–23.4 %). Electrochemical methods of deposition and sorption of gold and mercury by cyanobacteria cells played the predominant role in the formation of authigenic gold occurs at the stage of syngenesis, during the formation of authigenic gold is less than tenths of %. The formation of gold-bearing separated payers in anthropogenic dumps broken by a significant time interval. Authigenic gold deposition occurs from pore waters saturating the sediment of terrigenous material, to a greater extent, in the upper zone of the gold-bearing layer. Gold in pore waters is in the form of Au ions, colloids and complex compounds of AuClOH⁻, and AuCl(OH)₂⁻; AuCl₂⁻; (Au,Ag)(S₂O₃)³⁻ and others. Gold deposition was carried out by chemogenic method; largely the formation of aggregates of authigenic gold was promoted by goldophilic bacteria. Galvanic processes played a significant role in the caogulation of gold-bearing colloids and recovery of gold from weakly saturated true solutions. In our opinion, the formation of high-grade rims due to metasomatic purification of metal from Ag and Cu impurities caused the formation of positive charge on the surface of clastogenic gold particles. Layers of iron hydroxides and new gold were deposited on the positively charged surface as a result of galvanic process from pore waters.

Keywords: gold, new, authigenic, technogenic-biogenic, technogenic gold amalgam

Acknowledgements: The authors thank the management of the electron microscopy laboratory of the NorNickel R&D Center (Institute of Non-Ferrous Metals of the Siberian Federal University); S.G. Prudnikov and R.V. Kudzhuget for comprehensive assistance and support of the research; S.A. Silyanov, B.M. Lobastov, and N.V. Nelyubin for their help in making preparations and studying the composition and structure of native gold particles using an electron microscope.

Sour of financing: The work was carried out according to the state assignment of the Tuva Institute for Integrated Development of Natural Resources of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (FUFS-2021-0002).

For citation: Khertek Ch.M., Sazonov A.M. (2025) Authigenic gold from placers of the Amylo-Sistigkhem ore and placer district, Western Sayan. *Geosfernye issledovaniya* – *Geosphere Research*. 1. pp. 95–108. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/7

Введение

Особенностью россыпного золота является наличие на частицах кайм метасоматического высокопробного (коррозионного), пленок аутигенного золота, межзерновых прожилков, техногенной золотосеребряной амальгамы, пленок гидроксидов железа, марганца и других минералов. Образование аутигенного золота, непосредственно в россыпях, показательно для неоднократно разрабатываемых месторождений. Об этом свидетельствуют находки медной и вольфрамовой проволоки, гвоздей, рыболовных крючков и других рукотворных предметов с наростами золота, имеющих весовые количества [Петровская, 1973; Наумов, 2010; Кузнецова, 2011; Никифорова и др., 2020]. Текстурно-структурные особенности золота россыпей формировались в приповерхностной зоне золотоносных песков в цепи длительных последовательных динамических экзогенных процессов – выветривания и окисления коренных руд, транспортировки обломочного, хемогенного, коллоидного и биогенного материала из кор выветривания в область накопления с формированием осадка в виде золотоносного пласта и перекрывающих отложений. В терригенных осадочных отложениях широко распространены оолитовые, аксиолитовые, пленочные, регенерационные, псевдоморфно-зоогенные новообразования в собственно терригенном субстрате [Кузнецов, 2007; 2011; Япаскурт, 2008]. Изучены морфологические особенности и внутренняя структура индивидов и агрегатов, связанные с аутигенным минералообразованием.

В корах выветривания крупные частицы золота приобретают кавернозное строение, диспергируются с образованием большого количества шаровидных и ограненных частиц микронного размера [Silyanov et al., 2021], которые в процессе переноса растворяются и теряются. По свидетельству Л.В. Фирсова [1985], 95 % коренного золота при переносе из области питания в область отложения теряется. По свидетельству геологов-россыпников [Петровская, 1973], количество аутигенного золота в россыпях доли процентов, но иногда повышается до первых процентов. В золотоносных пластах россыпных месторождений Амыло-Систигхемского района отмечены значительные преобразования обломочного золота [Хертек, Сазонов, 2023] – слипание частиц, облагораживание, увеличение частиц в размерах за счет образования минеральных каемок, в том числе и аутигенного золота, иногда с регенерационной кристаллографической огранкой.

Целью статьи является характеристика аутигенных новообразований золота в россыпных месторождениях Амыло-Систигхемского района, отражающие индивидуальные особенности строения, образования и преобразования металла.

Общие сведения о геологии рудно-россыпного района

Амыло-Систигхемский рудно-россыпной район расположен в междуречье pp Амыл и Систиг-Хем (Западный Саян). Золотоносные россыпи водотоков II и III порядков, являющихся правыми притоками этих рек, наследуют северо-западные и субширотные разрывные нарушения. Истоки рек расположены в пределах хр. Ергак-Таргат-Тайга, имеющего в пределах района ССВ простирание (рис. 1).

Амыло-Систигхемский рудно-россыпный район входит в состав Хемчикско-Куртушубинской металлогенической зоны [Берзон, 1983]. Геология района определяется сочленением Куртушубинского офиолитового пояса (трассирующего осевую линию хр. Ергак-Таргат-Тайга) позднего рифея, метаморфизованных образований джебашской серии Центрально-Саянской СФЗ, позднерифейско-раннекембрийских переслаивающихся парасланцев и метабазальтов Куртушубинского офиолитового пояса, средне-верхнекембрийскими терригенными отложениями Хемчикско-Систигхемской СФЗ [Государственная..., 2000].

Интрузивные образования представлены массивами ультрабазит-базитов иджимского комплекса, субвулканическими телами метабазитов золотогенерирующего макаровско-орешского (изинзюльского) (V–€₁) комплекса, расслоенными анортозит-габбровыми интрузиями булкинского (O–D₁?) комплекса и нижнедевонскими вулкано-плутоническими ассоциациями сиенит-щелочно-гранитового кукшинского и основных, средних и кислых гипабиссальных тел и эффузивов киндейско-саглинского комплексов.

На территории района развиты фрагметы Саяно-Тувинского, Систигхемского и Кандатского граничных разломов, определивших положение и ориентировку золотоносных водотоков разных порядков.



Рис. 1. Амыло-Систигхемский рудно-россыпной район

Fig. 1. Amylo-Sistigkhem ore and placer district

Большая часть рудно-россыпного района расположена в пределах Амыло-Систигхемской депрессии неогенового заложения. С момента открытия (1836) в отработку вовлекались преимущественно долинные и террасовые россыпи. В настоящее время они требуют доизучения в связи с организацией добычных работ погребенных, неогеновых и отвальных россыпей [Прудников, 2005].

Россыпи характеризуются струйчатым или кустовым распределением золота. Ширина россыпей от 15–20 м в верхнем течении рек и возрастает до 100– 200 м в нижнем. Содержание золота вдоль россыпи не постоянное, наблюдается закономерное уменьшение его вниз по течению реки. Золото в продуктивном пласте распределено неравномерно: высокие и знаковые содержания чередуются между собой. Не всегда проявляется увеличение содержания к подошве пласта. По данным эксплуатационных работ, головные части россыпей отличались содержанием золота в пределах 3–5 г/м³ массы, а содержание по пласту нередко достигало 10–15 г/м³ песков. Вниз по россыпи отмечалось общее уменьшение средних содержаний, обычно скачкообразно.

Разрез отложений в долине р. Кундусуг (правый приток р. Амыл) по линии 6 (см. рис. 1) включает (сверху вниз):

 почвенно-растительный слой, мощность 0,3 м;
склоновые отложения с обломками, щебнем и дресвяно-глинистым материалом (арQ_{Ш-н}), мощность 1–2 м;

3 – промытые сортированные золотоносные гравийно-галечные отложения с песчано-глинистым зеленовато-серым заполнителем (аQ_{III}¹), мощность 4–5 м; 4 - плотик - габбро, сильно выветрелые эффузивы.

Разрез отложений, в долине р. Черной (правый приток р. Систиг Хем), по линии 146 представлен (сверху вниз):

1 – почвенно-растительным слоем, мощность 0,3 м;

2 – глинистыми и илисто-глинистыми отложениями серого, сине-зеленого и коричневого цветов с различными оттенками, количество обломочного материала 5–35 % (гравий, галька, дресва, щебень) (арQ_{III-H}), мощность слоя от 0,5–1,5 до 5–7 м;

3 – золотоносными галечно-гравийными отложениями яркой желтовато-красной окраски с глинистым заполнителем до 15–25 %. Гальки и гравий от 40 до 70 %, хорошо окатаны. Обломки пород сильно выветрелые, легко разрушаются. Состав обломков: кварц (5–10 %), эффузивы, габбро-диабазы, песчаники, конгломераты, мощность 2–7 м;

4 – плотик – эффузивы интенсивно выветрелые.

Тяжелая фракция шлиха песков из россыпи р. Черной включает (%) магнитную (магнетит 80– 85, титаномагнетит 10–15, хромшпинелид 5–10, единичные знаки железистого хромита и гетита); электромагнитную (ильменит + манганоильменит 70–75, эпидот 10–15, мартит + гематит 15–20, единичные знаки амфибола и турмалина) и немагнитную фракции (эпидот-клиноцоизит 90, циркон 3–5, золото, пирит, арсенопирит, шеелит, киноварь, барит, знаки граната, рутила, анатаза, апатита, титанита и мусковита).

Методы лабораторных исследований

Частицы россыпного золота изучались на электронном микроскопе Tescan Vega III SBH (Чехия) с интегрированной системой энергодисперсионного микроанализа Oxford X-Act в лаборатории R&D центре НорНикель ИГДГиГ СФУ (операторы Б.М. Лобастов и С.А. Сильянов). Фактическим материалом для исследований явились частицы россыпного золота, выбранные из шлихов лоткового опробования россыпей района (рис. 2, 3). Наблюдаемые структуры и неоднородности состава частиц охарактеризованы по микрофотографиям, полученных в режиме обратнорассеянных электронов (BSE). Значения яркости и контраста подбирались с условием наилучшей визуализации внутренней структуры зерен.

Структурно-морфологические агрегаты и состав аутигенного золота

Главные структурные особенности россыпного золота заключаются в наличии в них последовательно нарастающих друг на друга каемок по периферии частиц, которые образовались в зонах гипергенеза. Наиболее эффектно выглядят высокопробные каймы-ободки (ВКО) метасоматического замещения периферии обломочных частиц, окружающие реликтовые ядра частиц. Менее приметны каймы и наросты нового, собственно аутигенного золота, отложившиеся на ВКО обломочных частиц непосредственно в россыпи (рис. 2). Кроме этого, встречаются каймы техногенной амальгамы, развитые на частицах, в случае использования ртути при ранних отработках россыпи. Техногенно-биогенное золото представлено спутанно волокнистыми агрегатами. Агрегаты аутигенного золота обычно ассоциируют с пленками гидроксидов железа на кластогенном золоте (рис. 3) и пористой, микрозернистой смесью гидроксидов железа, гидрослюдистых глинистых минералов, серпентинохлорита, кварца и пылеватого золота (в практике называемых лимонитовыми «сухарями»).

Каймы аутигенного золота. Собственно аутигенное (новое) золото часто отмечается в виде тонкой (от десятых долей до нескольких микрометров) оболочки на внешней поверхности метасоматической высокопробной каймы. Аутигенная кайма золота развивается только на метасоматической высокопробной, и, по нашему мнению, их образование генетически связано.

Внутренняя часть аутигенной каймы, примыкающая к ободковой зоне метасоматической ВКО, представляет собой микронной мощности криптозернистый агрегат, видимо, хемогенного осаждения металла. Внешняя граница каемок нового золота обычно микро- и даже криптозубчатая, с шиповидными, конусовидными и волосовидными микровыступами, ящичными и каньенообразными криптоуглублениями (рис. 2, *a*, *b*). Основание углублений является базисом каймы нового золота хемогенного и биогенного строения.

Почти постоянно в обрамлении частиц отмечаются чешуйчатые отростки, субпараллельные поверхности, а волосовидные отростки с раздувами плавно- и каленообразно изогнуты в направлении основания частицы. При обрастании частиц золота гидроксидами железа внешняя граница аутигенной каймы имеет пористое, «моховидное» строение, в лимонитовой среде на золотой подложке концентрируются «облачные» массы точечного и «моховидного» нового золота (см. рис. 1, *a*).

Пробность аутигенного золота по единичным анализам – 957–1 000 ‰ (табл. 1). В ВЅЕ изображениях электронного микроскопа граница между метасоматической ВКО и аутигенной каймами по их цветовым оттенкам надежно не выделяется.



Рис. 2. Аутигенное золото

а – т.н. 411, р. Кундусуг. Кайма нового золота на высокопробной метасоматической: 1 – внутренняя граница нового золота; 2 – моховидное золото; b – p. Чёрная т.н. 573: 1 – высокопробная метасоматическая оболочка; 2 – кайма техногенной амальгамы золота; с – p. Черная, т.н. 573: 1 – метасоматическая высокопробная оболочка + реликты каймы аутигенного золота-I, ее внешняя граница сглажена растворением, участками сохранились шиповидные отростки аутигенного золота-I; 2 – кайма техногенной амальгамы; 3 – на поверхности амальгамы сегрегационная пленка аутигенного золота-II с шиповидными наростами биогенного золота-II; d – p. Черная, т.н. 573: спутанно-волокнистый пористый агрегат техногенно-биогенного золота

Fig. 2. Authigenic gold

a – OP 411, r. Kundusug. Fringe of new gold on a high-grade metasomatic shell: 1 – internal boundary of new gold; 2 – moss-like gold; b – Chernaya River OP 573: 1 – high-grade metasomatic shell; 2 – fringe of technogenic gold amalgam; c – Chernaya River, OP 573: 1 – metasomatic high-grade metasomatic shell + relics of authigenic gold-I fringe, its outer boundary smoothed by dissolution, spiky outgrowths of authigenic gold-I preserved in some areas; 2 – fringe of technogenic amalgam; 3 – segregation film of authigenic gold-II with spiky outgrowths of biogenic gold-II on the amalgam surface; d –Chernaya River, OP 573: entangled-fibrous porous aggregate of technogenic-biogenic gold



Рис. 3. Частицы россыпного золота с пленками гидроксидов железа

а – т.н. 573, р. Черная. Окатанная частица с контурным валиком по периметру, характерным для «эолового» золота [Никифорова и др., 2007]. Пленки и пористые землистые агрегаты гидроксидов железа в чашеообразном углублении частицы; b – (т.н. 573) и с (т.н. 1351-3) р. Черная. Фрагментарные пленки гидроксидов железа на поверхности частиц золота

Fig. 3. Placer gold particles with ferric hydroxide films

a – OP 573, Chernaya River. Rounded particle with an outline roll along the perimeter, characteristic of "aeolian" gold (Nikiforova et al., 2007). Films and porous earthy aggregates of ferric hydroxides in the bowl-shaped depression of the particle; b - (OP 573) and c (OP 1351–3), Chernaya River. Fragmentary films of ferric hydroxides on the surface of gold particles

Таблица 1

Химический состав золота в аутигенной кайме и ядре, мас. % (р. Кундусуг)

Table 1

Hower Hosting	Vuootok puootuuo	C	Содержание, %		
помер частицы	у часток в частице	Ag	Au	Σ	прооность, 700
411.1	Аутигенная кайма	—	100	100	1000
411-1	Ядро	6,0	94,0	100	940
411.2	Аутигенная кайма	4,3	95,7	100	957
411-2	Ядро	6,2	93,8	100	938
415 1	Аутигенная кайма	-	100	100	1000
413-1	Ядро	6,64	93,36	100	937

Chemical composition of gold in the authigenic fringe and core, wt % (Kundusug River)

Каймы техногенной амальгамы золота. В частицах золота средней и высокой пробности техногенных отвалов прошлых лет отработки россыпей с использованием ртути при извлечении мелкого и тонкого золота в реках Мал. и Бол. Алгияк, Мал. и Бол. Билелиг и Чёрная отмечались каймы техногенной амальгамы, облекающие раннюю природную аутигенную кайму. Они имеют изменчивую толщину - от десятых долей до 40 мкм, большая часть периферии частиц (80-85 % периметра) имеет толщину 20-30 мкм; хрупкое, рыхлое, микропористое строение (см. рис. 2, b, с). Амальгама золота трещиноватая и имеет хрупкую консистенцию, так как морфология трещин зубчатая с резкими, каленообразными перегибами. Обломочные фрагменты острореберные. Их ориентировка субпараллельная и поперечная границам кайм.

Внешняя граница – прямолинейно-овальная или слабо пологоволнистая. Морфология контакта пленки

техногенной амальгамы с обломочной частицей более причудливая (унаследующая реликтовый узор поверхности пленки аутигенного золота), чем внешняя поверхность. Следует отметить, что исходная ртуть при смачивании поверхности природной каемки аутигенного золота растворяла волосовидные и чешуйчатые наросты нового золота, сглаживая ее поверхность. При микронной толщине амальгамы шиповидная биогенно-аутигенная морфология поверхности сохраняется, видимо, количество растворяемого золота в ртути ограничено. Внутреннее строение каемок амальгамы золота микрозернистое, судя по её фельзитоподобному строению обособлений разной интенсивности окраски BSE изображений, с размером зерен десятые и сотые доли микрона. По составу кайма амальгамы неоднородная, определяются фазы с различным содержанием Hg, при отсутствии других элементов-примесей. Проба амальгамы золота - 875-949 ‰ (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав золота в зонах амальгамы высокопробной каймы и ядра, мас. % (р.Черная)

Table 2

			Π			
номер частицы	участок частицы	Hg	Ag	Au	Σ	Прооность, %
	Кайма амальгамы	4,81	0,04	95,15	100	951
		5,04	-	93,66	98,69	949
573-1	Высокопробная кайма	_	-	100	100	1000
	Ядро	_	16,73	84,65	101,39	834
	—————	_	16,52	84,3	100,82	836
	Кайма амальгамы	10,19	-	90,42	100,61	898
573-2	Высокопробная кайма	_	1,22	98,78	100	987
	Ядро	_	16,2	84,76	100,96	839
	Кайма амальгамы	4,75	-	95,25	100	952
573-3	Высокопробная кайма	-	-	100	100	1000
	Ядро	_	13,97	86,03	100	860
	Кайма амальгамы	4,87	-	95,13	100	951
573-4	Высокопробная кайма	-	-	100	100	1000
	Ядро	-	4,47	95,53	100	955
	Кайма амальгамы	6,51	-	93,49	100	934
572 5		5,31	-	94,69	100	947
575-5	Высокопробная кайма	-	-	99,46	99,46	1000
	Ядро	—	10,87	89,6	100,77	891
	Кайма амальгамы	9,5	-	90,5	100	905
573-6	Высокопробная кайма	_	1,14	98,86	100	989
	Ядро	_	6,79	91,94	98,74	931

Chemical composition of gold in amalgam, high-grade fringe and core zones, wt % (Chernaya River)

Граница между фазами размытая, ввиду мелких их размеров. Сегрегационные прожилки, гнезда внутри амальгамы и сегрегационные пленки самой внешней части каймы амальгамы золота (см. рис. 2, *c*) характеризуются повышенными концентрациями (20–25 %) Hg. В фельзитоподобной массе амальгамы золота иногда отмечаются «взвешенные» обрывки фрагментов биогенных наростов аутигенного золота.

Техногенно-биогенное ртутистое золото. Техногенно-биогенное ртутистое золото встречено в россыпи р. Чёрной. Распространенность этих агрегатов приурочена к участкам отвальных россыпей, которые сформировались после ранних периодов отработки с применением ртути при извлечении мелких фракций золота.

Подобные агрегаты, но только значительно меньшего диаметра проволочек золота наблюдались нами в пористых гидроксидах железа, примыкающих к каймам

техногенной амальгамы. Индивидуализированные образования представляют спутанно-проволочковидный пленочный агрегат золота по биомассе нитевидных бактерий, сцементирован охристо-землистой смесью гидроксидов железа, серпентино-хлорита, гидрослюдистых глинистых минералов и кварца. Отсутствие ориентировки проволочек золота дает в срезе агрегат сросшихся округлых, эллипсовидных и червеобразных форм зерен (рис. 2, d). Диаметр «проволочек» – 1–2 мкм. Приблизительная оценка объема металлической фазы в нерудной матрице составила около 30 %. Электронно-микроскопические снимки фиксируют фельзитоподобную структуру ветвистых телец Au-Ag-Hg состава. Аналитические измерения показывают следующие вариации концентраций главных элементов, %: 71,06-81,55 Au; 2,75-5,9 Ag; 15,1-23,4 Нд (табл. 3).

Таблица З

Chemical composition of technogenic-blogenic gold, wi 70									
Спектр	Ag	Au	Hg	Сумма					
91	3,53	75,75	20,72	100					
92	3,47	78,48	18,05	100					
93	4,29	78,92	16,79	100					
94	4,36	79,14	16,51	100					
95	3,69	81,14	15,17	100					
96	5,91	71,35	22,74	100					
97	5,52	71,06	23,42	100					
98	4,84	76,02	19,15	100					
99	4,56	78,43	17,01	100					
100	4,66	77,37	17,97	100					
101	2,75	81,55	15,70	100					
102	4,33	78,82	16,85	100					
103	5,54	78,18	16,27	100					
104	4,56	77,94	17,50	100					
105	5,12	78,37	16,51	100					
106	4,14	78,48	17,37	100					
107	4,19	79,01	16,80	100					
108	4,38	79,31	16,31	100					
109	3,10	76,55	20,35	100					
110	4,02	78,4	17,58	100					
Hg Mac. % 24- 22- 20- 18- 785 785 785 785 785 785 785 785 785 785	711• 713• ⁶⁰ • ⁷⁷⁴ ⁷⁸⁰ ⁷⁸⁴ ⁷⁹⁵ •782	b % 80- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 20- 40- 40- 40- 40- 40- 40- 40- 4	C n, % 100- 80- 60- 40- 20-	→					
3	5 Ад. мас. %	17 19 21 23 Нд,мас.%	3 4 5	Ag, Mac.%					

Химический состав техногенно-биогенного золота, мас. %

Table 3



Fig. 4. Distribution of mercury and silver impurities in hairlike particles of technogenic-biogenic gold a –Ag, Hg concentrations and fineness ratio; b, c – morphology of cumulative curves of Hg and Ag impurity concentrations

Между Hg и Ag в техногенном интерметаллиде Hg-Ag-Au состава отсутствует корреляция между концентрациями Hg и Ag и характерна возрастающая дискретность стехиометрических составов (см. рис. 4, a). И.Я. Некрасов [1991] отмечает, что сплавы с содержанием выше 5 % Hg, вероятно, полифазные. По данным эксперимента, растворимость ртути в золоте при 25 °C ниже 15 %.

Кумулятивная кривая распределения Hg в этой разновидности золота характеризуется двумя перегибами – в точках нарастающего процента 70 % – (Hg 17,9 %) и 90 % – (Hg 20,9 %) (рис. 4, *b*). Средний шаг прироста концентраций Hg в интервале содержания 15,1–17,9 % составил 0,04 %; в интервале 18–20,9 % – 0,15 % и %; в интервале 21–23,9 % – 0,3 %, что, вероятно, свидетельствует о прерывистом характере вхождения концентраций ртути в состав амальгамы.

В кумулятивной кривой распределения Ag в техногенно-биогенной амальгаме Hg-Ag-Au состава зафиксированы перегибы кумулятивной кривой в интервалах 18–19 и 20–21 % Hg (рис. 4, c). Средний шаг прироста концентрации серебра в минерале с содержанием Ag 2–3,9 % составил – 0,08 %, а в интервале 4–5,9 % – 0,03 %.

Обсуждение результатов

Присутствие аутигенного золота в россыпях является обычным, а не уникальным явлением. Аутигенное золото фиксируется в аллювиальных современных и древних россыпях, но не известно в элювиальных отложениях [Петровская, 1973]. Это золото образует самостоятельные гипергенные новообразования, нарастает на обломочные частицы золота, минералы с высокой удельной поверхностью и сорбционной способностью. Наросты аутигенного золота предпочтительно образуются на гипергенных метасоматических ВКО частиц россыпного золота и нередки срастания с техногенными рукотворными металлическими образованиями (гвозди, проволока, рыболовные крючки и др.) [Никифорова и др., 2020].

Морфология агрегатов новообразований гипергенного золота представляет бугорки, корочки, пленки, губчатые агрегаты на поверхности окатанных золотин, мелкие кристаллики и их сростки в трецинах дегидратации, порах, кавернах бурых железняков и глинистых агрегатах осадочного материала россыпей. Каемки нового золота обычно не толще 1 мм. Нередко аутигенное золото вызывает склеивание и увеличение размера частиц. Характерная микроструктура для новообразованного золота – зернистая, спутанно-волосовидная, пористая, глобулярная, иногда кристаллическая; пробность – 1000 ‰ и ниже [Петровская, 1941; Яблокова, 1965]. В россыпях рек Некля и Татарка И.В. Кузнецовой и П.П. Сафроновым [2021] охарактеризовано аутигенное микро- и нанозолото в срастании с глинистыми минералами, гидроксидами Fe, Mn и частицами углерода, а также нарастающие на гипогенное обломочное золото. Авторы статьи отмечают, что в россыпи происходит укрупнение золота за счет срастания частиц обломочного и аутигенного золота. На поверхности таких агрегатов отмечаются дендриты, сфероидальные, червеобразные и пластинчатые наноформы. Состав частиц благородного металла в сростках изменяется от собственно серебра, электрума, самородного золота различной пробы, содержащих примеси Cu, Zn, Hg.

Количество, аутигенного золота, по мнению Л.В. Фирсова [1985] и В.А. Наумова [2021], может составлять 15–40 %, а по отдельным золотинам 50–70 % от общей массы россыпного золота. Н.В. Петровская [1973], по своим наблюдениям и обобщенным сведениям в опубликованных работах, отмечает, что количество нового золота в россыпях доли процентов. При изучении шлихов мы часто фиксируем первые десятки процентов нового золота, но оно пористое и весовое его количество ничтожно. Р.А. Амосов с соавторами [2004] придерживаются взглядов Н.В. Петровской, что в россыпях находится ничтожное количество аутигенного золота. По нашим наблюдениям, количество аутигенного золота в россыпях района не превышает десятых долей процентов.

Рассматривая поведение золота в динамичном процессе литогенеза (выветривания, седиментогенеза, сингенеза, диагенеза и катагенеза), мы отмечаем, что происходит последовательное высвобождение частиц из первичных агрегатов, механическая обработка, растворение, отложение частиц гипогенного золота, метасоматическое и динамическое преобразование кластогенного материала, в том числе и золота В заключительную стадию сингенеза, при формировании золотоносного пласта, отлагается новое золото.

Глубокие преобразования эндогенного золота происходят уже на первой стадии литогенеза – при выветривании и окислении коренных руд. Например, в золотоносных корах выветривания Олимпиадинского месторождения Енисейского кряжа нами установлено золото в воднорастворимой, сорбированной, ферри-, сульфидной и самородной формах [Сазонов и др., 2019]. Крупные частицы реликтового золота, подвергаются растворению, выщелачиванию ассоциирующих минералов, образованию дисперсных ограненных, шаровидных и дисковидных крипточастиц (рис. 5).



Рис. 5. Морфология самородного золота окисленных руд Олимпиадинского месторождения а – реликтовое золото; b, c – губчатое золото; d – кристалл золота; е – глобулярное золото; f – дисковидное золото

Fig. 5. Morphology of native gold of oxidized ores from the Olimpiada deposit a – relic gold; b, c – sponge gold; d – gold crystal; e – globular gold; f – disc-shaped gold

Перенос материала из области питания осуществляется в твердой, коллоидной, сорбированной и катионно-анионных комплексных формах. В стадию седиментогенеза в окислительной среде текучих вод растворенные в воде гидраты (Au(OH)4, AuOOH), галогениды, нитраты, нитриды, тиосульфаты золота обладают повышенной подвижностью [Антропова и др., 1980; Черепнин, Бернатонис, 1981; Иванов, 1997; Колпаков и др., 2010; Сазонов и др., 2019; Кузнецова, Сафонов, 2021]. Хемогенное золото, выщелоченное из сульфидов, и микронные глобули и кристаллы, образовавшиеся при диспергации частиц в корах выветривания переносятся водными потоками. В.В. Колпаков с соавторами [2010] со ссылкой на Б.А. Воротникова свидетельствуют, что перенос золота в водах осуществляется в анионах – AuClOH⁻ и AuCl(OH) $_2^-$; AuCl₂⁻; (Au,Ag)(S₂O₃)³⁻. По материалам О.И. Кальной с соавторами [2019], воды золотоносных рек Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района близ нейтральные или слабо щелочные. Химический состав вод р. Билелиг - гидрокарбонатный магниевонатриевый, р. Алгияк – сульфатно-гидрокарбонатный натриевый; р. Чёрная – сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В незначительных количествах присутствуют хлориды, нитраты и нитриды, нефтепродукты и фенолы. Из катионов отмечается повышенное содержание железа. Общая минерализация вод незначительная – 0,110–0,166 мг/л. Согласно исследова-

нию С.М. Радомского и В.И. Радомской [2008], с поверхностными водами связана значительная миграция благородных металлов из районов добычи. По их наблюдениям, годовой вынос золота с территории Верхнего Приамурья составляет около 20 т. На долю коллоидного золота приходится менее 1 %, а на тонкое золото (<0,1 мм) – около 10 %. Главная масса золота в виде частиц крупнее 0,1 мм переносится в придонном материале, насыщенным обломочными частицами. Вода является вмещающей и транспортирующей средой, особенно в районах разработки полезных ископаемых. При добыче извлекаются золотины крупнее 0,1 мм, а более мелкие рассеиваются в окружающей среде. Процесс поступления золота в окружающую среду происходит естественным (природным) и техногенным путями. Питание рек осуществляется за счет разгрузки водоносных горизонтов (5-8%) и за счет стока талых (15-20%) и дождевых (75-80%) вод (в климатической зоне Верхнего Приамурья). Сток поверхностных вод низкой минерализации осуществляется быстро. Основной загрязнитель - взвешенные вещества. Минерализация поровых вод в отложениях золотоносного пласта имеет более высокую концентрацию растворенных соединений, меньший окислительный потенциал, чем в водотоке, но видовой состав растворенных веществ, вероятно, прежний. В этой среде осуществляются электрохимические реакции, коагуляция коллоидов, сорбционное отложение взвесей.

В результате на обломочных частицах золота отмечаются криптозернистые, колломорфные и биогенные наросты аутигенного золота. Глинистые и углеродистые агрегаты, аутигенные «сухари» оксидов Fe и Mn, распространенные в золотоносных песках, содержат мельчайшие частицы аутигенного золота. В опубликованной литературе по геохимии золота отмечается, что активными осадителями золота в геологических средах являются гидроксиды железа и марганца, глинистые частицы, клеточные стенки золотофильных микроорганизмов, органические соединения (Ме-метильные и Ph-фенольные группы) [Черепнин, Бернатонис, 1981; Иванов, 1997; Кузнецова, Сафонов, 2021].

По нашему мнению, в формировании пленок аутигенного золота и гидроксидов железа на обломочных частицах металла принимают участие и имеют определяющее значение электрохимические (гальванические) процессы соосаждения золота с гидратами железа. Коллоидные, а также криптозернистые частицы характеризуются определенным электрическим зарядом: положительно заряженные коллоиды – гидраты Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, CaCO₃, MgCO₃, a отрицательный заряд имеют коллоиды SiO₂, глинистых, гумусовых, сульфидов полиметаллов, золота, серебра, платины. При этом зоны метасоматических высокопробных ободков частиц, формирующихся в гипергенных условиях, в связи выщелачиванием Аg и других подвижных элементов из поверхностных участков частиц, приобретают отрицательный заряд и свойства катода [Хертек, Сазонов, 2023]. Это стимулирует восстановление Au и Fe с образованием специфических «рубашек» на поверхности высокопробных каемок детритовых частиц. Таким образом, образование метасоматических ВКО и аутигенных наростов золота на частицах является взаимосвязанным процессом.

В обобщающей работе Н.В. Петровской [1973] по геологии, минералогии и генезису эндогенного и россыпного золота утверждается, что образование аутигенного золота происходило при участии бактерий, поэтому в литературе оно часто называется биохимическим. В научной и методической литературе по седиментологии отмечается, что в зонах окисления, корах выветривания и бассейнах осадконакопления в процессе трансформации золота играют биогенные процессы [Справочное..., 1958; Наумов, 2021]. Количество бактерий особенно велико в самом верхнем слое осадка и резко уменьшается по мере углубления. Биогенное золото имеет нитчатые, спиральные и кокоидные формы, сходные с метафицированными цианобактериями [Куимова, 2004]. Известны находки псевдоморфоз золота по микробактериям и водорослям (микрофоссилии). Новообразования обволакивают органические остатки, но не замещают их. G. Kerr с соавторами [2017] на россыпном месторождении золота Отаго на юге Новой Зеландии отмечали периферийные ободки перекристаллизации и наросты золота на поверхности частиц. Авторы исследования вслед за [Falconer, Craw, 2009; Reith et al., 2012; Rea et al., 2016; Stewart et al., 2017] связывают образование наростов с аутигенным бактериально-химическим осаждением металла из грунтовых вод после отложения обломочного материала и формирования осадка. Причем, G. Kerr отмечала несколько генераций аутигенных наростов. Наросты имеют микро- и нанометровый размер и представляют смесь комковатых, кристаллографических форм, червеобразных и пластинчатых агрегатов. Они часто отлагаются на глине в углублении и на поверхности частиц. Аутигенное золото мобилизуется из биопленок и серных комплексов на поверхности обломочных частиц золота в около нейтральной среде грунтовых вод. Выводы авторов не противоречат нашим наблюдениям.

Каймы техногенной амальгамы на частицах золота и спутанно-волосовидные агрегаты техногенно-биогенного золота образовались в отвальных россыпях в результате эксплуатационных работ, которые стимулировали вовлечение тонкообломочного, коллоидного, биогенного материала в техногенный седиментогенез (взвешивание частиц золотоносного пласта, перенос, поглощение ртутью, сорбцию золотофильными бактериями, отложение и преобразование в промышленных водах и техногенном осадке). Образование хемогеннобиогенных агрегатов золото-ртутных соединений являются свидетельством быстротечности процесса отложения аутигенного золота, измеряемого годами или десятилетиями. В нашем случае золотосодержащая ртутная оболочка приобрела твердую и хрупкую консистенцию и при усыхании-отвердении стала трещиноватой. Мелкие частицы золота и внешняя область обломочных частиц золота растворились в ртути с образованием полифазного агрегата техногенной амальгамы золота. Избыток растворенного золота против стехиометричного в составе амальгамы выделился в виде «роя» пылеватых частиц золота, а в результате их сегрегации преобразован в жилковидные и пленочные агрегаты в трещинах и на поверхности амальгамы.

Техногенно-биогенное золото в виде нитчатых ветвистых агрегатов, встреченных нами в техногенной россыпи р. Чёрной, является ярким примером участия биогенных процессов в формировании аутигенного золота. Р.А. Амосов [1995] подобные образования (спириллы) из россыпей Хабаровского края отнес к «мумифицированным» цианобактериям. При этом высокая степень сохранности этих «ажурных» образований, по свидетельству Р.А. Амосова, предполагает их прижизненное замещение золотом. Он отмечает, что избыточная концентрация ртути вызывает появление «золотолюбивых» штаммов цианобактерий, которые, покрываясь золотым чехлом, защищаются от проникновения ртути в клетку.

Заключение

В россыпях золота Амыло-Систигхемского руднороссыпного района Хемчикско-Куртушубинской металлогенической зоны Западного Саяна выявлены агрегаты аутигенного золота, представленные каймами, чешуйчатыми, криптоконическими и волосовидными наростами хемогенно-биогенного серебристого золота (937-1 000 ‰), каймами техногенной золото-серебряной амальгамы и спутанно-волокнистыми агрегатами техногенно-биогенного ртутистого золота. Каймы и чешуйчатые отростки аутигенного золота толщиной от долей до нескольких микрометров отлагаются на метасоматических ВКО. Внутренняя часть аутигенной каймы, примыкающая к ВКО, представляет собой криптозернистый агрегат хемогенного отложения, а внешняя - ажурными агрегатами «мумифицированных» золотом цианобактерий. Ртутистые техногенные аутигенные образования состоят из трех фаз, содержащих Нg в интервалах 4,75-6,51; 9,5-10,19 и 20-25 %; Ag - до 4,3 % в амальгаме и отсутствуют в спутанно-волосовидных агрегатах техногенно-биогенного золота.

Образование аутигенного золота происходит на стадии сингенеза, при формировании природного золотоносного пласта и образовании золотоносных обособлений в техногенных отвалах, разорванных значительным временным интервалом. Таким образом, аутигенных образований золота может быть несколько генераций, соответствующих периодам образования природной россыпи и техногенного переотложения не извлеченного россыпного металла при добычных работах. Массовое количество аутигенного золота в россыпях Амыло-Систигхемского рудно-россыпного района менее десятых долей процента.

Отложение аутигенного золота происходит из поровых вод, насыщающих осадок терригенного материала, в большей мере в верхней зоне золотоносного пласта. Золото в поровых водах находится в виде ионов Au, коллоидов и комплексных соединений AuClOH,[–] и AuCl(OH)₂[–]; AuCl₂[–]; (Au,Ag)(S₂O₃)^{3–} и др. Отложение золота осуществлялось хемогенным способом, в значительной мере формированию агрегатов аутигенного золота способствовали золотофильные бактерии. Поэтому правомерно заключение H.B. Петровской, что аутигенное золото россыпей является хемогенно-биогенным.

При каогуляции золотосодержащих коллоидов и восстановлении золота из слабо насыщенных истинных растворов существенную роль играли гальванические процессы.

По нашему мнению, в формировании положительного заряда на поверхности кластогенных частиц золота играло образование метасоматических ВКО в связи с метасоматическим очищением металла от примесей Ag и Cu. В результате гальванического процесса из поровых вод на положительно заряженной поверхности осаждались пленки гидроксидов железа и аутигенного золота.

Каймы техногенной амальгамы на частицах золота образовались в отвальных россыпях в результате эксплуатационных работ с применением ртути. Ртуть поглощала и аккумулировала мелкие взвешенные частицы золота в поровых водах, обволакивала кластогенный металл. Ртуть растворяла мелкие частицы и волосовидные тельца биогенного золота с образованием техногенных амальгам. В каймах нами установлены стехиометрические фазы амальгамы золота (І и II): I (Au 93,49–95,2 %), Hg (4,75–6,51 %); II (Au 90,42-90,5 %), Нд (9,5-10,19 %) и Ш (Аи 69,5-76,5 %), Ag (3,5-5,5 %), Hg (20-25 %). Последняя (III) фаза представлена золото-серебряной амальгамой, образующей сегрегационные нитевидные прожилки и точечные выделения в первых двух фазах. Амальгама имеет хрупкую консистенцию и трещиноватую текстуру.

Техногенно-биогенные пористые спутанно-волокнистые агрегаты полифазного ртутистого золота, сцементированные охристой смесью гидроксидов железа, серпентино-хлорита, гидрослюдистых глинистых минералов и кварца, являются «мумифицированными» золотофильными бактериями.

Список источников

Амосов Р.А. Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.

Амосов Р.А., Долбня О.В., Лапина М.И. Поведение золота в зоне гипергенеза (минералогический аспект) // Золото Сибири и Дальнего Востока. Геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием г. Улан-Удэ 21–25 сентября 2004 г. Улан-Удэ : Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004. С. 263– 265.

Антропова Л.В., Шуралева А.З., Фарфель Л.Ф., Айзенберг Ф.М., Приемов Г.А. Формы нахождения золота в горных породах // Методика и техника разведки : сб. тр. 1980. № 136. С. 5–21.

Берзон Р.О. Составление карты прогноза на золото южного обрамления Сибирской платформы в м-бе 1 : 500 000. Часть II. Прогнозная карта территории Тув. АССР: отчет о науч.-иссл. работе. М. : ЦНИГРИ, 1983. 180 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-46, (47)-Абакан. Объяснительная записка. Бармина С.А., Беззубцев В.В., Берзон Е.И. и др. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.

Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник : в 6 кн. / под ред.Э.К. Буренкова. М. : Экология, 1997. Кн. 5: Редкие d-элементы. 576 с.

Кальная О.И., Аюнова О.Д., Прудников С.Г., Хертек Ч.М. Геологические условия и оценка эколого-гидрохимического состояния водотоков в районе Алгиякского золотоносного узла // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура : материалы Ш-й Междунар. науч.-практ. конф., посв. 25-летию ТувИКОПР СО РАН и 45-летию академической науки в Туве / под общ. ред. Г.Ф. Балакиной; отв. ред. В.О. Ооржак. Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2019. С. 302–308.

Колпаков В.В., Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Осинцев С.Р. Новое золото в аллювиальных россыпях // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований : материалы Всерос. конф., посв. 100-летию Н. В. Петровской (1910–1991). М. : ИГЕМ РАН, 2010. Т. І. С. 261–263.

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение : учеб. пособие для вузов. М. : Недра-Бизнесцентр, 2007. 511 с.

Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии : учеб. пособие для вузов. М. : Научный мир, 2011. 260 с. Кузнецова И.В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье) : автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Красноярск : СФУ, 2011. 21 с.

Кузнецова И.В., Сафронов П.П. Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) // Литосфера. 2021. Т. 21, № 2. С. 239–255.

Куимова Н.Г. Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте // Золото Сибири и Дальнего Востока. Геология, геохимия, технология, экономика, экология : тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием г. Улан-Удэ 21-25 сентября 2004 г. Улан-Удэ : Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004. С. 124–126.

Наумов В.А. Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Пермь, 2010. 39 с.

Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. Руководство к лабораторным занятиям по изучению осадочных пород. 6-е изд., доп. Иркутск, 2021. 592 с.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М. : Наука, 1991. 312 с.

Никифорова З.С., Прудников С.Г., Лебедев В.И., Ойдуп Ч.К., Тулаева Е.Г. О возможности выявления эоловых россыпей золота на территории Тувы // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 1–8.

Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика, 2020. Т. 61, № 11. С. 1514–1534.

Петровская Н.В. Морфология и структура «нового» золота // Доклады АН СССР. 1941. № 32 6). С. 424–426.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). Новосибирск : Наука, 1973. 347 с.

Прудников С.Г. Формационно-геоморфологическая модель россыпеобразования в Туве и Западном Саяне // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества (научные труды ТувИКОПР СО РАН). Кызыл : Тув. ИКОПР СО РАН, 2005. С. 9–25.

Радомский С.М., Радомская В.И. Неравновесное распределение золота в поверхностных водах верхнего и среднего Приамурья // Наногеохимия золота : труды симпозиума, Владивосток, 17–18 апреля 2008 г. Владивосток : Дальнаука, 2008. С. 157– 162.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Бабенков Д.Е. Изучение форм нахождения золота в рудах и хвостах ЗИФ Олимпиадинского ГОКа // Горный журнал. 2019. № 4. С. 54–59.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л. : Госгеолтехиздат, 1958. Т. 1. 486 с.

Фирсов Л.В. Золотокварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск : Наука, 1985. 217 с.

Хертек Ч.М., Сазонов А.М. Деформационные и метасоматические преобразования детритового золота при россыпеобразовании // Руды и металлы. 2023. № 4. С. 37–60.

Черепнин В.К., Бернатонис В.К. Вторичные процессы в сульфидных и золоторудных месторождениях. Томск : ТПИ, 1981. 90 с.

Яблокова С.В. Образование «нового» золота в некоторых россыпях Южной Якутии. Геология россыпей. М. : Наука, 1965. С. 152–155.

Япаскурт О.В. Литология. М. : Академия, 2008. 336 с.

Falconer D.M., Craw D. Supergene gold mobility: a textural and geochemical study from gold placers in southern New Zealand // Supergene Environments, Processes and Products. Economic Geology Special Publication. 2009. V. 14. P. 77–93.

Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. Transportrelated mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand // Sediment.Geology. 2017. № 361. P. 52–63.

Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. Supergene gold transformation: secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand // Chemical Geology. 2012. № 320. P. 32–46.

Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. Bacterial biofilmson gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold // FEMS Microbiol. Ecology. 2016. № 92 (6). P. 1–12.

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, № 2. P. 1–21.

Stewart J., Kerr G., Prior D., Halfpenny A., Pearce M., Hough R., Craw D. Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits // Ore Geology Reviews. 2017. № 88. P. 43–56.

References

Amosov R.A. Ontogenezis samorodnogo zolota Rossii [Ontogenesis of native gold in Russia]. Moscow: TSNIGRI, 1995. 151 p. In Russian

Amosov R.A., Dolbnya O.V., Lapina M.I. *Povedenie zolota v zone gipergeneza (mineralogicheskiy aspekt)* [Behavior of gold in the hypergenesis zone (mineralogical aspect)] // Gold of Siberia and the Far East. Geology, geochemistry, technology, economics, ecology.

Theses of the Third All-Russian Symposium with international participation. Ulan-Ude. 21–25 September 2004, Ulan-Ude. Publishing House of the Buryatia Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2004. pp. 263–265. In Russian

Antropova L.V., Shuraleva A.Z., Farfel L.F., Eisenberg F.M., Priyemov G.A. *Formy nakhozhdeniya zolota v gornykh porodakh* [Forms of gold occurrence in rocks] // Exploration methods and techniques: collected papers. Leningrad, 1980. No. 136. pp. 5–21. In Russian

Berzon R.O. *Sostavlenie karty prognoza na zoloto yuzhnogo obramleniya Sibirskoy platformy v m-be 1 : 500 000.* [Compilation of the gold forecast map for the southern framing of the Siberian Platform in 1 : 500,000 scale]. Part II. Forecast map for the territory of the Tuva ASSR: Report on scientific and research work. Moscow, TSNIGRI, 1983. 180 p. In Russian

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (new series).]. Barmina S.A., Bezzubtsev V.V., Berzon E.I. Scale 1:1,000,000 (new series). Sheet N-46, (47)-Abakan. Explanatory note. et al. St. Petersburg.: VSEGEI Map Reproduction Plant, 2000. 295 p. In Russian

Ivanov V.V. *Ekologicheskaya geokhimiya elementov* [Ecological geochemistry of elements: Handbook: in 6 books.]: Reference book: in 6 books / Edited by E.K. Burenkov. Moscow: Ecology, 1997. Book 5: Rare d-elements. 576 p. In Russian

Kalnaya O.I., Ayunova O.D., Prudnikov S.G., Khertek Ch.M. *Geologicheskie usloviya i otsenka ekologo-gidrokhimicheskogo sostoyaniya vodotokov v rayone Algiyakskogo zolotonosnogo uzla* [Geological conditions and assessment of the ecological and hydrochemical state of watercourses in the area of the Algiyak gold-bearing cluster] // Regional economy: technology, economics, ecology and infrastructure: Proceedings of the 3rd International Scientific and Practical Conference dedicated to the 25th anniversary of the Tuvinian Institute for Comprehensive Development of Natural Resources SB RAS and the 45th anniversary of academic science in Tuva / Generally edited by G.F. Balakina, edited by V.O. Oorzhak. Kyzyl: Tuvinian Institute for Comprehensive Development of Natural Resources SB RAS, 2019. pp. 302–308. In Russian

Kolpakov V.V., Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Osintsev S.R. *Novoe zoloto v allyuvial'nykh rossypyakh* [New gold in alluvial placers]// Native gold: typomorphism of mineral associations, conditions of deposits formation, problems of applied research: Proceedings of the All-Russian Conference dedicated to the 100th Anniversary of N.V. Petrovskaya (1910–1991). Moscow: Institute of Geology and Earth Mechanics of RAS, 2010. Vol. 1. pp. 261–263. In Russian

Kuznetsov V.G. *Litologiya. Osadochnye gornye porody i ikh izuchenie*: [Lithology. Sedimentary rocks and their study: Textbook for universities.]. Moscow: Nedra-Business Center, 2007. 511 p. In Russian

Kuznetsov V.G. Litologiya. Osnovy obshchey (teoreticheskoy) litologii. [Lithology. Fundamentals of General (Theoretical) Lithology. Textbook. Manual for Universities.] Moscow: Nauchny mir, 2011. 260 p. In Russian

Kuznetsova I.V. Geologiya, tonkodispersnoe i nanorazmernoe zoloto v mineralakh rossypey Nizhneselemdzhinskogo uzla (Priamur'e). [Geology, finely dispersed and nanosized gold in minerals of placers of the Nizhneselemdzhinsky node (Amur region)] Author's thesis. ...Cand. of Geol. and Miner. Krasnoyarsk: SFU, 2011. 21 p. In Russian

Kuznetsova I.V., Safronov P.P. Samorodnoe zoloto kor vyvetrivaniya Nizhneselemdzhinskogo zolotonosnogo uzla (Priamur'e) [Native gold of weathering crusts of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing cluster (Amur region)] // Lithosphere. 2021. V. 21. No. 2. pp. 239–255. In Russian

Kuimova N.G. *Biogennaya mineralizatsiya zolota v prirode i eksperimente* [Biogenic gold mineralization in nature and experiment] // Gold of Siberia and the Far East. Geology, geochemistry, technology, economics, ecology. Theses of the Third All-Russian Symposium with international participation. Ulan-Ude. 21–25 September 2004 Ulan-Ude. Publishing House of the Buryatia Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2004. pp. 124–126. In Russian

Naumov V.A. *Minerageniya, tekhnogenez i perspektivy kompleksnogo osvoeniya zolotonosnogo allyuviya* [Minerageny, technogenesis and prospects for integrated development of gold-bearing alluvium] Author's thesis. Perm, 2010. 39 p. In Russian

Naumov V.A. Opticheskoe opredelenie komponentov osadochnykh porod [Оптическое определение компонентов осадочных пород] Guide to laboratory classes on the study of sedimentary rocks. 6th edition, suppl. Irkutsk, 2021. 592 p. In Russian

Nekrasov I.Ya. *Geokhimiya, mineralogiya i genezis zolotorudnykh mestorozhdeniy* [Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits] Moscow. Nauka, 1991. 312 p. In Russian

Nikiforova Z.S., Prudnikov S.G., Lebedev V.I., Oidup Ch.K., Tulaeva E.G. *O vozmozhnosti vyyavleniya eolovykh rossypey zolota na territorii Tuvy* [On the possibility of identifying eolian gold placers in the territory of Tuva] // *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and mineral resources]. 2007. No. 1. pp. 1–8. In Russian

Nikiforova Z.S., Kalinin Yu.A., Makarov V.A. Evolyutsiya samorodnogo zolota v ekzogennykh usloviyakh [Evolution of native gold in exogenous conditions] // Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]. 2020. V. 61. No. 11. pp. 1514–1534. In Russian

Petrovskaya N.V. *Morfologiya i struktura "novogo" zolota* [Morphology and structure of the "new" gold] Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR, 1941. 32(6). Pp. 424–426. In Russian

Petrovskaya N.V. Samorodnoe zoloto (obshchaya kharakteristika, tipomorfizm, voprosy genezisa) [Native gold (general characteristics, typomorphism, questions of genesis).]. Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1973. 347 p. In Russian

Prudnikov S.G. Formatsionno-geomorfologicheskaya model' rossypeobrazovaniya v Tuve i Zapadnom Sayane [Formationalgeomorphological model of placer formation in Tuva and Western Sayan] // State and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia. Geoecology of natural environment and society (scientific papers of the Tuvinian Institute for Comprehensive Development of Natural Resources SB RAS). Kyzyl: Tuvinian Institute for Comprehensive Development of Natural Resources SB RAS, 2005. pp. 9–25. In Russian

Radomsky S.M., Radomskaya V.I. *Neravnovesnoe raspredelenie zolota v poverkhnostnykh vodakh verkhnego i srednego Priamur'ya* [Nonequilibrium distribution of gold in surface waters of the upper and middle Amur region] // Gold nanogeochemistry: Proceedings of the symposium, Vladivostok, 17–18 April 2008. Vladivostok: Dalnauka, 2008. pp. 157–162. In Russian

Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Silyanov S.A., Babenkov D.E. *Izuchenie form nakhozhdeniya zolota v rudakh i khvostakh ZIF* Olimpiadinskogo GOKa [Study of gold occurrence forms in ores and tailings of the Olimpiada Mining and Processing Plant]// Gornyy zhurnal [Mining Journal]. 2019. No. 4. pp. 54–59. In Russian

Spravochnoe rukovodstvo po petrografii osadochnykh porod [Handbook of Petrography of Sedimentary Rocks]. Leningrad: Gosgeoltekhizdat, 1958. V. 1. 486 p. In Russian

Firsov L.V. Zolotokvartsevaya formatsiya Yano-Kolymskogo poyasa [Gold-quartz formation of the Yana-Kolyma belt]. Novosibirsk: Nauka, 1985. 217 p. In Russian

Khertek Ch.M., Sazonov A.M. *Deformatsionnye i metasomaticheskie preobrazovaniya detritovogo zolota pri rossypeobrazovanii* [Deformational and metasomatic transformations of detrital gold during placer formation] // *Rudy i metally* [Ores and Metals]. 2023. No. 4. pp. 37–60. In Russian

Cherepnin V.K., Bernatonis V.K. Vtorichnye protsessy v sul'fidnykh i zolotorudnykh mestorozhdeniyakh [Secondary processes in sulphide and gold ore deposits] Tomsk: TPI, 1981. 90 p. In Russian

Yablokova S.V. Obrazovanie "novogo" zolota v nekotorykh rossypyakh Yuzhnoy Yakutii [Formation of "new" gold in some placers of Southern Yakutia]. Geology of placers. Moscow: Nauka, 1965. pp. 152–155. In Russian

Yapaskurt O.V. Litologiya [Lithology]. Moscow: Academy, 2008. 336 p. In Russian

Falconer D.M., Craw D. Supergene gold mobility: a textural and geochemical study from gold placers in southern New Zealand. In: Titley, S.R. (Ed.), Supergene Environments, Processes and Products. Economic Geology Special Publication. 2009. V. 14. pp. 77–93.

Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. Transportrelated mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand. Sediment.Geology. 2017. No. 361. pp. 52–63.

Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. Supergene gold transformation: secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand. Chemical Geology. 2012. No. 320. pp. 32–46.

Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. Bacterial biofilmson gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold. FEMS Microbiol. Ecology. 2016. 92(6). pp. 1–12

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. No. 2. pp. 1–21.

Stewart J., Kerr G., Prior D., Halfpenny A., Pearce M., Hough R., Craw D. Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits // Ore Geology Reviews. 2017. No. 88. pp. 43–56.

Информация об авторах:

Хертек Ч.М., младший научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия; аспирант, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: chayana83@mail.ru.

Сазонов А.М., доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт цветных металлов, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия. E-mail: Sazonov am@mail.ru

Вклад авторов:

Хертек Ч.М., Сазонов А.М. – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи. Сазонов А.М., Хертек Ч.М. – визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Khertek Ch.M., Junior Researcher, Tuva Institute of Integrated Development of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia; postgraduate student, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: chayana83@mail.ru

Sazonov A.M. D. Sc. (Geol.-Miner.), Professor, Department for Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Non-Ferrous Metals, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: Sazonov_am@mail.ru

Authors' contribution:

Khertek Ch.M., Sazonov A.M. – conceptualization, research, writing the draft manuscript. *Sazonov A.M., Khertek Ch.M.* – visualization, editing of the final version of the manuscript. All authors approved the final version of the article before publication. *The authors declare no conflicts of interests*

Статья поступила в редакцию 24.04.2024; одобрена после рецензирования 19.12.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 24.04.2024; approved after reviewing 19.12.2024; accepted for publication 03.03.2025
ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГЕОГРАФИЯ

Научная статья УДК 551.435.7 doi: 10.17223/25421379/34/8

АДАПТАЦИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ «МЕТОДА ФРАЙБЕРГЕРА» ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА ДРЕЙФА ПЕСКА (НА ПРИМЕРЕ НАДЫМСКОГО ПРИОБЬЯ)

Екатерина Леонидовна Маликова¹, Дмитрий Геннадьевич Маликов²

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

¹malikovael@igm.nsc.ru

² dgmalikov@igm.nsc.ru

Аннотация. Результаты полевых работ и анализ данных метеонаблюдений позволили оценить потенциал переноса песка (*DP*), а также его производные (*RDD*, *RDP*) в Надымском Приобье. Расчет показал, что территория Надымского Приобья является регионом с относительно низкой энергией ветра. При этом в теплое время ветровая энергия практически вдвое сильнее, чем в холодное. Выявлено преобладающее восточное направление миграции песков (*RDD*), которое согласуется с ориентацией эоловых форм на дюнном массиве. Почти все эоловые формы сосредоточены в юго-восточной части раздува, куда песок перемещается под действием северных и северо-западных ветров. Наиболее активное продвижение дюны происходит в летнее время. Также был рассчитан индекс однонаправленности (*RDP*/*DP*) из средней скорости ветра, который показал унимодальный ветровой режим в регионе. Проведенные расчеты показателей потенциала дрейфа позволили оценить интенсивность эолового переноса песка в регионе. Вместе с тем были замечены некоторые региональные особенности применения стандартной методики и предложены возможные варианты исправления полученных погрешностей.

Ключевые слова: эоловый рельеф, ветровой режим, метод Фрайбергера, потенциал дрейфа песка, результирующее направление дрейфа, результирующий потенциал дрейфа

Источник финансирования: государственное задание ИГМ СО РАН № 122041400243-9.

Для цитирования: Маликова Е.Л., Маликов Д.Г. Адаптация и использование «метода Фрайбергера» для оценки потенциала дрейфа песка (на примере Надымского Приобья) // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 109–123. doi: 10.17223/25421379/34/8

Original article doi: 10.17223/25421379/34/8

ADAPTATION AND USE OF THE "FRYBERGER METHOD" FOR SAND DRIFT POTENTIAL ASSESSMENT (ON THE EXAMPLE OF THE NADYM OB AREA)

Ekaterina L. Malikova¹, Dmitriy G. Malikov²

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

¹ malikovael@igm.nsc.ru

² dgmalikov@igm.nsc.ru

Abstract. The desertification problem is very acute in currently. The intensification of aeolian processes in the north of Western Siberia was greatly influenced by human economic activity: sand mining, pipelines, road building, etc. At the same time, climatic factors (wind is the main one) and the material composition of sediments play a paramount role in this matter. The wind regime and its directional variability have a great influence on the morphology and preservation of aeolian landforms. Accurate data on sand transport rates are very difficult to obtain, so many different methods based on environmental assumptions have been proposed to match experimental data. Among them, the method developed by Fryberger is the most widely used. This method is a modification of an equation developed to describe the effect of wind energy on sand drift in a relative rather than absolute manner. This method is also a useful tool for assessing the direction and intensity of wind transport of sand and the extent of dune formation. It is widely used all over the world. In addition to arid regions, this method is used for sand blowing on the coasts of oceans and large lakes, in the Arctic and Antarctic, and even, in an adapted form, to the dune fields of Mars. Despite the widespread use of this method around the world in Russian geomorphology, it turned out to be practically unnoticed. In the proposed work we would like to provide a description of Fryberger method and an indication of the most obvious problems and errors that can affect the obtained



result and lead to erroneous conclusions. The territory of the Nadym Priobye (north of Western Siberia) is considered as a model object for research. For this area, the sand drift potential index and its derivatives (*RDD*, *RDP*) were calculated. The calculation showed that the Nadym Ob area is a region with relatively low wind energy. Moreover, in warm seasons, wind energy is almost twice as powerful as in cold seasons. A predominant eastern direction of sand migration (*RDD*) has been identified, which is consistent with the orientation of aeolian forms on the dune massif. Almost all aeolian forms are concentrated in the southeastern part of the dune massif, where sand is moved by the northern and northwestern winds. The most active movement of the dune occurs in the summer. The directional variability (*RDP/DP*) was also calculated from the average wind speed, which showed a unimodal wind regimes in the region. The calculations of sand drift potential indicators made it possible to estimate the intensity of aeolian sand transport in the region. At the same time, some regional peculiarities in the application of the standard methodology were noted and possible options for correcting the errors obtained were proposed.

Keywords: northern West Siberia, aeolian relief, drift potential, resultant drift direction, resultant drift potential

Source of financing: state assignment of IGM SB RAS №122041400243-9.

For citation: Malikova E.L., Malikov D.G. (2025) Adaptation and use of the "Fryberger method" for sand drift potential assessment (on the example of the Nadym Ob Area. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 109–123. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/8

Введение

Ветер является основным фактором, формирующим эоловый рельеф. До конца XIX в. большинство ученых считали ветровой перенос наносов менее важным, чем перенос водой или ледниками. В начале XX в. наблюдался несколько больший интерес к эоловым процессам и отложениям, ими сформированным. Однако большая часть ранних работ носила описательный характер, и только в середине 1930-х гг. были достигнуты серьезные результаты в понимании механики эолового переноса и образования дюн [Руе, Tsoar, 2009].

Ветровой режим или количество энергии ветра и ее изменчивость по направлению оказывают значительное влияние на морфологию и сохранение эоловых форм рельефа. В частности, ранее было показано, что частота, величина и модальность направления ветров оказывают существенное влияние на форму и морфодинамику дюн [Bagnold, 1941, 1953; Fryberger, 1979; Tsoar, 1989; Lancaster, 1991].

Точные данные о скорости переноса песка получить очень трудно, и было предложено множество разных формул, основанных на допущениях об окружающей среде, чтобы соответствовать экспериментальным данным [Greeley, Iversen, 1985]. Альтернативные методы, основанные на переносе песка ветром или потенциале переноса песка, были предложены несколькими авторами за последние четыре десятилетия [Nickling, Wolfe, 1994; Bullard, 1997]. Среди них наибольшее распространение получил метод, разработанный Фрайбергером [Fryberger, 1978, 1979], в настоящее время принят в условиях пустынь мира. Метод Фрайбергера (Fryberger) является модификацией уравнения, разработанного для относительного, а не абсолютного описания влияния энергии ветра на снос песка [Lettau, Lettau, 1978]. Также этот метод является полезным инструментом для оценки направлений и интенсивности переноса песка ветром и масштабов дюнообразования.

Проблема опустынивания в настоящее время стоит очень остро. На активизацию эоловых процессов на севере Западной Сибири сильно повлияла хозяйственная деятельность человека: добыча песка, трубопроводы, строительство дорог и т.д. [Земцов, 1976; Сизов, 2015]. В то же время первостепенное значение в этом вопросе играют климатические факторы (главным из которых является ветер) и вещественный состав отложений. Для оценки интенсивности этого процесса в аридных регионах широко применяется метод расчета потенциала дрейфа по методу Фрайбергера (Fryberger), который широко применяется по всему миру [McKee, 1979; Bullard et al., 1996; Tsoar, 2001; Wang et al., 2002; Al-Awadhi et al., 2005; Zhang et al., 2015; Zhang, Zhang, 2022]. Помимо собственно аридных районов, данную методику применяют для песчаных раздувов на побережьях океанов и крупных озёр [Carson, MacLean, 1986; Pearce, Walker, 2005; Ludwig et al., 2017; Knight, Burningham, 2019] в условиях Арктики и Антарктики [Muhs, Budahn, 2006; Cohen-Zada et al., 2017], и даже, в адаптированном виде, к дюнным полям Марса [Lee, Thomas, 1995; Bridges et al., 2017].

Несмотря на широкую распространённость данной методики в отечественной геоморфологии, она оказалась незамеченной. Единственный известный нам случай применения метода Фрайбергера в российской литературе – монография О.И. Баженовой с соавторами [Баженова и др., 2023], посвященная экзогенному рельефообразованию в степях Даурии. В этой работе приведены результаты расчета потенциала дрейфа для территории Даурии, однако не описан механизм расчета и нет детального анализа полученных данных.

В предлагаемой работе мы бы хотели привести описание метода Фрайбергера и указать на наиболее явные проблемы и погрешности, которые могут повлиять на полученный результат и привести к ошибочным выводам. В качестве модельного объекта рассматриваются территории Надымского Приобья (север Западной Сибири). Для указанной территории рассчитаны показатель потенциала дрейфа песка и его производные, а также предложены возможные механизмы, вносящие искажения в полученные результаты.

Характеристика района исследования

Север Западной Сибири занимает большую часть Западно-Сибирской равнины (рис. 1, *a*): от Карского моря до средней Оби. Располагается территория на заболоченных участках тундры, северной и средней тайги [Климатическая..., 1982]. На этой территории относительно широко распространены песчаные отложения. Обширные территории песков расположены на берегах реки Оби и в бассейнах ее притоков, где их протяженность достигает сотен километров [Земцов, 1976].

Климат резкоконтинентальный, зима суровая и продолжительная, лето короткое. Также короткие осень и весна. Наблюдаются поздние весенние и ранние осенние заморозки, резкие колебания температуры в течение года. Безморозный период очень короткий. Среднегодовая температура изучаемой территории –5,5 °С, среднемесячная января –23,7 °С, июля +15,7 °С. Абсолютный минимум составил –58 °С, абсолютный максимум +35 °С [Научно-прикладной..., 1998]. Средняя скорость ветра в г. Надыме 3–4 м/с, скорости ветра 15 м/с бывают редко, максимальная 30–31 м/с. Летом преобладают ветры северных румбов, зимой – южных [Климатическая..., 1982; Расписание погоды...].



Рис. 1. Район работ: а – SRTM, b – космоснимок ArcGIS Earth Точками отмечены места отбора проб на гранулометрический анализ

Fig. 1. Work area: a – SRTM, b – ArcGIS Earth satellite image Dots indicate sampling locations for granulometric analysis

Данный регион находится в зонах сплошного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. Особенностью региона является современное образование многолетнемерзлых пород, когда изменяются условия теплообмена.

Территория имеет избыточный режим увлажнения. Количество осадков от 450 до 500 мм в год и отмечается увеличение показателя к юго-востоку. Снежный покров образуется в октябре, средняя мощность покрова 75 см. Около 60 дней в году – с метелями [Орлова, 1962].

Это происходит из-за периодических колебаний климата, а также из-за развития растительного покрова. В границах I и II террас рек Пура и Надыма, которые сложены песчаными отложениями, многолетнемерзлые отложения распространяются островным способом [Баулин и др., 1967; Инженерная геология СССР, 1976].

Материалы и методы

Экспедиционные работы проходили на севере Западной Сибири в 2017–2018 гг., в долине р. Надым и ее притоков (см. рис. 1, *b*). Территория Надымского Приобья, находящаяся в подзоне северной тайги Западно-Сибирской равнины. В качестве модельного объекта был выбран песчаный массив, находящийся в 30 км от г. Надым. Он вытянут с севера на юг на 2 км, с запада на восток на 1 км, высотой до 12 м [Маликова, 2022]. Его изучали многие исследователи [Устинова, 2007; Москаленко, 2012; Гончарова и др., 2015; Сизов, 2015, 2020; Сизов, Лоботросова, 2016; Зыкина и др., 2017; Соромотин и др., 2021; Сизов, Лобжанидзе, 2022].

В ходе экспедиционных работ были изучены серии береговых обнажений, расположенные вверх по течению р. Надым, отобраны образцы, взятые на участках активного проявления эоловых процессов. По ним был изучен гранулометрический состав отложений. Измерение гранулометрического состава было выполнено по 13 образцам из 5 геологических разрезов. Анализ выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размера частиц Mastersizer 3000 (Malvern). Для расчетов всех климатических параметров были использованы данные метеонаблюдений с метеостанции «аэропорт Надым» с 1955 по 2022 г. [Расписание погоды...; Сизов, 2015] и результаты гранулометрического исследования разрезов.

Для оценки устойчивости почв к дефляции был рассчитан показатель **противодефляционной устойчивости почв (П**_д). Для расчета противодефляционной устойчивости почв Г.А. Ларионов [1993] предложил формулу

$$\Pi_{\pi} = 24.7 + 0.9i - 0.3b - 0.4d + 10.1\Gamma^{0.85}, \quad (1)$$

где *i* – содержание ила (фракция <0,001 мм) в %; *b* – содержание мелкого песка (0,05–0,25 мм) в %; *d* – содержание крупного песка (>0,25 мм) в %; Γ – % содержания Гумуса в почве. В предлагаемой работе взято среднее значение содержания гумуса в иллювиально-гумусовых и иллювиально-железисто-гумусовых подзолистых почвах района исследования ~1,8 % [Тигеев, 2014].

Исходя из значений П_д, определяются пороговые скорости ветра необходимые для активизации процессов дефляции. Согласно расчетам Г.А. Ларионова [1993], чем выше противодефляционная устойчивость почв, тем выше пороговая скорость ветра, необходимая для активизации дефляции.

Метод Фрайбергера и его особенности

Для расчета потенциала дрейфа (*DP* – *Q* в исходной формуле) используется следующее уравнение для каждого направления ветра [Fryberger, 1979]:

$$Q = V^2 (V - V_t)t, (2)$$

где V – скорость ветра, измеренная на высоте 10 м, V_t – ударная пороговая скорость ветра для песка со средним диаметром 0,25-0,30 мм на высоте 10 м (традиционно V_t считают равной 2 узлам или ~6 м/с, либо определяется для конкретного осадка), и t – количество времени, в течение которого лул ветер, в процентах. Часть уравнения (2): $V^2(V-V_t)$, известная как весовой коэффициент, делится на 100, это делается для простоты построения песчаных роз и удобства расчетов [Fryberger, 1979]. Потенциал дрейфа (DP) является суммой значений Q для всех направлений и выражается в векторных единицах (VU). Потенциал дрейфа представляет собой относительную способность ветра перемещать песок. В то же время DP не является истиной мерой перемещения отложений, а скорее относительным показателем потенциала переноса отложений, определяющим исключительно потенциал ветровой энергии [Pearce, Walker, 2005], и он полезен для сравнения этого параметра в различных регионах. Потенциал дрейфа рассчитывается для каждого направления ветра, и по результатам расчетов строятся песчаные розы (рис. 2).

Далее определяется результирующее направление дрейфа (*RDD*) для каждой розы. Оно рассчитывается как векторная сумма потенциалов дрейфа для отдельных направлений. *RDD* дает гипотетическое чистое направление, в котором песок будет двигаться с течением времени. Результирующий потенциал дрейфа (*RDP*) также был рассчитан для каждой розы и представляет собой величину *RDD* или чистого потенциала движения песка и задается в векторных единицах [Fryberger, 1979]. В исходной работе [Fryberger, 1979] не приводятся конкретные формулы для расчета результирующих направления и потенциала.

В результате, в ряде последующих работ возникали разночтения в конкретных формулах для расчета этих показателей. Наиболее часто показатели рассчитываются по формулам [Al-Awadhi et al., 2005]:

$$RDD = \operatorname{Arctan}(\frac{C}{D}),$$
 (3)

$$RDP = \sqrt{(C^2 + D^2)} \,. \tag{4}$$



Рис. 2. Типичные ветровые режимы высокой энергии трех основных типов дюн по: [Fryberger, 1979] Годовые и двухмесячные песочные розы изображают распределение эффективных ветров на каждой станции: А – узкий унимодальный – барханоидные дюны возле мыса Пеликан, Юго-Западная Африка; В – бимодальный – линейные дюны недалеко от Форта-Гуро, Мавритания; С – комплексные – звездчатые дюны возле Гудамиса, Ливия. Число в центральном круге каждой розы является понижающим коэффициентом. *DP* (потенциал дрейфа, в векторных единицах) указан для каждой розы. Стрелки указывают результирующее направление дрейфа (*RDD*)

Fig. 2. Typical high energy wind regimes of the three major dune types from: [Fryberger, 1979]

Annual and bi-monthly sand roses depict the distribution of effective winds at each station: A – narrow unimodal – barchanoid dunes near Cape Pelican, Southwest Africa; B – bimodal – linear dunes near Fort Gouraud, Mauritania; C – complex – stellar dunes near Goudamis, Libya. The number in the center circle of each rose is a decreasing factor. *DP* (drift potential, in vector units) is indicated for each rose. Arrows indicate the resulting direction of drift (*RDD*)

Значения С и D рассчитываются по формулам

$$C = \sum (VU) \cos \theta , \qquad (5)$$

$$D = \sum (VU) \sin \theta , \qquad (6)$$

где θ – средняя скорость ветра заданного класса ориентации [Al-Awadhi et al., 2005; Louassa et al., 2018; Zamani et al., 2020]. В то же время, в ряде других работ [Zhang et al., 2015; Abbasi et al., 2019; Zhang, Zhang, 2022] за значение θ принимается угол направления, с которого дует ветер (от 0 до 360°). Поскольку записи ветра выражают направление, с которого дует ветер, то направление эолового дрейфа (*RDD*) составляет 180° от *DP* таким образом, чтобы получить результирующее направление дрейфа, к полученному по формуле (3) добавляют 180° [Jewell, Nicoll, 2011], но этот момент обсуждается не во всех исследованиях по теме.

Последний показатель, который можно рассчитать благодаря методу Фрайбергера, – это так называемый индекс однонаправленности (RDP/DP), который представляет собой отношение результирующего потенциала дрейфа к потенциалу дрейфа. Значение индекса однонаправленности отражает фактическую изменчивость направления ветра, так что более низкие значения RDP/DP указывают на значительную изменчивость направления эффективных ветров, а более высокие значения указывают на то, что ветер дует с одного и того же направления (находится в диапазоне от 0 до 1).

Потенциал дрейфа (*DP*) позволяет классифицировать ветровую среду следующим образом [Fryberger, 1979]: ветровая среда с низкой энергией (*DP*<200VU), ветровая среда средней энергии (200<*DP*<400VU) и высокоэнергетическая ветровая среда (400VU<*DP*). Ветровой режим в любом дюнном поле является основным фактором, определяющим преобладающую форму дюн; унимодальный ветровой режим определяется малой изменчивостью ветра (0,7<*RDP/DP*), что приводит к образованию барханов и поперечных дюн; бимодальный режим ветра (0,3<*RDP/DP*<0,7) связан с линейными дюнами, тогда как звездообразные дюны возникают в результате значительной изменчивости ветра (0,3>*RDP/DP*) при сложном ветровом режиме.

Следует иметь ввиду, что в исходной модели Фрайбергера [Fryberger 1979] используются стандартизированные данные о ветре для оценки потенциала переноса песка. Полученные в результате оценки потенциала дрейфа и векторы переноса позволяют интерпретировать и классифицировать ландшафты эоловых дюн. В то же врем в ряде работ отмечаются ошибки, которые могут возникать при неправильном применении данной методики [Bullard, 1997], равно как и неточности ее самой [Pearce, Walker, 2005].

Так, в статье К. Пирса и И. Волкера [Pearce, Walker, 2005] показано, что в модели Фрайбергера существуют систематические смещения в значениях RDP и RDD. Показано, что ошибки возникают в результате двух основных причин. Во-первых, из-за вариаций в диапазоне секторов направления ветра, принятых в исследовании (8, 16 или 36). Второй, более значимой ошибкой является использования предписанных средних точек класса скорости ветра по сравнению с более статистически репрезентативными значениями (например, среднее или медиана) или минимально классифицированными (целый узел) скоростями ветра в весовом коэффициенте для расчетов DP. Эти погрешности могут приводить к существенному сдвигу векторов *RDP* на 3-58° к югу [Pearce, Walker, 2005]. Причем влияние этих погрешностей является специфичным для конкретного места и может быть более значительным в регионах со сложным режимом ветров.

Этими авторами также были предложены рекомендации по уменьшению неточностей в модели Фрайбергера [1979]:

1) использование точных, неклассифицированных (с точностью до градуса) данных о направлении ветра, где они доступны, и их разбивку на 16 равных секторов по 22,58° направления;

2) использование либо средних статистических значений в классах скорости ветра, либо минимально классифицированных значений целых узлов;

3) понимание того, что там, где доступны только данные по 36 точкам, преобразование в 16 классов направлений может привести к смещению частоты в сторону одной из сторон света и вызовет неточности в оценках *DP* и *RDP* в размере, который зависит от режима ветра в конкретном регионе [Pearce, Walker, 2005].

Современные метеоданные для территории Надымского Приобья, полностью удовлетворяют критерию разделения на 16 секторов направления ветра, как и в оригинальной методике Фрайбергера. Однако, в отличие от исходной методики, скорости ветра в отечественной традиции измеряются в м/с, и эти данные нельзя напрямую сопоставлять с расчетами, сделанными в узлах.

Подробно этот вопрос был освящен Дж. Буллард [Bullard, 1997]. Для корректного сопоставления данных нужно осуществлять перерасчет величин в отношениях: 1 узел = 0,5144 м/с и 1 м/с = 1,944 узла. Также в этой работе [Bullard, 1997] осуществлен пересчет классов ветровой энергии, предложенных Фрайбергером, при расчетах в м/с (табл. 1). В предлагаемой авторами работе расчеты дефляционного потенциала проводились с учетом скоростей ветра, измеренных в м/с, с вышеописанными поправками [Bullard, 1997; Pearce, Walker, 2005].

Таблица 1

Калибровка классификации ветровой энергии Фрайбергера [1979] для применения к скорости ветра, зарегистрированной в м/с по: [Bullard, 1997]

Table 1

Calibration of Fryberger's [1979] wind energy classification for application to wind speeds recorded in m/sec from: [Bullard, 1997]

Значения потенциала дрейфа VU			
Узлы	м/с	Энергия встровой среды	
<200	<27	Низкоэнергетическая среда	
200-400	27–54	Среда со средней энергией	
>400	>54	Высокоэнергетическая среда	

Результаты и обсуждение

Для того чтобы оценить интенсивность развития эоловых процессов в Надымском Приобье были обобщены данные полевых наблюдений, наблюдений с метеостанций и расчеты климатических параметров. По результатам изучения гранулометрического состава отложений в большинстве отобранных проб преобладают фракции мелкозернистого (0,1–0,25 мм) и среднезернистого (0,25–0,5 мм) песка. Такой размер частиц свидетельствует о силе ветра, необходимой для транспортировки материала, свыше 3,5 м/с [Гаель, Смирнова, 1999]. Однако только при больших скоростях ветра (15 м/с) песчаные частицы способны перемещаться на высоте до 2,9 м, тогда как основная масса материала не поднимается выше 50 см [Гаель, Смирнова, 1999].

Расчет противодефляционной устойчивости почв (табл. 2) также показывает пороги скорости отрыва частиц менее 6 м/с. В то же время в большинстве работ, посвященных расчету этого параметра, показателя потенциала дрейфа [Fryberger, 1979; Al-Awadhi et al., 2005; Louassa et al., 2018 и др.], пороговая скорость ветра принята в 12 узлов (~ 6 м/с), и все результаты сопоставляются с этими значениями. Поэтому в

данном исследовании пороговая скорость ветра также принята в 6 м/с.

Исходя из данных о пороговых скоростях ветра и фактических наблюдений за погодой (https://rp5.ru), был рассчитан потенциал дрейфа (*DP*) и его производные (*RDD*, *RDP*), которые позволяют оценить масштабы золового переноса (табл. 3). Розы ветров и песчаные розы построены по данным метеостанции аэропорта Надым (https://rp5.ru/) для теплого (апрель–сентябрь) и холодного (октябрь–март) времен года, также был рассчитан ежегодный потенциал дрейфа (рис. 3). Были рассчитаны многолетние значения *DP* для двух временных отрезков: 2006–2014 гг. (среднее значение C = 0,61) и 2015–2022 гг. (C = 0,16), а также обобщенные значения за весь период наблюдений с 2006 по 2022 г.

Таблица 2

Противодефляционная устойчивость почв в Надымском Приобье

Table 2

№ разреза	Глубина/слой	П _д [Ларионов, 1993]	Пороговая скорость ветра Uo, м/с
НП 1	1-й слой (верх)	31,9	8
HΠ 1	1-й слой (низ)	3,45	<6
HΠ 1	2-й слой	10,8	<6
НП 5	55-60 см	5,45	<6
НП 4	1-й слой	11,3	<6
НП 4	2-й слой	3,5	<6
НП 3	60 см	11,1	<6
НП 3	150 см	10,8	<6
НП 3	250 см	11,3	<6
НП 2	100 см	6,4	<6
НП 2	200 см	6,7	<6
НП 2	270 см	13	<6
НП 2	300 см	5,6	<6

Antideflation resistance of soils in the Nadym Ob area

Таблица З

Результаты расчетов потенциала дрейфа песка по методу Фрайбергера для территории Надымского Приобья в период 2006–2022 гг.

Table 3

Results of calculations of sand drift potential by Fryberger's method for the territory of the Nadym Ob area in the period 2006–2022

Сезон	Период	Всего	Доля ветров		RDP	(VU)	RDP	/DP	RD	D
измерения	измерения	измерений	≥6 м/с	DI(VO)	θ	φ	θ	φ	θ	φ
Холодный	2006-2014	10 836	16,92	13,64	12,76	2,44	0,93	0,18	44°	1°
Теплый	2006-2014	10 810	26,47	26,05	23,7	2,93	0,9	0,11	98°*	92°*
Годовой	2006-2014	21 646	21,69	19,73	13,99	0,94	0,71	0,5	63°	51°
Холодный	2015-2022	11 638	7,25	4,49	4,4	0,61	0,98	0,13	345°	100°
Теплый	2015-2022	11 566	10,28	6,52	6,16	1,31	0,94	0,2	191°*	143°*
Годовой	2015-2022	23 204	8,76	5,48	5,27	0,89	0,96	0,16	178°*	130°*
Холодный	2006-2022	22 474	11,91	8,99	8,64	1,28	0,96	0,14	12°	18°
Теплый	2006-2022	22 376	18,1	15,78	14,45	2,03	0,91	0,13	49°	110°*
Годовой	2006-2022	44 850	15,0	12,39	11,8	1,1	0,95	0,09	29°	76°

Примечание. * – итоговое значение $RDD = 180^{\circ}$ от рассчитанного значения по [Jewell, Nicoll, 2011], расчет выполнен по средней скорости ветра (θ) и по углу направления ветра (ϕ).

Note: * – final value of $RDD = 180^{\circ}$ from the calculated value according to [Jewell, Nicoll, 2011], the calculation was performed: by mean wind speed (θ), by wind direction angle (φ).



А – теплое время года, В – холодное время года, С – годовое распределение. Стрелкой показан показатель *RDD*, сплошная – при расчете из угла, пунктиром – при расчете из скорости ветра

Fig. 3. Sand roses for the Nadym Priobie territory

A – warm season, B – cold season, C – annual distribution. Arrow shows *RDD*, solid when calculated from angle, dashed when calculated from wind speed

Результаты расчета потенциала дрейфа DP характеризуют территорию Надымского Приобья как регион с относительно низкой энергией ветра. Среднегодовые значения DP здесь варьировали от 19,73 (2006-2014 гг.) до 5,48 (2015-2022 гг.) векторных единиц. При этом в теплое время года ветровая энергия практически вдвое сильнее, чем в холодное (см. табл. 3). Эти данные хорошо согласуются с динамикой песчаных массивов на изучаемой территории. Расчет показателя фактора климата [Маликова, 2022] и натурные наблюдения за интенсивностью эолового переноса [Сизов и др., 2020] показали, что скорость эолового осадконакопления определяется интенсивностью ветра с апреля по октябрь. В Надымском районе в зимнее время года дюны остаются практически неподвижными, поскольку замерзший и перекрытый снегом песок не подвержен развеванию. Только в конце зимнего периода, когда из-под снега освобождаются вершины дюн, наблюдается незначительное продвижение песчаных массивов в холодное время года [Сизов и др., 2020]. Эти наблюдения позволяют считать корректным расчет *DP* для теплого и холодного времени года раздельно.

Проведенные расчеты несколько расходятся с представленными нами ранее [Маликова, Маликов, 2022]. Значения *DP* рассчитанные за 5-летний период (с 2015 по 2019 г.) для территории Надымского Приобья, характеризуют данный район как регион с высокой ветровой энергией. Это было связано с тем, что в предыдущей работе пороговая скорость ветра была принята в 5 м/с. Как отмечено выше, для более корректного сравнения с данными других исследователей в нашей работе пороговая скорость ветра также принята в 6 м/с. А приведенные нами ранее данные

[Маликова, Маликов, 2022] предлагаем считать неподходящими для корректного сравнения с исходной методикой.

В то же время, возможно, расчёты потенциала дрейфа при пороговой скорости в 5 м/с более приближены к реальным темпам эоловой транспортировки песчаного материала в районе. Однако это требует отдельной работы с натурной фиксацией скоростей эоловой транспортировки, что выходит за рамки данной работы.

Результирующий потенциал дрейфа

Как описано выше [Al-Awadhi et al., 2005], для расчета результирующих направлений (*RDD*) и потенциала (*RDP*) дрейфа учитывают значения показателей *C* и *D*, в основе которых лежит показатель θ . Однако существуют разночтения в интерпретации показателя θ – средняя скорость ветра или угол направления ветра [Al-Awadhi et al., 2005; Zhang et al., 2015; Louassa et al., 2018; Abbasi et al., 2019; Zamani et al., 2020]. Для уточнения этого момента в представляемой работе расчет *RDD* и *RDP* проведен обоими путями.

Расчет значений результирующего потенциала дрейфа, исходя из средних значений скоростей ветра, показывают значения, близкие к показателю *DP*, и составляют от 71 до 98 % от показателя *DP* (см. табл. 3). Если для основы расчета брать угол направления ветра, то значения *RDP* будут значительно ниже, не более 20 % от *DP*. Как показывает практика применения метода Фрайбергера [McKee, 1979; Wang et al., 2002; Al-Awadhi et al., 2005; Pearce, Walker, 2005; Jewell, Nieoll, 2011; Zhang, Zhang, 2022], во всем мире значение *RDP* всегда составляет существенную часть от показателя *DP*. И в этом смысле более корректным выглядит расчет данного показателя исходя из того, что θ – средняя скорость ветра. Подтверждением этого можно считать расчет индекса однонаправленности (*RDP/DP*).

Расчет индекса однонаправленности из средней скорости ветра показал унимодальный ветровой режим региона. Вне зависимости от сезона и хронологического интервала *RDP/DP* превосходит значение 0,7 (табл. 3). Согласно методике, такой ветровой режим должен приводить к образованию барханов и поперечных дюн [Fryberger, 1979]. Если в качестве основы расчетов брать угол направления ветра, то значения индекса однонаправленности становятся существенно ниже и варьируют от 0,09 до 0,18, только в одном случае достигая 0,5 (табл. 3). Столь низкие значения индекса однонаправленности должны способствовать формированию звездообразных дюн при сложном ветровом режиме [Fryberger, 1979].

На исследуемом дюнном раздуве эоловый рельеф в основном представлен полукруглыми и параболическими дюнами, также присутствует одна крупная кольцевая дюна [Маликова, 2020]. Таким образом, реальное распределение эолового рельефа в районе исследования более соответствует типам, которые должны образовываться при унимодальном режиме ветров. Таким образом, при расчете индекса однонаправленности более правильным представляется брать значение θ как среднюю скорость ветра в заданном классе ориентации.

Результирующее направление дрейфа

Поскольку результирующее направление дрейфа (*RDD*) также зависит от значения показателя θ (формула (3)), в отношении которого есть разночтения, мы провели расчеты по обоим вариантам (средняя скорость и угол направления ветра). Как и в случае с показателем *RDP*, результаты расчета *RDD* показали существенные расхождения. Различия в полученных значениях *RDD* достигают 115°, в среднем же около 30° (табл. 3).

Как видно, полученные расхождения в значениях *RDD* сходны с расчетными значениями ошибок, опубликованными Пирсом и Волкером. Как отмечают авторы, погрешность является специфичной для конкретного места и может быть более значительной в регионах со сложным режимом ветров [Pearce, Walker, 2005]. Для показателя результирующего направления дрейфа показателен тем, что его можно проверить визуально по построенной песчаной розе (рис. 3). Поскольку записи ветра выражают направление дрейфа будет направлено в противоположную сторону от направления основной массы лучей песчаной розы [Jewell, Nicoll, 2011].

Для большинства рассматриваемых временных интервалов наблюдается общая закономерность в распределении направления RDD. Если в качестве значения показателя θ (формула 3) учитывать угол направления ветра, то во всех случаях в теплое время года направление RDD соответствует восточному и юго-восточному направлениям. При расчете, исходя из средней скорости, направление RDD варьирует от северо-восточного до южного направления (рис. 3). В холодное время во всех случаях, кроме одного, направление RDD соответствует северной ориентации. Исключение составляет RDD на восток в период 2015-2022 гг., рассчитанное из направления ветра. При расчете среднегодового значения RDD направление, рассчитанное из направления ветра, варьирует от северо-восточного до юго-восточного. Расчет из средней скорости ветра дает вариацию от северо-северо-восточного до южного (см. рис. 2). Визуальная проверка RDD по полученным песчаным розам показывает, что более корректным является значение *RDD*, рассчитанное при показателе θ , равном углу направления ветра. Рассчитанное таким образом направление дрейфа наиболее соответствует полученным песчаным розам.

Еще один момент, на который следует обратить внимание: во всех случаях при расчете RDD для теплого времени года к полученному расчетному значению RDD приходилось прибавлять 180° [Jewell, Nicoll, 2011]. В таком случае направление дрейфа соответствовало противоположному от того, с которого дует ветер. Для холодного времени года, напротив, более корректным выглядит простой результат расчета RDD. Возможно, такие разночтения и отражают специфичные ошибки для конкретного места и регионов со сложным режимом ветров [Pearce, Walker, 2005], которым, без сомнения, является территория Надымского Приобья.

Сопоставление полученных песчаных роз и расчетных показателей потенциала дрейфа с реальной геоморфологической обстановкой и климатом изучаемого района позволяет сделать заключение о корректности сделанных построений. Для территории Надымского Приобья характерно довольно стабильное распределение ветров, различающееся по сезонам. Около 75 % ветров дуют с юга (зимний период), северо-запада и севера (летний период). Современные результирующие направления дрейфа RDD (рассчитанные из угла направления ветра) отражают преобладающее восточное направление миграции песков. Это хорошо согласуется с ориентацией эоловых форм на дюнном массиве. Почти все эоловые формы сосредоточены в юго-восточной части раздува, куда песок перемещается под действием северных и северо-западных ветров в теплое время года (рис. 4).



Рис. 4. Тайловая модель (с наложением космоснимка) исследуемого дюнного массива и песчаные розы за 2006–2022 гг.

А – теплое время года; В – холодное время года; С – годовое распределение

Fig. 4. Tile model (with space image overlay) of the studied dune massif and sand roses for 2006–2022 A – warm season; B – cold season; C – annual distribution

Геоморфология дюнного раздува с многочисленными полукруглыми и параболическими дюнами [Маликова, 2020] соответствует унимодальному режиму ветров.

Такой ветровой режим реконструируется при расчете индекса однонаправленности, если значение θ соответствует средней скорости ветра в заданном классе ориентации. Таким образом, расчет потенциала дрейфа ветра для территории Надымского Приобья с учетом реальной геоморфологии района исследования можно сделать некоторые уточнения для формул (формулы (3)–(6)) расчета результирующего потенциала и направления дрейфа. В исследуем районе формулы (3) и (4) *RDP* и *RDD* принимают вид

$$RDP = \sqrt{(C^2 + D^2)} \,. \tag{7}$$

Значения С и D рассчитываются по формулам

$$C = \sum (VU) \cos \theta , \qquad (8)$$

$$D = \sum (VU) \sin \theta , \qquad (9)$$

где θ – средняя скорость ветра заданного класса ориентации.

$$RDD = \operatorname{Arctan}(\frac{B}{r})$$
. (10)

Значения В и Е рассчитываются по формулам

$$B = \sum (VU) \cos \varphi , \qquad (11)$$

$$E = \sum (VU) \sin \varphi , \qquad (12)$$

где ϕ – угол направления, с которого дует ветер (от 0 до 360°).

В приведенном виде (формулы (7)–(12)) рассчитанные показатели *DP*, *RDP/DP*, *RDP* и *RDD* принимают вид, наиболее соответствующий реальной геоморфологии дюнных массивов в Надымском Приобье, сезонной изменчивости направления и скорости ветра, общей интенсивности дефляции [Маликова, 2022] и реальным наблюдениям эолового осадконакопления в регионе [Сизов и др., 2020]. Возможно, такая изменчивость обусловлена существенной сезонной изменчивостью климата с кардинальной перестройкой ветров от северных (в летнее время) к южным (в зимнее).

В то же время мы не исключаем возможных ошибок в расчетах. Полученные результаты и сделанные выводы требуют подтверждения на более обширном материале из разных регионов Северной Евразии, особенно заполярных районов. По этой причине мы призываем исследователей проводить расчеты, используя как базовые формулы, предложенные Фрайбергером и его последователями [Fryberger, 1979; Al-Awadhi et al., 2005], с учетом поправок [Bullard, 1997; Pearce, Walker, 2005] и предложенных нами вариантов формул (формулы (7)–(12)).

Заключение

Проведение полевых работ и анализ данных метеонаблюдений позволили оценить устойчивость песчаных массивов к развееванию и потенциал переноса песка (*DP*) в Надымском Приобье. По результатам изучения гранулометрического состава отложений показано, что в отложениях в регионе преобладают фракции мелкого и среднезернистого песка. Это указывает на низкую пороговую скорость отрыва частиц. Проведение расчетов показателей потенциала дрейфа песчаных массивов позволило оценить интенсивность эолового переноса в регионе, а также наметить некоторые региональные особенности применения данной методики.

Результаты расчета потенциала дрейфа DP характеризуют территорию Надымского Приобья как регион с относительно низкой энергией ветра. При этом в теплое время года ветровая энергия практически вдвое сильнее, чем в холодное. Эти данные, хорошо согласуются с динамикой песчаных массивов на изучаемой территории. Расчет показателя фактора климата [Маликова, 2022] и натурные наблюдения за интенсивностью эолового переноса [Сизов и др., 2020] показали, что скорость эолового осадконакопления определяется интенсивностью ветра с апреля по октябрь. В Надымском районе в зимнее время года дюны остаются практически неподвижными, поскольку замерзший и перекрытый снегом песок не подвержен развеванию. Только в конце зимнего периода, когда из-под снега освобождаются вершины дюн, наблюдается незначительное продвижение песчаных массивов в холодное время года [Сизов и др., 2020]. Эти наблюдения позволяют считать корректным расчет DP для теплого и холодного времени года раздельно.

Расчеты показателей результирующего направления (*RDD*) и потенциала (*RDP*) дрейфа в регионе продемонстрировали, что для выполнения данных операций нужно брать различные исходные данные. Так, при вычислении индекса *RDP* расчеты нужно производить с учетом средней скорости ветра (формулы (7)–(9)). При расчете индекса *RDD* в основе должен лежать угол направления ветра (формулы (10)–(12)). Рассчитанные таким образом направление и потенциал дрейфа наиболее соответствуют полученным песчаным розам и реальной геоморфологии района.

Сопоставление полученных песчаных роз, и расчетных показателей потенциала дрейфа с реальной геоморфологической обстановкой и климатом изучаемого района позволяют сделать заключение о корректности сделанных построений. Для территории Надымского Приобья характерно довольно стабильное распределение ветров, различающееся по сезонам. Около 75 % ветров дуют с юга (зимний период), северо-запада и севера (летний период). Современные результирующие направления дрейфа RDD (рассчитанные из угла направления ветра) отражают преобладающее восточное направление миграции песков. Это хорошо согласуется с ориентацией эоловых форм на дюнном массиве. Почти все эоловые формы сосредоточены в юго-восточной части раздува, куда песок перемещается под действием северных и северо-западных ветров в теплое время года (рис. 4).

Проведенное исследование позволило уточнить особенности развития эолового рельефа в Надымском Приобье. В то же время мы не исключаем возможных ошибок в расчетах. Полученные результаты и сделанные выводы требуют подтверждения на более обширном материале из разных регионов Северной Евразии, особенно заполярных районов. По этой причине мы призываем исследователей проводить расчеты, используя как базовые формулы, предложенные Фрайбергером и его последователями

[Fryberger, 1979; Al-Awadhi et al., 2005] с учетом поправок [Bullard, 1997; Pearce, Walker, 2005] и предложенных нами вариантов формул.

Список источников

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М. : Наука, 1967. 214 с.

Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Черкашина А.А., Тухта С.А. Экзогенное рельефообразование в степях Даурии. Новосибирск : СО РАН, 2023. 183 с.

Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Пески и песчаные почвы. М. : Геос, 1999. 255 с.

Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е. Температурные режимы северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемерзлых пород // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1462–1473.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1976. 343 с.

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI, № 6. С. 14–25.

Инженерная геология СССР. Т. 2 / под ред. Е.М. Сергеева. М. : МГУ, 1976. 495 с.

Климатическая характеристика зоны освоения нефти и газа Тюменского севера / под ред. К.К. Казачковой. Л. : Гидрометеоиздат, 1982. 200 с.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М. : Изд-во МГУ, 1993. 200 с. Маликова Е.Л. Об эоловых формах рельефа на примере Надымского Приобья // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2020. Т. 6, № 3. С. 321–334.

Маликова Е.Л. Климатические факторы, формирующие современный эоловый рельеф Надымского Приобья // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2022. Т. 8, № 4. С. 264–277.

Маликова Е.Л., Маликов Д.Г. Потенциал дрейфа песка как отражение режима ветров в Надымском Приобье // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России : материалы ежегод. конф. по результатам экспедиционных исследований. Вып. 9. СПб., 2022. С. 167–169.

Москаленко Н.Г. Изменения растительности севера Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенных нарушений // Известия Русского географического общества. 2012. Т. 144, № 1. С. 63–72.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3, вып. 17: Тюменская и Омская области. СПб. : Гидрометеоиздат, 1998. 703 с.

Орлова В.В. Западная Сибирь. Серия: Климат СССР. Вып. 4. Л. : Гидрометеоиздат, 1962. 359 с.

Расписание погоды. URL: www.rp5.ru (дата обращения: 05.08.2023).

Сизов О.С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. Новосибирск : Гео, 2015. 124 с.

Сизов О.С. Дистанционное картографирование ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа в бассейне р. Надым (север Западной Сибири) // Географический вестник. 2020. № 2(53). С. 6–23.

Сизов О.С., Вольвах А.О., Вишневский А.В., Соромотин А.В. Литологические и геоморфологические признаки генезиса верхней толщи четвертичных отложений в нижнем течении р. Надым // Проблемы региональной экологии. 2020. № 3. С. 84–97.

Сизов О.С., Лобжанидзе Н.Е. Пространственное распределение естественного и антропогенного эолового рельефа на севере Западной Сибири // Геодезия и картография. 2022. Т. 83, № 8. С. 22–32.

Сизов О.С., Лоботросова С.А. Особенности восстановления растительности в пределах участков развеваемых песков северотаежной подзоны Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20, № 3. С. 3–13.

Соромотин А.В., Эзау И.Н., Сизов О.С., Лоботросова С.А., Франк К.А. Микроклиматические особенности песчаных дюн северной тайги Западной Сибири // Метеорология и гидрология. 2021. № 8. С. 88–100.

Тигеев А.А. Особенности почвенного покрова бассейна реки Хыльмигъяха (Надым-Пуровское междуречье) // Вестник Тюменского государственного университета. Науки о Земле. 2014. № 4. С. 39–48.

Устинова Е.В. Картографический метод исследования участка полосы трассы газопровода Надым-Пунга // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 2. С. 27–31.

Abbasi H., Opp C., Groll M., Gohardoust A. Wind regime and sand transport in the Sistan and Registan regions (Iran/Afghanistan) // Zeitschrift für Geomorphologie. 2019. V. 62. P. 41–57.

Al-Awadhi J.M., Al-Helal A., Al-Enezi A. Sand drift potential in the desert of Kuwait // J. of Arid Environments. 2005. V. 63. P. 425–438.

Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. London : Methuen (Publ.), 1941. 265 p.

Bagnold R.A. Forme des dunes de sable et regime des vents, Actions Eoliennes. Colloques Internationaux. Paris : Centre National de Researches Scientifiques (Publ.), 1953. P. 23–32.

Bridges N.T., Sullivan R., Newman C.E., Navarro S., van Beek J., Ewing R.C., Ayoub F., Silvestro S., Gasnault O., Le Mouélic S., Lapotre M.G.A., Rapin W. Martian aeolian activity at the Bagnold Dunes, Gale Crater: The view from the surface and orbit // J. Geoph. Res.: Planets. 2017. V. 122. P. 2077–2110.

Bullard J.E. A note on the use of the Fryberger method for evaluating potential sand transport by wind // J. of Sedimentology Res. 1997. V. 67 (3). P. 499–501.

Bullard J.E., Thomas D.S.G., Livingstone I., Wiggs G.F.S. Wind energy variations in the southwestern Kalahari desert and implications for linear dune field activity // Earth Surface Processes and Landforms. 1996. V. 21. P. 263–278. Carson M.A., Maclean P.A. Development of hybrid aeolian dunes: the William River dune field, Northwest Saskatchewan, Canada // Canadian J. of Earth Sci. 1986. V. 23 (12). P. 1974–1990.

Cohen-Zada A.L., Maman S., Blumberg D.G. Earth aeolianwind streaks: Comparison to wind datafrom model and stations // J. Geoph. Res.: Planets. 2017. V. 122. P. 1119–1137.

Fryberger S.G. Techniques for the evaluation of surface wind data in term of aeolian sand drift. US Geological Survey open file Report 78–405. 1978. 33 p.

Fryberger S.G. Dune forms and wind regime // McKee E.D. (Ed.). A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper, V. 1052. Washington, DC. : US Geological Survey and United States National Aeronautics and Space Administration (Publ.), 1979. P. 137–169.

Jewell P.W., Nicoll K. Wind regimes and aeolian transport in the Great Basin, U.S.A. // Geomorphology. 2011. V. 129. P. 1–13.

Greeley R., Iversen J.D. Wind as Geological Process. Cambridge : Cambridge University Press (Publ.), 1985. 333 p. Knight J., Burningham H. Sand dunes and ventifacts on the coast of South Africa // Aeolian Res. 2019. V. 37. P. 44–58.

Lancaster N. The orientation of dunes with respect to sandtransporting winds: a test of Rubin and Hunter's gross bedformnormal rule // Acta Mechanica Supplementum. 1991. V. 2. P. 89–102.

Lee P., Thomas P.C. Longitudinal dunes on Mars: Relation to current wind regimes // J. Geoph. Res. 1995. V. 100 (E3). P. 5381–5395.

Lettau K., Lettau H.H. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration // Exploring the world's driest climate. University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, IES Report. 1978. V. 101. P. 110–147.

Louassa S., Merzouk M., Merzouk N.K. Sand drift potential in western Algerian Hautes Plaines // Aeolian Res. 2018. V. 34. P. 27–34.

Ludwig J., Lindhorst S., Betzler C., Bierstedt S.E., Borówka R.K. Sedimentary rhythms in coastal dunes as a record of intra-annual changes in wind climate (Leba, Poland) // Aeolian Res. 2017. V. 27. P. 67–77.

McKee E.D. (Ed.) A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper, V. 1052. Washington, DC. : US Geological Survey and United States National Aeronautics and Space Administration (Publ.), 1979. 429 p.

Muhs D.R., Budahn J.R. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska // Canadian J. of Earth Sci. 2006. V. 43 (3). P. 323–327.

Nickling W.G., Wolfe S.A. The morphology and origin of Nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa // J. of Arid Environments. 1994. V. 28. P. 13–30.

Pearce K.I., Walker I.J. Frequency and magnitude biases in the «Fryberger» model, with implications for characterizing geomorphically effective winds // Geomorphology. 2005. V. 68. P. 39–55.

Pye K., Tsoar H. Aeolian Sand and Sand Dunes. Berlin : Springer (Publ.), 2009. 458 p.

Tsoar H. Linear dunes-forms and formation // Progress in Physical Geography: Earth and Environment. 1989. V. 13 (4). P. 507–528. Tsoar H. Types of Aeolian Sand Dunes and Their Formation // Geomorphological Fluid Mechanics. Lecture Notes in Physics. V. 582. Berlin; Heidelberg : Springer (Publ.), 2001. P. 403–429.

Wang X., Dong Z., Zhang J., Chen G. Geomorphology of sand dunes in the Northeast Taklimakan Desert // Geomorphology. 2002. V. 42. P. 183–195.

Zamani S., Mahmoodabadi M., Yazdanpanah N., Farpoor M.H. Meteorological application of wind speed and direction linked to remote sensing images for the modelling of sand drift potential and dune morphology // Meteorological Applications. 2020. V. 27, Is. 1. P. 27:e1851.

Zhang Z., Dong Z., Li C. Wind regime and sand transport in China's Badain Jaran Desert // Aeolian Research. 2015. V. 17. P. 1–13.
Zhang Y., Zhang Z. Dune Field Patterns and Their Control Factors in the Middle Areas of China's Hexi Corridor Desert // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. P. 1–13.

References

Baulin V.V., Belopukhova E.B., Dubikov G.I., Shmelev L.M. *Geokriologicheskie usloviya Zapadno-Sibirskoi nuzmennosti* [Geocryological conditions of the West Siberian lowland]. Moscow: Nauka (Publ.). 1967. 214 p. In Russian

Bazhenova O.I., Tyumentseva E.M., Cherkashina A.A., Tukhta S.A. *Ekzogennoye rel'yefoobrazovaniye v stepyakh Daurii* [Exogenous relief formation in the steppes of Dauria]. Novosibirsk: SO RAN (Publ.). 2023. 183 p. In Russian

Gael A.G., Smirnova L.F. Peski i peschanye pochvy [Sands and sandy soils]. Moscow: Geos (Publ). 1999. 255 p. In Russian

Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.E. Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated permafrost zone of Western Siberia // Eurasian Soil Science. 2015. V. 48. No. 12. pp. 1329–1340. doi.org/10.7868/S0032180X15100032

Zemtsov A.A. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoj ravniny (severnaya i central'naya chasti)* [Geomorphology of the West Siberian Plain (northern and central parts)]. Tomsk: Tomsk University (Publ.). 1976. 343 p. In Russian

Zykina V.S., Zykin V.S., Volvach A.O., Ovchinikov I.Yu., Sizov O.S., Soromotin A.V. Upper quaternary deposits of the Nadym Ob area: stratigraphy, cryogenic forms, and deposition environments // Earth's Cryosphere. 2017. V. XXI. No. 6. pp. 12–20. doi.org/10.21782/EC1560-7496-2017-6(12-20)

Inzhenernaya geologiya SSSR [Engineering Geology of the USSR]. Sergeev E.M. (Ed.). V. 2. Moscow: MGU (Publ.). 1976. 495 p. In Russian

Klimaticheskaya harakteristika zony osvoeniya nefti i gaza Tyumenskogo severa [Climatic characteristics of the oil and gas development zone of the Tyumen North]. Kazachkova K.K. (Eds.). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.). 1982. 200 p. In Russian

Larionov G.A. *Eroziya i deflyaciya pochv: osnovnye zakonomernosti i kolichestvennye ocenki* [Soil erosion and deflation: basic regularities and quantitative estimates]. Moscow: MGU (Publ). 1993. 200 p. In Russian

Malikova E.L. *Ob jeolovyh formah rel'efa na primere Nadymskogo Priob'ja* [About eola forms of relief on the example of Nadym Ob Area] // Uchjonye zapiski Krymskogo federal'nogo universiteta imeni V.I. Vernadskogo. Geografija. Geologija. 2020. V. 6. No. 3. pp. 321–334. In Russian

Malikova E.L. *Klimaticheskiye faktory, formiruyushchiye sovremennyy eolovyy rel'yef Nadymskogo Priob'ya* [Climatic factors forming the modern aeolian relief t in the Nadym Ob Area] // Uchjonye zapiski Krymskogo federal'nogo universiteta imeni V.I. Vernadskogo. Geografija. Geologija. 2022. V. 8. No. 4. pp. 264–277. In Russian

Malikova E.L., Malikov D.G. *Potentsial dreyfa peska, kak otrazheniye rezhima vetrov v Nadymskom Priob'ye* [Sand drift potential as a reflection of the wind regime in the Nadym ob area] // Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii. Materialy ezhegodnoj konferencii po rezul'tatam ekspedicionnyh issledovanij. V. 9. St. Petersburg. pp. 167–169. https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-167-169 In Russian

Moskalenko N.G. Izmeneniya rastitel'nosti severa Zapadnoy Sibiri v usloviyakh menyayushchegosya klimata i tekhnogennykh narusheniy [Changes in the vegetation of northern Western Siberia under conditions of changing climate and anthropogenic disturbances] // Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva. 2012. V. 144. No. 1. pp. 63–72. In Russian

Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 2. Mnogoletnie dannye. Vyp. 17. Tyumenskaya i Omskaya oblasti [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 2. Long-term data. Is. 17. Tyumen and Omsk regions]. St. Petersburg: Gidrometeoizdat (Publ.). 1998. 702 p. In Russian

Orlova V.V. Zapadnaya Sibir'. Seriya: Klimat SSSR [Western Siberia. Climate of the USSR]. V. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.). 1962. 359 p. In Russian

Raspisanie pogody [Weather schedule]. [Electronic data]. Access way: www.rp5.ru (Date of accessed: 05.08.2023).

Sizov. O.S. Geoekologicheskie aspekty sovremennyh eolovyh processov severotaezhnoj podzony Zapadnoj Sibiri [Geoecological aspects of modern aeolian processes in the north taiga subzone of Western Siberia]. Novosibirsk: Geo (Publ.). 2015. 124 p. In Russian

Sizov O.S. Distantsionnoye kartografirovaniye lednikovykh i vodno-lednikovykh form rel'yefa v basseyne r. Nadym (sever Zapadnoy Sibiri) [Remote mapping of glacial and fluvioglacial relief in the Nadym river basin (north of Western Siberia)] // Geograficheskiy vestnik. 2020. No. 2 (53). pp. 6–23. doi.org/10.17072/2079-7877-2020-2-6-23 In Russian

Sizov O.S., Volvakh A.O., Vishnevskiy A.V. Soromotin A.V. *Litologicheskiye i geomorfologicheskiye priznaki genezisa verkhney tolshchi chetvertichnykh otlozheniy v nizhnem techenii r. Nadym* [Lithological and geomorphological indicators of glacial genesis of the upper Quaternary strata in the lower course of the Nadym river] // Problemy regional'noy ekologii. 2020. No. 3. pp. 84–97. doi.org/10.24411/1728-323X-2020-13084 In Russian

Sizov O.S., Lobzhanidze N.E. *Prostranstvennoye raspredeleniye yestestvennogo i antropogennogo eolovogo rel'yefa na severe Zapadnoy Sibiri* [Spatial distribution of natural and anthropogenic aeolian relief in the north of Western Siberia] // Geodezia i Kartografia. 2022. V. 83. No. 8. pp. 22–32. doi.org/10.22389/0016-7126-2022-986-8-22-32 In Russian

Sizov O.S., Lobotrosova S.A. Osobennosti vosstanovleniya rastitel'nosti v predelakh uchastkov razvevayemykh peskov severotayezhnoy podzony Zapadnoy Sibiri [Features of revegetation of sand bloout sites in the northern taiga subzone of Western Siberia] // Kriosfera Zemli. 2016. V. XX. No. 3. pp. 3–13. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-3(3-13) In Russian

Soromotin A.V., Ezau I.N., Sizov O.S., Lobotrosova S.A., Frank K.A. *Mikroklimaticheskiye osobennosti peschanykh dyun severnoy taygi Zapadnoy Sibiri* [Microclimatic features of sand dunes in northern taiga in Western Siberia] // Meteorologiya i gidrologiya. 2021. No. 8. pp. 88–100. doi.org/10.52002/0130-2906-2021-8-88-100 In Russian

Tigeev A.A. Osobennosti pochvennogo pokrova basseyna reki Khyl'mig'yakha (Nadym-Purovskoye mezhdurech'ye) [Features of soil cover of the Khylmigyakha river basin (Nadym-Purov interfluve)] // Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta. Nauki o Zemle. 2014. No. 4. P. 39–48. In Russian

Ustinova E.V. Kartograficheskiy metod issledovaniya uchastka polosy trassy gazoprovoda Nadym-Punga [Cartographical method of research of the Nadym-Punga gas pipeline route area] // Kriosfera Zemli. 2007. V. XI. No. 2. pp. 27–31. In Russian

Abbasi H., Opp C., Groll M., Gohardoust A. Wind regime and sand transport in the Sistan and Registan regions (Iran/Afghanistan) // Zeitschrift für Geomorphologie. 2019. V. 62. pp. 41–57. doi.org/10.1127/zfg_suppl/2019/0543

Al-Awadhi J.M., Al-Helal A., Al-Enezi A. Sand drift potential in the desert of Kuwait // J. of Arid Environments. 2005. V. 63. pp. 425–438. doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.011

Bagnold R.A. Forme des dunes de sable et regime des vents, Actions Eoliennes. Colloques Internationaux. Paris: Centre National de Researches Scientifiques (Publ.). 1953. pp. 23–32.

Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen (Publ.). 1941. 265 p.

Bullard J.E. A note on the use of the Fryberger method for evaluating potential sand transport by wind // J. of Sedimentology Res. 1997. V. 67(3). pp. 499–501. doi.org/10.1306/D42685A9-2B26-11D7-8648000102C1865D

Bullard J.E., Thomas D.S.G., Livingstone I., Wiggs G.F.S. Wind energy variations in the southwestern Kalahari desert and implications for linear dune field activity // Earth Surface Processes and Landforms. 1996. V. 21. pp. 263–278. doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199603)21:3<263::AID-ESP627>3.0.CO;2-I

Carson M.A., Maclean P.A. Development of hybrid aeolian dunes: the William River dune field, Northwest Saskatchewan, Canada // Canadian J. of Earth Sci. 1986. V. 23 (12). pp. 1974–1990. doi.org/10.1139/e86-183

Cohen-Zada A.L., Maman S., Blumberg D.G. Earth aeolianwind streaks: Comparison to wind datafrom model and stations // J. Geoph. Res.: Planets. 2017. V. 122. pp. 1119–1137. doi:10.1002/2016JE005242

Fryberger S.G. Dune forms and wind regime // McKee E.D. (Ed.). A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper, V. 1052. Washington, DC.: US Geological Survey and United States National Aeronautics and Space Administration (Publ.), 1979. pp. 137–169.

Fryberger S.G. Techniques for the evaluation of surface wind data in term of aeolian sand drift. US Geological Survey open file Report 78-405. 1978. 33 p.

Jewell P.W., Nicoll K. Wind regimes and aeolian transport in the Great Basin, U.S.A. // Geomorphology. 2011. V. 129. pp. 1–13. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.005

Greeley R., Iversen J.D. Wind as Geological Process. Cambridge: Cambridge University Press (Publ.). 1985. 333 p. doi.org/10.1177/030913338601000224

Knight J., Burningham H. Sand dunes and ventifacts on the coast of South Africa // Aeolian Res. 2019. V. 37. pp. 44-58. doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.02.003

Lancaster N. The orientation of dunes with respect to sandtransporting winds: a test of Rubin and Hunter's gross bedformnormal rule // Acta Mechanica Supplementum. 1991. V. 2. pp. 89–102.

Lee P., Thomas P.C. Longitudinal dunes on Mars: Relation to current wind regimes // J. of Geoph. Res. 1995. V. 100 (E3). pp. 5381– 5395. doi.org/10.1029/95JE00225

Lettau, K., Lettau, H.H. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration // In: Lettau, H., Lettau, K. (Eds.) Exploring the world's driest climate. University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental Studies, IES Report, 1978. V. 101. pp. 110–147.

Louassa S., Merzouk M., Merzouk N.K. Sand drift potential in western Algerian Hautes Plaines // Aeolian Res. 2018. V. 34. pp. 27–34. doi.org/10.1016/j.aeolia.2018.07.002

Ludwig J., Lindhorst S., Betzler C., Bierstedt S.E., Borówka R.K. Sedimentary rhythms in coastal dunes as a record of intra-annual changes in wind climate (Leba, Poland) // Aeolian Res. 2017. V. 27. pp. 67–77. doi.org/10.1016/j.aeolia.2017.06.003

McKee E.D. (Ed.) A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper, V. 1052. Washington, DC.: US Geological Survey and United States National Aeronautics and Space Administration (Publ.). 1979. 429 p.

Muhs D.R., Budahn J.R. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska // Canadian J. of Earth Sci. 2006. V. 43 (3). P. 323–327. doi.org/10.1139/e05-115

Nickling W.G., Wolfe S.A. The morphology and origin of Nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa // J. of Arid Environments. 1994. V. 28. pp. 13–30. doi.org/10.1016/S0140-1963(05)80017-5

Pearce K.I., Walker I.J. Frequency and magnitude biases in the «Fryberger» model, with implications for characterizing geomorphically effective winds // Geomorphology. 2005. V. 68. pp. 39–55. doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.030

Pye K., Tsoar H. Aeolian Sand and Sand Dunes. Berlin: Springer (Publ.). 2009. 458 p. doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9

Tsoar H. Linear dunes-forms and formation // Progress in Physical Geography: Earth and Environment. 1989. V. 13(4). pp. 507–528. doi.org/10.1177/03091333890130040

Tsoar H. Types of Aeolian Sand Dunes and Their Formation // Geomorphological Fluid Mechanics. Lecture Notes in Physics. V. 582. Berlin, Heidelberg: Springer (Publ.). 2001. pp. 403–429. doi.org/10.1007/3-540-45670-8_17

Wang X., Dong Z., Zhang J., Chen G. Geomorphology of sand dunes in the Northeast Taklimakan Desert // Geomorphology. 2002. V. 42. pp. 183–195. doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00085-X

Zamani S., Mahmoodabadi M., Yazdanpanah N., Farpoor M.H. Meteorological application of wind speed and direction linked to remote sensing images for the modelling of sand drift potential and dune morphology // Meteorological Applications. 2020. V. 27. Is. 1. pp. 27:e1851. doi.org/10.1002/met.1851

Zhang Y., Zhang Z. Dune Field Patterns and Their Control Factors in the Middle Areas of China's Hexi Corridor Desert // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. pp. 1–13. https://doi.org/10.3389/feart.2022.818338

Zhang Z., Dong Z., Li C. Wind regime and sand transport in China's Badain Jaran Desert // Aeolian Research. 2015. V. 17. pp. 1–13. doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.01.004

Информация об авторах:

Маликова Е.Л., младший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: malikovael@igm.nsc.ru

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

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Malikova E.L., Junior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: malikovael@igm.nsc.ru

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

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

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

Статья поступила в редакцию 21.02.2024; одобрена после рецензирования 31.05.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 21.02.2024; approved after reviewing 31.05.2024; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 911.9 doi: 10.17223/25421379/34/9

ЦИФРОВОЕ ПОЧВЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПО ДАННЫМ ВОЗДУШНОГО ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ



Алексей Александрович Сазонов¹, Аркадий Леонидович Киндеев², Иван Сергеевич Князев³

^{1, 2, 3} Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь

¹ alexey.szonov@gmail.com

²Akindeev@tut.by

³ ivanknyazev0509@gmail.com

Аннотация. Предложена методика прогнозного цифрового картографирования почвенного покрова на основе данных воздушного лазерного сканирования и мультиспектрального космического снимка. Методика была апробирована на территории Воложинского района Минской области Республики Беларусь. Для прогнозирования почвенного покрова была использована модель машинного обучения Random Forest. В результате исследования были получены две цифровые почвенные карты (по гидроморфизму и по типам почв).

Ключевые слова: воздушное лазерное сканирование, лидар, цифровое почвенное картографирование, машинное обучение, автоматизированное дешифрирование, случайный лес, вегетационные индексы

Для цитирования: Сазонов А.А., Киндеев А.Л., Князев И.С. Цифровое почвенное картографирование по данным воздушного лазерного сканирования // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 124–135. doi: 10.17223/25421379/34/9

Original article doi: 10.17223/25421379/34/9

DIGITAL SOIL MAPPING USING AIR LASER SCANNING DATA

Alexey A. Sazonov¹, Arkady L. Kindeev², Ivan S. Knyazev³

^{1, 2, 3} Belarusian state university, Minsk, Republic of Belarus

¹ alexey.szonov@gmail.com

²Akindeev@tut.by

³ ivanknyazev0509@gmail.com

Abstract. Soil mapping is a critical task for a variety of applications, including agriculture, ecology, and environmental management. Traditionally, soil mapping has been conducted using field surveys, which are time-consuming, labor-intensive, and expensive. In recent years, there has been a growing interest in the use of remote sensing data for digital soil mapping (DSM). DSM methods use data from satellites, aircraft, or drones to generate digital soil maps with high spatial resolution and low cost. Methods: This study proposes a predictive DSM methodology based on airborne laser scanning (ALS) and multispectral satellite imagery. The study was conducted in the Volozhinsky District of the Minsk Region of Belarus. ALS data were used to derive morphometric indicators of relief, while multispectral satellite imagery were used to derive vegetation indices. A Random Forest machine-learning model was used to predict soil types and hydromorphic classes. Results: The results of the study showed that the proposed methodology was able to generate accurate digital soil maps with high spatial resolution. The overall accuracy of the soil type map was 64%, and the overall accuracy of the hydromorphic class map was 60 %. Discussion: The results of this study confirm the effectiveness of the proposed predictive DSM methodology. The methodology is based on a combination of ALS and multispectral satellite imagery, which provides a comprehensive set of data for soil mapping. The use of a Random Forest machine-learning model also contributes to the accuracy of the methodology. Conclusion: The proposed methodology is a promising approach for DSM in a variety of settings. The methodology is relatively easy to implement and can be used to generate digital soil maps at a variety of spatial resolutions.

Keywords: Airborne laser scanning, lidar, digital soil mapping, machine learning, automated interpretation, random forest, vegetation indices.

For citation: Sazonov A.A., Kindeev A.L., Knyazev I.S. (2025). Digital soil mapping using air laser scanning data. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 124–135. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/9

Введение

Согласно докладу ФАО «Мониторинг достижения связанных с продовольствием и сельским хозяйством показателей целей устойчивого развития на 2023 год», большинство задач, предусмотренных целями устойчивого развития и связанных с продовольствием и сельским хозяйством, все еще далеки от выполнения [Мониторниг достижений..., 2023].

По данным ООН, 33 % всех почв мира уже деградировали, а для удовлетворения мирового спроса на продовольствие к 2050 г. сельскохозяйственное производство должно увеличиться на 60 %, что требует более пристального внимания к земельным ресурсам и почвенному покрову [ООН, 2023].

Основой введения сельскохозяйственной деятельности, без сомнения, может считаться качественная и количественная информация о состоянии почв. За последние десятилетия картографирование почвенного покрова обзавелось такими методами, как геостатистика [Oliver, 2010], цифровое почвенное картографирование [Савин и др., 2019], и прогнозное картографирование на основе машинного обучения [Heuvelink, Webster, 2022]. К.А. Жичкин, Л.Н. Жичкина утверждают о невозможности получения устойчивых урожаев без внедрения современных технологий и методик [Жичкин, Жичкина, 2016], что косвенно подтверждается урожайностью зерновых культур в тех странах мира (Германия – 74 ц/га, Нидерланды – 74 ц/га, Франция 72 ц/га) [Кпоета, 2023], где уже на протяжении полувека активно используют технологии точного земледелия.

В Российской Федерации можно отметить значительные тенденции в апробации современных методов цифровой почвенной картографии, в том числе и на основе методов машинного обучения [Флоринский, 2012; Темботов и др., 2022]. Рядом ученых были установлены основные параметры для прогнозирования почвенного покрова на основе рельефа [McBratney et al., 2003; Флоринский и др. 2009; Флоринский, 2010].

Республика Беларусь также старается соответствовать современным трендам почвенного картографирования [Азарёнок, Матыченков, 2022]. Высокая изученность почвенного покрова сельскохозяйственных земель страны позволила сформировать слой «Почвы» масштаба 1:10 000 в составе земельной информационной системы Республики Беларусь (ЗИС РБ) [Геопортал ЗИС...]. Согласно государственной программе Республики Беларусь «Аграрный бизнес» на 2021–2025 гг., одной из задач является увеличение объемов производства продукции сельского хозяйства в крестьянских (фермерских) хозяйствах [О государственной программе...], при этом за последние несколько лет наблюдается спад сборов зерновых на 1 га [Клебанович и др., 2022]. Внедрение инновационных подходов как в сельскохозяйственном производстве, так и в изучении почвенного покрова должно стимулировать развитие аграрного сектора экономики страны. В последнее десятилетие в рамках решения поставленных задач активно развиваются научные направления в области адаптивно-ландшафтного земледелия [Червань, 2021] и внедрения геостатистического подхода при использовании технологий точного земледелия [Киндеев, 2022]. При этом отсутствуют работы, направленные на использование методов прогнозного почвенного картографирования для составления почвенных карт как страны в целом, так и отдельных хозяйств.

В связи с вышесказанным цель данного исследования заключается в апробировании методики прогнозного почвенного картографирования с помощью методов машинного обучения в условиях Беларуси и создании крупномасштабной цифровой почвенной карты опытного полигона.

Для достижения поставленной цели предполагается решить следующие задачи:

 получить высокоточные данные о рельефе исследуемой территории с помощью воздушного лазерного сканирования;

 получить мультиспектральный космический снимок высокого разрешения на исследуемую территорию;

 на основе детальной модели рельефа и мультиспектрального космического снимка рассчитать ковариаты (морфометрические показатели рельефа и вегетационные индексы) для модели;

 смоделировать пространственную дифференциацию почвенного покрова изучаемой территории на типовом уровне и по степени гидроморфизма;

провести верификацию полученных цифровых почвенных карт.

Изученность вопроса

Цифровая почвенная картография как отдельное направление была сформирована в 2003 г. Alex McBratney с соавт. в статье «On digital soil mapping» [McBratney et al., 2003], методологические основы которого были еще заложены В.В. Докучаевым [Докучаев, 1883] и С.А. Захаровым [Захаров, 1931] предложившими формулу почвы как функцию от факторов почвообразования.

Заложенные идеи были реализованы в работах Alex McBratny в концептуальной модели SCORPAN (Soil (почва), Climate (климат), Organisms (организмы), Relief (рельеф), Parent material (почвообразующие породы), Age (возраст территории), Spatial position (положение в пространстве)), которая ориентирована на практическое применение для цифрового почвенного картографирования [McBratney et al., 2003].



Рис. 1. Ошмянско-Минский почвенно-экологический район

Условные обозначения: 1 – дерново-подзолистые на средних моренных суглинках; 2 – дерново-подзолистые на мощных лёссовидных легких суглинках; 3 – дерново-подзолистые на легких лёссовидных суглинках, подстилаемых песками, 4 – дерново-подзолистые на легких водно-ледниковых суглинках; 5 – дерново-подзолистые на водно-ледниковых легких суглинках, подстилаемых песками; 6 – дерново-подзолистые на водно-ледниковых супсях, подстилаемых моренными суглинками; 7 – дерново-подзолистые на водно-ледниковых супсях, подстилаемых супсях, подстилаемых моренными суглинками; 7 – дерново-подзолистые на водно-ледниковых супсях, подстилаемых моренными суглинками; 7 – дерново-подзолистые на водно-ледниковых супсях, подстилаемых песками; 8 – дерново-подзолистые на песках, подстилаемых моренными суглинках; 11 – дерново-подзолистые слабоглееватые на лёгких суглинках; 11 – дерново-подзолистые слабоглееватые на лёгких суглинках; 11 – дерново-подзолистые слабоглееватые на лёгких суглинках; 13 – дерново-подзолистые слабоглееватые почвы на легких мощных суглинках; 13 – дерново-подзолистые слабоглееватые почвы на легких мощных суглинках; 13 – дерново-подзолисто-глееватые, на водно-ледниковых суглинках, подстилаемых песками; 14 – дерново-подзолисто-глееватые, на супсях, подстилаемых суглинках, подстилаемых суглинках, подстилаемых суглинках; 10 – дерново-глееватые на мощных водно-ледниковых суглинках, подстилаемых суглинках; 10 – дерново-глееватые на мощных водно-ледниковых суглинках, подстилаемых суглинках; 10 – дерново-глееватые на мощных водно-ледниковых суглинках, подстилаемых констилаемых суглинках; 10 – дерново-глееватые на мощных водно-ледниковых суглинках; 20 – дерново-глееватые на мощных моренных суглинках; 10 – дерново-глееватые на легких мощных моренных суглинках; 21 – дерново-глееватые на легких суглинках, подстилаемых песками; 22 – дерново-глееватые на легких суглинках, подстилаемых суглинках; 13 – дерново-глееватые на легких суглинках, подстилаемых песками; 22 – дерново-глееватые на легких суглинках, подстилаемых суглинках; 13 – де

Fig 1. Oshmyany-Minsk soil-ecological region

Legend: 1 - sod-podzolic, on medium moraine loams; 2 - sod-podzolic, on thick loesslike light loams; 3 - sod-podzolic, on light loesslike loams underlain by sands; 4 - sod-podzolic, on light fluvioglacial loams; 5 - sod-podzolic on fluvioglacial light loams underlain by sands; 6 - sod-podzolic on fluvioglacial sandy loams underlain by moraine loams; 7 - sod-podzolic on fluvioglacial sandy loams underlain by moraine loams; 7 - sod-podzolic on fluvioglacial sandy loams underlain by sands; 8 - sod-podzolic on sands underlain by moraine loams; 9 - sod-podzolic on deep sands; 10 - sod-podzolic slightly gleyic on light loams; 11 - sod-podzolic slightly gleyic on fluvioglacial sandy loams; 12 - sod-podzolic-gleyic soils on light deep loams; 13 - sod-podzolic-gleyic, on fluvioglacial loams underlain by sands; 14 - sod-podzolic-gleyic, on sandy loams underlain by loams; 15 - sod-podzolic-gleyic on loose sandy loams; 16 - sod-podzolic-gley, on light loams underlain by moraine loams; 19 - soddy-gley, on light thick moraine loams; 20 - soddy-gley, on light thick moraine loams; 19 - soddy-gley, on light thick moraine loams underlain by sands; 20 - soddy-gley, on thick sands; 21 - soddy-gley soils on light loams underlain by sands; 22 - alluvial soddy-gley; 26 - high-moor peat-gley gley

Альтернативой SCORPAN можно назвать модель CLORPT (Climate (климат), Organisms (организмы), Relief (рельеф), Parent material (почвообразующие породы), Time (время)), которая в большей степени соответствует гипотезе В.В. Докучаева. Ряд исследований последних лет показывает, что из всех факторов почвообразования главенствующую роль в прогнозном почвенном картографировании отводится рельефу [Флоринский, 2009; Fathololoumi et al., 2020; Meng et al., 2022].

Повышение точности моделирования почвенного покрова на основе цифровой модели исследования (ЦМР) может быть достигнуто включением в модель данных ДЗЗ. Так, Xiangtian Meng с соавт. доказали, что увеличение количества разновременных снимков увеличивает точность прогнозной почвенной карты и является существенным дополнением к данным о рельефе местности [Meng et al., 2022].

При этом особую важность представляют собой производные характеристики рельефа, рассчитываемые по ЦМР. И.В. Флоренским было определено, что корреляционные взаимосвязи между почвенным покровом и рельефом местности проявляются через морфометрические показатели третьего порядка [Флоринский и др., 2009], что делает выбор предикторов важным этапом прогнозного почвенного картографирования.

Объекты и методы исследования

Общая характеристика территории. Опытный участок находится в окрестностях географической станции «Западная Березина», д. Калдыки Воложинского района Минской области. Большая часть территории занята поймой р. Березина (Западная Березина), конечными моренными грядами и равнинами, часто перекрытыми водно-ледниковыми, аллювиальными отложениями, также выделяются эоловые гривы и гряды.

Исследуемая территория расположена в Ошмянско-Минском почвенно-экологическом районе (см. рис. 1) суглинистых и супесчаных почв центрального почвенно-климатического округа центральной почвенной провинции [Шибут и др., 2018].

Ошмяно-Минский почвенно-экологический район включает в себя Ошмянские краевые ледниковые гряды и Минскую краевую ледниковую возвышенность которые тесно связаны между собой и образуют единый гигантский амфитеатр краевых образований, прослеживающийся на 250 км. Абсолютные высоты в пределах почвенно-экологического района изменяются от 160-170 м до 300-320 м в пределах Ошмянских краевых ледниковых гряд и от 200-220 м до 345 м на Минской возвышенности. На территории района распространены краевые образования, представленные фронтальными грядами ошмянской стадии сожского оледенения. В большей мере развит холмисто-увалистый и грядово-холмистый рельеф с относительными высотами от 15-20 до 50-60 м. Значительная степень расчлененности рельефа обусловливает подверженность территории Ошмяно-Минского почвенного-экологического района эрозионно-денудационным процессам с образованием оврагов и балок от 3 м на западе до 10-15 м на востоке территории. Важную роль в современном преобразовании рельефа играют техногенные процессы,

связанные с добычей стройматериалов, мелиорацией и др. [Матвеев и др., 1988].

Доминирующими почвами являются дерновоподзолистые, развивающиеся на легких суглинках (50,56%) и супесях (18,56%), приуроченные к возвышенным участкам рельефа краевых образований [Лапа и др., 2019]. Широко представлены полугидроморфные почвы – дерново-подзолисто-глееватые (около 6%) и дерново-подзолистые слабоглееватые (около 4,5%), развивающиеся на легких суглинках. На остальные полугидроморфные почвы приходится около 3%. Довольно значительна доля торфянистоглеевых и торфяно-глеевых (13,15%), формирующихся в долинах рек и денудационных понижениях.

Методика исследования

Получение высокоточных данных о рельефе исследуемой территории производилось с помощью воздушного лазерного сканирования, которое осуществлялось с применением беспилотного летательного аппарата «DJI Matrice 300 RTK», оснащенного лазерным сканером «DJI Zenmuse L1». В результате проведенного обследования и обработки данных была получена ЦМР (рис. 2). Для избежания шумов, вызванных избыточной детальностью модели, полученный растр был генерализован до разрешения в 3 м на пиксель.

Так как данные дистанционного зондирования земли значительно повышают точность классификации почвенного покрова [Флоринский, 2012], то в данном исследовании используется снимок, полученный с созвездия наноспутников «PlanetScope». Снимок имеет пространственное разрешение 3 м и 8 спектральных каналов, в том числе красный (650–680 нм), ближний инфракрасный (845–885 нм) и красный край (697–713 нм), радиометрическое разрешение 12 бит. Снимок датируется 01.07.2022 г. (рис. 3).

Для расчета ковариат были выбраны наиболее часто используемые в отечественных [Флоринский и др., 2009; Докучаев, 2017; Минаев и др., 2018; Минаев, 2020] и зарубежных [McBratney et al., 2003; Minasny, McBratney, 2010; Fathololoumi et al., 2020; Frazier, Hemingway, 2021] исследованиях морфометрические показатели: уклон; общая кривизна поверхности; профильная кривизна поверхности; тангенциальная кривизна поверхности; кривизна Казаратти; Гауссова кривизна поверхности; кривизна контура; геодезическое кручение изолиний; направление потока; топографический позиционный индекс в окрестности 3 и 5 пикселей; топографический индекс влажности; индекс баланса геомассы; индекс сходимости (конвергенции); спектральные индексы MTVI2, RTVICore и SAVI.



of 3 meters per pixel

Обучение модели производилось по эталонным почвенным разрезам (146 шт.), сформированным в базу геоданных, с информацией о гидроморфизме и типовой принадлежности почвы. Информация о разрезах была получена по результатам анализа отчетов об учебной почвенной практике студентов факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета за пятилетний период, дополнена авторами во время полевых выездов. Рассчитанные переменные и фактическая информация о почве классифицировались методом случайных деревьев [Классификатор] с экспертной корректировкой и генерализацией полученных моделей, в результате чего были получены две карты, отражающие распределение почв по гидроморфизму и типовой принадлежности (рис. 4, 5).

Верификация и валидация полученных цифровых почвенных карта проводилась по пропорционально расположенным по площади 495 точкам каждой из групп, содержащих информацию из эталонной почвенной карты, составленной традиционным методом.



Рис. 4. Результата классификации по гидроморфизму почв

Fig 4. The results of classification by soil hydromorphism



Рис. 5. Результат классификации, полученный по типам почв

Fig 5. Classification result obtained by soil type

Результаты и обсуждение

Полученные карты отображают распределение различных почв на исследуемой территории. Так, распределение почв на местности логично и соответствует особенностям рельефа и растительного покрова исследуемой территории, полевым наблюдениям.

В классификации почв по гидроморфизму автоморфные почвы занимают 60,68 % (258,87 га) от общей площади. Автоморфные почвы в первую очередь приурочены к наиболее возвышенным участкам местности: камовым холмам, вершинам водно-ледниковых холмисто-волнистых равнин. Временно избыточно увлажненные и глееватые почвы приурочены к местам расчленения рельефа ложбинами стока, занимают 16,28 % (69,44 га) от общей площади участка. Группа глеевых почв занимает площадь 22,05 % (94,06 га) и распространена в центральной пойме реки, где степень увлажнения значительно выше, а в период половодья почвенный покров находится под водой. Торфяные и торфянистые почвы занимают всего 1 % (4,25 га) от общей площади и приурочены к притеррасной пойме, где гидрологические связи с рекой выражены менее значительно.

По типовой принадлежности наибольшую площадь, 64,28 % (274,22 га), занимают дерново-подзолистые почвы. Данный тип почв является зональным для территории Республики Беларусь и, соответственно, самым распространенным в стране. Дерново-подзолистые автоморфные почвы приурочены к наиболее возвышенным частям исследуемого участка. На втором месте по площади – аллювиальный болотный тип почв, он занимает площадь 14,94 % (63,75 га). Этот тип почв, как и аллювиальные (пойменные) дерновые заболоченные, которые занимают 9,13 % (38,94 га), приурочен к пойме реки. Данные типы почв по степени гидроморфизма относятся к полугидроморфным. Дерново-подзолистые заболоченные почвы занимают 9,97 % (42,54 га) от общей площади участка, приурочены к расчлененным участкам рельефа, что, скорее всего, является ошибкой классификации. Последние по площади торфяно-болотные низинные почвы – 1,68 % (7,17 га), расположение данного типа почв совпадает с расположением торфяных и торфянистых почв по гидроморфизму.

Эталоном для оценивания точности классификации является почвенная карта территории геостанции «Западная Березина». Был сформирован слой из 495 случайно расположенных точек, значения в которых сравнивалось с эталонной картой, полученной методом прогнозного почвенного картографирования (таблица).

Оценка точности карт

Название класса	Количество эталонных Количество правильно		Tourocti %				
Пазвание класса	точек	классифицированных точек	104H0C15, /0				
Гидроморфизм							
Автоморфные	246	228	92,68				
Временно избыточно увлажненные (ВИУ)	129	44	34.11				
и глееватые			0 1,11				
Глеевые	39	18	46,15				
Торфяные и торфянистые	81	7	8,64				
Все классы	495	297	60,00				
Тип почв							
Аллювиальные (пойменные)	Q1	22	28.40				
дерновые заболоченные	81	23	20,40				
Аллювиальные болотные	58	36	62,07				
Дерново-подзолистые	246	229	93,09				
Дерново-подзолистые заболоченные	94	24	25,53				
Торфяно-болотные низинные	16	6	37,50				
Все классы	495	318	64,24				

Estimates of the accuracy of maps

Анализируя данные таблицы, можно отметить, что модель при определении автоморфных почв позволяет достичь точности в 92,68 %, заметно хуже результаты при определении глеевых почв (точность 46,15 %), и хуже всего удается определить временно избыточно увлажненные и глееватые почвы (точность 34,11 %). Однако следует учитывать, что результаты по торфяным и торфянистым почвам не совсем объективны, так как количество данных по этим почвам было ограничено на исследуемой территории. Если рассматривать пространственное распределение почв, то можно заметить, что торфяные и торфянистые почвы располагаются вблизи друг друга и на модели, и на карте. Почвы с временным избыточным увлажнением и глееватые, в свою очередь, находятся в основном в ложбинах стока и возле поймы и имеют узкие и вытянутые полосы на карте и в модели. Это объясняется тем, что данные почвы располагаются в промежуточном положении между глеевыми и автоморфными почвами, и модель может ошибочно отнести их к одному из этих классов в некоторых случаях. Общая точность классификации по гидроморфизму -60 %. Результаты классификации по типам почв показывают, что дерново-подзолистые почвы являются наиболее точно классифицируемым типом почв с точностью в 93,04 %. Это можно объяснить тем, что данный тип почв является наиболее распространенным в Беларуси, и было доступно большее количество эталонных точек для обучения модели. Дерновоподзолистые заболоченные почвы оказались самыми трудными для классификации моделью - 25.53 % верно определенных точек. Однако визуальный анализ показывает, что контуры, определенные моделью, соответствуют эталонным контурам на карте. Аллювиально-болотные почвы имеют площадь, которая является второй после дерново-подзолистых, и достаточно большой показатель точности дешифрования (62,07 %). Аллювиальные (пойменные) дерновые заболоченные, торфяные и торфяно-болотные низинные имеют примерно одинаковую точность дешифрования и площадь.

В целом, результаты классификации по типам почв показали общую точность классификации по типам почв 64,24 %, что говорит об эффективности методики, используемой для автоматической классификации почв.

Заключение

Прогрессивные методы цифрового почвенного картографирования с использованием методов машинного обучения и анализа данных являются трендом современной науки. Они позволяют значительно упростить, ускорить и уточнить работу исследователей, поскольку позволяют обрабатывать большие объемы данных и выявлять скрытые зависимости между различными переменными.

В данном исследовании было показано, что прогнозное почвенное картографирование на основе машинного обучения способно достигать достаточно высокой точности в прогнозировании почвенного покрова как по гидроморфизму почв (общая точность классификации составила 60 %, по классам варьирует от 8,64 % в торфяных и торфянистых почвах до 92,68 % в автоморфных почвах), так и по типам почв (общая точность классификации составила 64,24 %, по классам варьирует от 25,53 % в дерново-подзолистых заболоченных почвах до 93,09 % в дерново-подзолистых почвах). Однако применения метода обучения модели и классификации «случайных деревьев с обучением» в настоящее время не может обеспечить высокой точности, чтобы полностью заменить работу человека. Тем не менее он может быть использован для предварительной обработки данных и для определения наиболее важных показателей, которые могут повысить точность модели.

В исследовании использовались 17 показателей для обучения модели. Для дальнейшего моделирования можно экспериментировать с выбором других показателей и отсеивать наименее значимые, а также произвести дополнительные полевые исследования с учетом особенностей территории.

Таким образом, цифровое почвенное картографирование с использованием методов машинного обучения является мощным инструментом для прогнозирования почвенного покрова и создания почвенных карт. Для достижения наилучших результатов необходимо проводить дополнительные исследования и эксперименты, чтобы уточнить методики и выбрать наиболее важные показатели для обучения модели.

Список источников

Азарёнок Т.Н., Матыченков Д.В. Научные основы почвенного картографирования в Республике Беларусь // Эволюция почв и развитие научных представлений в почвоведении. 2022. С. 46–50.

Геопортал земельно-информационной системы Республики Беларусь // Геопортал ЗИС. Инф. сист. URL: https://gismap.by/next/ (дата обращения: 22.10.2023).

Докучаев В.В. Русский чернозем. Отчет Императорскому вольному экономическому обществу. СПб. : Тип. Деклерона и Евдокимова, 1883. 376 с.

Докучаев П.М. Построение цифровой почвенной карты и картограммы углерода с использованием методов цифрового почвенного картографирования (на примере Вятско-Камской провинции дерновоподзолистых почв южной тайги) : дис. ... канд. боиол. наук. М., 2017. 161 с.

Жичкин К.А., Жичкина Л.Н. Оценка современных технологий в сельском хозяйстве // Современное экологическое состояние природной среды и научно-практические аспекты рационального природопользования. 2016. С. 3830–3838.

Захаров С.А. Курс почвоведения. 2-е изд., испр. и доп. М. ; Л. : Сельколхозгиз, 1931. 550 с.

Киндеев А.Л. Перспективные направления геостатистического анализа и стохастического моделирования с учетом экономических издержек при точном земледелии // Вестник Московского университета. Сер. 17: Почвоведение. 2022. № 2. С. 59–70.

Классификатор произвольных деревьев с обучением (Image Analyst) // Esri. ArcGIS Pro Inf. sist. URL: https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/latest/tool-reference/image-analyst/train-random-trees-classifier.html (дата обращения: 05.01.2023).

Клебанович Н.В., Киндеев А.Л. Сопряженность изменений урожайности зерновых и зернобобовых культур и уровня применения удобрений по районам Республики Беларусь // Вестник БГУ. Сер. 2: Химия. Биология. География. 2022. Т. 1. С. 15–27.

Лапа В.В., Азаренок Т.Н., Шульгина С.В., Шибут Л.И., Матыченков Д.В., Матыченкова О.В., Дыдышко С.В., Цыбулько Н.Н., Устинова А.М., Цырибко В.Б. Почвы Республики Беларусь. Минск : Ивц Минфина, 2019. 632 с.

Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Беларусии. Минск : МН. Университетское, 1988. 320 с.

Минаев Н.В. Цифровая модель почвенно-ландшафтных связей владимирского ополья : дис. ... канд. боиол. наук. М., 2020. 144 с.

Минаев Н.В., Бузылев А.М., Таллер Е.Б. Разработка крупномасштабной цифровой модели автоматизированного почвенноагроэкологического картографирования на примере представительных ландшафтов Владимирского Ополья // АгроЭкоИнфо. 2018. № 3. С. 24–42.

Мониторинг достижения связанных с продовольствием и сельским хозяйством показателей ЦУР, 2023 год // Рим: ФАО. Инф. сист. URL: https://www.fao.org/documents/card/ru/c/cc7088ru (дата обращения: 22.10.2023).

О Государственной программе «Аграрный бизнес» на 2021–2025 годы // Национальный правовой Интернет-портал Республики Беларусь. Инф. сист. URL: https://pravo.by/document/?guid=3871&p0=C22100059 (дата обращения: 22.10.2023).

ООН // Всемирный день почв. Инф. сист. URL: https://www.un.org/ru/observances/world-soil-day (дата обращения: 22.10.2023).

Савин И.Ю., Жоголев А.В., Прудникова Е.Ю. Современные тренды и проблемы почвенной картографии // Почвоведение. 2019. № 5. С. 517–528.

Темботов Р.Х., Горобцова О.Н., Гедгафова Ф.В., Улигова Т.С., Хакунова Е.М. Применение дистанционной информации и ГИС-технологий для создания цифровых почвенных карт (на примере равнинно-предгорной части Кабардино-Балкарии) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. С. 128–137.

Флоринский И.В. Теория и приложения математико-картографического моделирования рельефа: дис. ... д-ра техн. наук. Пущино, 2010. 267 с.

Флоринский И.В. Картографирование почвы на основе цифрового моделирования рельефа (по данным кинематических дрясъемок и почвенных наземных съемок) // Исследование Земли из космоса. 2009. № 6. С. 56–65.

Флоринский И.В., Айлерс Р.Дж., Бёртон Д.Л., Мак-Магон Ш.К., Монреал К.М., Фаренхорст А. Прогнозное почвенное картографирование на основе цифрового моделирования рельефа // Геоинформатика. 2009. № 1. С. 22–32.

Флоринский И.В. Гипотеза Докучаева как основа цифрового прогнозного почвенного картографирования (к 125-летию публикации) // Почвоведение. 2012. № 4. С. 500–506.

Червань А.Н. Типизация структуры почвенного покрова с использованием ГИС для оценки производительного потенциала агроландшафтов (на примере Республики Беларусь) // Вестник Удмуртского университета. Серия: Биология. Науки о Земле. 2021. Т. 31, № 3. С. 280–289.

Шибут Л.И., Азаренок Т.Н. Почвенное районирование территории Беларуси: история, характеристика, использование // Почвоведение и агрохимия. 2018. № 1. С. 9–17.

Fathololoumi S., Vaezi A.R., Alavipanah S.K., Ghorbani A., Saurette D., Biswas A. Improved digital soil mapping with multitemporal remotely sensed satellite data fusion: A case study in Iran // Science of the Total Environment. 2020. V. 721. 14 c.

Frazier A.E., Hemingway B.L. A technical review of planet smallsat data: Practical considerations for processing and using planetscope imagery // Remote Sensing. 2021. V. 13, № 19. 12 p.

Heuvelink G.B.M., Webster R. Spatial statistics and soil mapping: A blossoming partnership under pressure // Spatial statistics. 2022. V. 50. P. 1–9.

Knoema data hub. URL: https://public.knoema.com/ (date of accessed: 27.03.2023).

McBratney A.B., Mendonça Santos M.L., Minasny B. On digital soil mapping // Geoderma. 2003. № 1-2. P. 3-52.

Meng X., Bao Y., Liu H., Zhang X., Wang X. A new digital soil mapping method with temporal-spatial-spectral information derived from multi-source satellite images // Geoderma. 2022. V. 425.

Minasny B., McBratney A.B. Digital soil mapping: A brief history and some lessons // Geoderma. 2016. V. 2. P. 301–311.

Oliver M.A. An overview of geostatistics and precision agriculture // Geostatistical applications for precision agriculture. 2010. 34 p.

Reference

Azaronok T.N., Matychenkov D.V. *Nauchnyye osnovy pochvennogo kartografirovaniya v Respublike Belarus'* [Scientific foundations of soil mapping in the Republic of Belarus] //Evolyutsiya pochv i razvitiye nauchnykh predstavleniy v pochvovedenii. 2022. pp. 46–50. In Russian

Geoportal zemel'no-informatsionnoy sistemy Respubliki Belarus' [Geoportal of the land information system of the Republic of Belarus] // Geoportal ZIS. Inf. sist. URL: https://gismap.by/next/ (Date of accessed 22.10.2023). In Russian

Dokuchayev V.V. Russkiy chernozem. Otchet Imperatorskomu vol'nomu ekonomicheskomu obshchestvu [Russian Black Earth. Report to the Imperial Free Economic Society]. St.Petersburg: Tip. Deklerona i Yevdokimova, 1883. 376 p. In Russian

Dokuchayev P.M. Postroyeniye tsifrovoy pochvennoy karty i kartogrammy ugleroda s ispol'zovaniyem metodov tsifrovogo pochvennogo kartografirovaniya (na primere vyatsko-kamskoy provintsii dernovopodzolistykh pochv yuzhnoy taygi) [Construction of a digital soil map and carbon cartogram using digital soil mapping methods (using the example of the Vyatka-Kama province of sod-podzolic soils of the southern taiga)]: dis. kand. boiol. nauk: 03.02.13. Moscow, 2017. 161 p. In Russian

Zhichkin K.A., Zhichkina L.N. Otsenka sovremennykh tekhnologiy v sel'skom khozyaystve [Evaluation of modern technologies in agriculture] // Sovremennoye ekologicheskoye sostoyaniye prirodnoy sredy i nauchno-prakticheskiye aspekty ratsional'nogo prirodopol'zovaniya. 2016. pp. 3830–3838. In Russian

Zakharov S.A. Kurs pochvovedeniya [Soil Science Course]. 2-ye izd. ispr. dop. Moscow – Leningrad: Sel'kolkhozgiz. 1931. 550 p. In Russian

Kindeev A.L. Perspektivnyye napravleniya geostatisticheskogo analiza i stokhasticheskogo modelirovaniya s uchetom ekonomicheskikh izderzhek pri tochnom zemledelii [Prospective directions of geostatistical analysis and stochastic modeling taking into account economic costs in precision agriculture] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 17: Pochvovedeniye [Lomonosov soil science journal]. 2022. No 2. pp. 59–70. In Russian

Klassifikator proizvol'nykh derev'yev s obucheniyem [Arbitrary Tree Classifier with Supervision] (Image Analyst) // Esri. ArcGIS Pro Inf. sist. URL: https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/latest/tool-reference/image-analyst/train-random-trees-classifier.htm (Date of accessed: 05.01.2023).

Klebanovich N.V., Kindeev A.L. Sopryazhennost' izmeneniy urozhaynosti zernovykh i zernobobovykh kul'tur i urovnya primeneniya udobreniy po rayonam Respubliki Belarus' [Correlation of changes in the yield of grain and leguminous crops and the level of fertilizer application in the regions of the Republic of Belarus]// Vestnik BGU. Seriya 2, Khimiya. Biologiya. Geografiya [Bulletin of BSU. Episode 2, Chemistry. Biology. Geography]. 2022. V. 1. pp. 15–27. In Russian

Lapa V.V., Azarenok T.N., Shul'gina S.V., Shibut L.I., Matychenkov D.V., Matychenkova O.V., Dydyshko S.V., Tsybul'ko N.N., Ustinova A.M., Tsyribko V.B. *Pochvy Respubliki Belarus': Monografiya* [Soils of the Republic of Belarus: Monograph]. Minsk: Ivts Minfina, 2019. 632 p. In Russian

Matveyev A.V., Gurskiy B.N., Levitskaya R.I. Rel'yef Belarusii [Relief of Belarus]. Minsk: MN. Universitetskoye, 1988. 320 p. In Russian

Minayev N.V. *Tsifrovaya model' pochvenno-landshaftnykh svyazey vladimirskogo opol'ya* [Digital model of soil-landscape connections of Vladimir Opolye]: dis. kand. boiol. nauk: 03.02.13. Moscow, 2020. 144 p. In Russian

Minayev N.V., Buzylev A.M., Taller Ye.B. Razrabotka krupnomasshtabnoy tsifrovoy modeli avtomatizirovannogo pochvennoagroekologicheskogo kartografirovaniya na primere predstaviteľ nykh landshaftov Vladimirskogo Opoľ ya [Development of a large-scale digital model of automated soil-agroecological mapping using the example of representative landscapes of Vladimir Opolye] // AgroEkoInfo. 2018. No. 3. pp. 24–42. In Russian

Monitoring dostizheniya svyazannykh s prodovol'stviyem i sel'skim khozyaystvom pokazateley TSUR, 2023 god [Tracking progress on food and agriculture-related SDG indicators]// Rim: FAO, Inf. sist. URL : https://www.fao.org/documents/card/ru/c/cc7088ru. (Date of accessed 22.10.2023). In Russian

O Gosudarstvennoy programme «Agrarnyy biznes» na 2021–2025 gody [About the State Program "Agricultural Business" for 2021–2025] // Natsional'nyy pravovoy Internet-portal Respubliki Belarus', Inf. sist. URL: https://pravo.by/document/?guid=3871&p0=C22100059. (Date of accessed 22.10.2023). In Russian

OON // Vsemirnyy den' pochv [World Soil Day,], Inf. sist. URL: https://www.un.org/ru/observances/world-soil-day. (Date of accessed 22.10.2023). In Russian

Savin I.Yu., Zhogolev A.V., Prudnikova Ye.Yu. Sovremennyye trendy i problemy pochvennoy kartografii [Modern trends and problems of soil mapping] // Pochvovedeniye [Eurasian Soil Science]. 2019. No. 5. pp. 517–528. In Russian

Tembotov R.Kh, Gorobtsova O.N., Gedgafova F.V., Uligova T.S., Khakunova Ye.M. *Primeneniye distantsionnoy informatsii i GIStekhnologiy dlya sozdaniya tsifrovykh pochvennykh kart (na primere ravninno-predgornoy chasti Kabardino-Balkarii)* [Application of remote information and GIS technologies for creating digital soil maps (using the example of the plain-foothill part of Kabardino-Balkaria)] // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Current problems in remote sensing of the Earth from space]. 2022. pp. 128–137. In Russian

Florinskiy I.V. *Teoriya i prilozheniya matematiko-kartograficheskogo modelirovaniya rel'yefa* [Theory and applications of mathematical and cartographic relief modeling]: dis. d-r. tekhn. nauk: 25.00.33. Pushchino, 2010. 267 p. In Russian

Florinskiy I.V. Kartografirovaniye pochvy na osnove tsifrovogo modelirovaniya rel'yefa (po dannym kinematicheskikh gpss"yemok i pochvennykh nazemnykh s"yemok) [Soil mapping based on digital terrain modeling (based on kinematic GPS surveys and soil ground surveys)] // Issledovaniye Zemli iz kosmosa [Exploring the Earth from Space]. 2009. No. 6. pp. 56–65. In Russian

Florinskiy I.V., Aylers R.Dzh., Borton D.L., Mak-Magon SH.K., Monreal K.M., Farenkhorst A. *Prognoznoye pochvennoye kartografirovaniye na osnove tsifrovogo modelirovaniya rel'yefa* [Predictive soil mapping based on digital terrain modeling] // Geoinformatika. 2009. No.1. pp. 22–32. In Russian

Florinskiy I.V. *Gipoteza Dokuchayeva kak osnova tsifrovogo prognoznogo pochvennogo kartografirovaniya (k 125-letiyu publikatsii)* [Dokuchaev's hypothesis as a basis for digital predictive soil mapping (on the 125th anniversary of publication)] // *Pochvovedeniye* [Eurasian Soil Science]. 2012. No. 4. pp. 500–506. In Russian

Chervan A.N. *Tipizatsiya struktury pochvennogo pokrova s ispol'zovaniyem GIS dlya otsenki proizvoditel'nogo potentsiala agrolandshaftov (na primere Respubliki Belarus')* [Typification of the soil cover structure using GIS for assessing the productive potential of agricultural landscapes (using the Republic of Belarus as an example)] //Vestnik Udmurtskogo universiteta. Seriya «Biologi ya. Nauki o Zemle». 2021. V. 31. No. 3. pp. 280–289. In Russian

Shibut L.I., Azarenok T.N. *Pochvennoye rayonirovaniye territorii Belarusi: istoriya, kharakteristika, ispol'zovaniye* [Soil zoning of the territory of Belarus: history, characteristics, use] // *Pochvovedeniye i agrokhimiya* [Soil Science and Agrochemistry]. 2018. No. 1. pp. 9–17. In Russian

Fathololoumi S., Vaezi A.R., Alavipanah S.K., Ghorbani A., Saurette D., Biswas A. Improved digital soil mapping with multitemporal remotely sensed satellite data fusion: A case study in Iran //Science of the Total Environment. 2020. V. 721. 14 p.

Frazier A.E., Hemingway B.L. A technical review of planet smallsat data: Practical considerations for processing and using planetscope imagery // Remote Sensing. 2021. V. 13. No. 19. 12 p.

Heuvelink G.B.M., Webster R. Spatial statistics and soil mapping: A blossoming partnership under pressure //Spatial statistics. 2022. V. 50. pp. 1-9.

Knoema data hub URL: https://public.knoema.com/ (Date of accessed: 27.03.2023)

McBratney A. B, Mendonça Santos M. L., Minasny B. On digital soil mapping // Geoderma. 2003. No.1-2. pp. 3-52

Meng X., Bao Y., Liu H., Zhang X., Wang X. A new digital soil mapping method with temporal-spatial-spectral information derived from multi-source satellite images //Geoderma. 2022. V. 425.

Minasny B., McBratney A.B. Digital soil mapping: A brief history and some lessons // Geoderma. 2016. V. 2. pp. 301–311.

Oliver M.A. An overview of geostatistics and precision agriculture // Geostatistical applications for precision agriculture. 2010. 34 p.

Информация об авторах:

Сазонов А.А., старший преподаватель, кафедра почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: alexey.szonov@gmail.com

Киндеев А.Л., преподаватель, кафедра почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: AKindeev@tut.by

Князев И.С., стажер младшего-научного сотрудника, кафедра почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: ivanknyazev0509@gmail.com

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Sazonov A.A., Senior Lecturer, Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus. E-mail: alexey.szonov@gmail.com

L-man. alexe y.szono

Kindeev A.L., Lecturer, Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus.

E-mail: AKindeev@tut.by

Knyazev I.S., trainee junior researcher, Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus. E-mail: ivanknyazev0509@gmail.com

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

Статья поступила в редакцию 27.10.2023; одобрена после рецензирования 03.05.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 27.10.2023; approved after reviewing 03.05.2024; accepted for publication 03.03.2025

гидрология

Научная статья УДК 556.55 doi: 10.17223/25421379/34/10

ОЗЕРНЫЙ ФОНД ЕВРОПЫ

Анна Владиленовна Измайлова¹, Наталья Юрьевна Корнеенкова²

¹ Государственный гидрологический Институт, Санкт-Петербург, Россия

² Институт озероведения Российской академии наук – Санкт-Петербургский Федеральный

исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

¹ ianna64@mail.ru

² ntkorn87@gmail.com

Аннотация. Представлены результаты количественной оценки озёрного фонда Европы. С использованием глобальных массивов данных выполнена визуализация озёрности, а также изменения площадей водной поверхности регионов Европы. Для оценки запасов озёрных вод использованы региональные зависимости между морфометрическими характеристиками озёрных котловин, а также зависимости между объёмами воды в озере и его площадью.

Ключевые слова: озерные ресурсы, озерные регионы Европы, площадь водной поверхности, водные ресурсы, ГИС-технологии

Источник финансирования: работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по теме № FMNG-2019-0004 «Закономерности распределения озер по территории Евразии и оценка их водных ресурсов».

Для цитирования: Измайлова А.В., Корнеенкова Н.Ю. Озерный фонд Европы // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 136–151. doi: 10.17223/25421379/34/10

Original article doi: 10.17223/25421379/34/10

EUROPEAN LAKE RESOURCES

Anna V. Izmailova¹, Natalya Yu. Korneenkova²

 ¹ State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russian Federation
 ² Institute of Limnology RAS - a separate structural subdivision of "St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences", St. Petersburg, Russian Federation
 ¹ ianna64@mail.ru
 ² ntkorn87@gmail.com

Abstract. The results of a quantitative assessment of the European lake resources carried out according to an original method are presented. To determine the number and areas of water bodies, the automated and visual-instrumental interpretation capabilities were applied with the use of the Water Mask array based on the adjustment of the long-term data (from 2000 to 2012), as well as on the images provided by the program Google Earth. Maps of the lake area percentage were constructed based on the obtained data set of the water surface areas. The highest lake coverage values are characteristic of the territory covered by the last Quaternary glaciation. For regions located outside the Quaternary glaciation, the average lake area ratio is significantly increased in relation to the natural lake area due to the inclusion of the water surface areas of artificial reservoirs in the calculation. It has increased most in areas originally characterized by a very low lake stock. Based on the Global Surface Water Transitions dataset, a visualisation of changes in the water surface areas of European regions from the 1980s to the present was made. The schematic maps of changes in water surface density over the past four decades confirm the conclusions drawn in the article about changes in the lake stock in Europe due to the construction of reservoirs, as well as reflecting changes in the area not caused to the construction of artificial reservoirs. To assess the lake water resources of whole of Europe, as well as its parts distinguished according to the physicalgeographical principle, the reference data and regional relationships between various morphometric characteristics of lakes that take into account their genesis and orographic features of the territory were used. Moreover, the relationships between the volume of water in the lake and its area were taken into account. According to the assessment, the water surface area of all water bodies in Europe is 284,000 km², of which about 3/4 are natural ones. The lakes contain a total of 3285 km³ of fresh water and 88 km³ of water of increased mineralization. The main volume of waters in Europe is concentrated in the lakes of the zone of the last Quaternary glaciation distribution (85 %) and in the lakes of the Alpine zone (10%); about 2,5 % of water is concentrated in the lakes



of the Balkan Peninsula. Water reserves in artificial water bodies of Europe are about 500 km³, about half of this value is accounted for by the largest reservoirs of the European part of Russia.

Keywords: lake resources, lake regions of Europe, water surface area, water resources, geoinformation technologies

Source of financing: The work was carried out within the framework of the state assignment on theme No. FMNG-2019-0004 "Regularities of the distribution of lakes over the territory of Eurasia and the assessment of their water resources".

For citation: Izmailova A.V., Korneenkova N.Yu. (2025) European Lake Resources. Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 1. pp. 136–151. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/10

Введение

В современном мире оценка запасов пресной воды представляет интерес при планировании практически всех видов хозяйственной деятельности. Наряду с речным стоком, относящимся к быстро возобновляемым водным ресурсам [World..., 2003], значительный интерес представляют и озёрные воды, причисляемые к водным ресурсам замедленного возобновления. Со второй половины XX в. в научной литературе большое внимание уделялось вопросам оценки водных ресурсов (как быстрого, так и замедленного возобновления) не только на национальном, но и на планетарном уровне [Nace, 1967; Львович, 1974; Korzun, 1978; Baumgartner, Reichel, 1975; Berner, Berner, 1996; World..., 2003]. Вместе с тем, необходимо отметить существенные расхождения в публикуемых результатах, связанные с применением различных методов расчёта и использованием различающихся между собой данных, доступных для разных авторов. Наряду с базирующимися на аналитических методах оценками запасов вод в планетарном масштабе, в том числе вод, сосредоточенных в озерах [Лосев, 1989; Львович, 1974; Meybeck, 1995; Nace, 1969; Tamrazyan, 1974; Ryanzhin, 2006; Wetzel, 1983], проводились и попытки исчисления количества озёр, которые, с развитием GIS-технологий, стали опираться на возможности обработки спутниковой информации, в том числе автоматизированной [Downing et al., 2006; Lehner, 2004; McDonald et al., 2012; Fahrenkamp-Uppenbrink, 2014; Verpoorter et al., 2014]. Однако получаемые результаты также отличаются в зависимости от принципов, положенных в основу их оценки, при этом различия сохраняются на любом уровне – региональном, национальном, планетарном. Так, по опубликованным данным по суммарным запасам озёрных вод мира, максимальная оценка (280 км³ [Лосев, 1989]) в 1,7 раза превышает минимальную (166 км³ [Tamrazyan, 1974]). Таким образом, необходимо признать, что, вопервых, окончательного ответа на фундаментальный вопрос «сколько на Земле озёр и сколько в них воды?» до настоящего времени не получено. Во-вторых, для глобальных географических обобщений, проводимых по озёрному фонду или водным ресурсам, необходимо все расчёты проводить на основе единой методики. В этом случае, даже при наличии ошибок в оценках, получаемые результаты становятся сопоставимыми между собой.

В последние десятилетия в ИНОЗ РАН-СПб ФИЦ РАН была выполнена задача на основе единой методики оценить озёрный фонд крупнейшей страны мира – Российской Федерации, характеризующейся чрезвычайным разнообразием физико-географических условий и достаточно низким уровнем лимнологической изученности большей части территории [Izmailova, 2016а; Izmailova, Korneenkova, 2020]. В результате проведённой работы были получены хорошо сопоставимые между собой данные о количестве водоёмов, площадях их водной поверхности, суммарных объёмах озёрных вод в различных частях страны. Отработанные методические подходы позволили её авторам расширить оценку озёрного фонда до масштаба континента.

Целью нашей статьи является представление данных по распределению озёр по территории Европы и получение сопоставимых между собой результатов оценки озёрного фонда (количество водоёмов, площади водной поверхности, объёмы вод) по различным регионам данной части света.

Необходимо подчеркнуть, что на настоящий момент количественные характеристики суммарных запасов озёрных вод всего континента отсутствуют, а оценки, проведённые по ряду стран, чаще всего плохо сопоставимы между собой из-за включения в расчёт водоёмов различной крупности (небольшие государства обычно учитывают даже самые малые водоёмы, тогда как для крупных стран, в том числе для России, такой учёт трудноосуществим и фактически лишён смысла) и генезиса (могут как учитываться, так и не учитываться прибрежные или искусственные водоёмы).

В этой связи следует уточнить, что, хотя полученные авторами результаты оценки озёрного фонда оказываются заведомо ниже ряда национальных оценок (малые водоёмы могут быть недоучтены), однако, будучи получены на основе единого подхода, они являются хорошо сопоставимыми между собой, что позволяет получить корректные выводы об особенностях распределения озёр по территории континента и выявить связи между показателями озёрности, суммарными величинами водных ресурсов и определяющими их факторами.

Материалы и методы оценки

Оценка количества водоёмов и площадей водной поверхности различных территориальных образований Европы выполнялась на основе специально разработанной методики [Izmailova, 20166] и базировалась как на визуально-инструментальном дешифрировании водных объектов на современных спутниковых снимках, предоставляемых программой «Google Планета Земля», так и на автоматизированном дешифрировании с использованием набора данных Global Forest Change (GFC), описанного М.С. Hansen и др. [Hansen et al., 2013].

Набор данных GFC основан на обработке изображений Landsat за период с 2000 по 2021 г. и доступен в каталоге Google Earth Engine [Google Earth Engine]. Массив GFC представляет собой наборы тайлов размером $10 \times 10^{\circ}$, имеющие пространственное разрешение 1 угловая секунда на пиксель, или примерно 30 метров на пиксель на экваторе. В работе использовались растры, полученные из массива GFC, характеризующие устойчивые водные поверхности. Каждый пиксель растра имеет значение 0 (области без данных), 1 (поверхность земли) или 2 (постоянные водоемы, т.е. водная поверхность идентифицируется в 50 % от времени наблюдений за период вегетации).

Обработка исходных данных и расчеты площадей производились в среде ПО ГИС SAGA и QGIS, визуализация выполнялась в ГИС QGIS.

Оценка площади зеркала озер с использованием программы «Google Планета Земля», а также набора данных GFC полностью учитывала все водные объекты Европы, площади которых превышали 1 км². На большей части Европы водоемы крупнее 1 км² определялись визуально и их площадь рассчитывалась с использованием встроенного инструментария программы «Google Планета Земля». Для территории Фенноскандии, в связи с ее высокой озерностью, была использована автоматическая обработка массива GFC, в ходе которой осуществлялась конвертация растровых данных в векторный формат, перепроецирование векторных слоев в прямоугольную систему координат, а также идентификация водоемов крупнее 1 км². Производилось исправление поврежденной или неправильной геометрии полигонов и уточнение площадей.

Расчет количества и площадей водоемов с площадью водного зеркала менее 1 км² осуществлялся с использованием методики «выборочных квадратов». В ходе расчета в среде ГИС производилось построение сетки квадратов, равномерно покрывающих всю территорию исследования и расположенных в шахматном порядке. В ходе автоматизированной обработки выполнялась обрезка исходных растровых изображений GFC по маске сетки квадратов. В результате обрезки растров был получен массив растровых фрагментов, площадь каждого из которых для зарубежной Европы составляла 400 км², для территории РФ – от 100 до 400 км². В среде ГИС производились векторизация растровых данных, перепроецирование векторных слоев в прямоугольную систему координат. Выполнялись ручная идентификация и удаление рек, дубликатов и перекрывающихся полигонов, разделение сегментированных полигонов на отдельные озерные образования, а в случае необходимости – исправление контуров полигонов. В связи с тем что на первом этапе уже были идентифицированы все озера крупнее 1 км², попадающие в квадраты водоемы более 1 км² или их фрагменты исключались из расчетов на данном этапе, но учитывались при дальнейшем построении карты озерности. Характеристики водоемов с площадью водного зеркала менее 1 км², полученные при оценке площади водной поверхности в «выборочных квадратах», принимались в качестве репрезентативных аналогов и переносились на остальную часть исследуемой территории.

Выделялись как естественные водоёмы (озера, лиманы, лагуны), так и искусственные. Для вычленения из общего перечня искусственных водоёмов, а также для привязки озёр к определённому виду ландшафта (для получения более корректных зависимостей между различными морфометрическими характеристиками озёр с целью дальнейшего вычисления суммарных объёмов воды) использовались возможности визуально-инструментального дешифрирования.

На этапе работы со снимками было определено количество водоёмов и суммарные площади водной поверхности по различным территориальным образованиям (озёрным регионам) Европы. Полученный с применением набора данных М.С. Hansen [Hansen и др., 2013] массив точечных характеристик густоты водного покрытия был использован для построения карты озёрности. Массив содержит более 4 000 значений коэффициентов озёрности, равномерно покрывающих всю территорию континента. Разграничение озёрных районов на карте осуществлялось с учётом данных космических снимков, в отдельных случаях – информации с геоморфологических карт.

Наряду с картой озерности, содержащей информацию о современных площадях водной поверхности различных частей Европы, были построены картысхемы изменения густоты водной поверхности в Европе за последние четыре десятилетия. С этой целью, на основе глобального набора данных Global Surface Water Transitions (GSW Transitions) [Pekel и др., 2016], была выполнена визуализация изменения площадей водной поверхности регионов Европы в период с 1980-х гг. по настоящее время. Массив данных GSW Transitions, распространяющийся в виде наборов тайлов размером $10 \times 10^{\circ}$, содержит сведения об изменениях присутствия воды за период с 1984 по 2021 г. Тайлы представляют собой индексированные изображения, где водная поверхность классифицирована на новые сезонные (класс «new seasonal»), новые постоянные (класс «new permanent»), исчезнувшие сезонные и исчезнувшие постоянные (класс «lost seasonal», класс «lost permanent») водные поверхности, а также 6 переходных категорий. Данные доступны для территорий южнее 80° с.ш. и севернее 60° ю.ш. В исследовании рассмотрены водные поверхности, классифицированные как «new permanent» и «lost permanent».

Визуализация изменения водных поверхностей, основанная на данных GSW Transitions, предполагала построение сплошной сетки ячеек площадью 900 км², покрывающей всю территорию исследований южнее 80° с.ш. В связи с отсутствием данных, в исследовании не рассматривалась территория архипелага Шпицберген. В ходе автоматизированной обработки выполнялось преобразование исходных тайлов в бинарные растры, где пикселям класса «new permanent» или «lost permanent» соответствовало значение 1, остальным пикселям – 0. Методом зональной статистики производился подсчет в каждой ячейке сетки общего числа пикселей, а также пикселей со значением 1. На основе полученных данных в каждой ячейке была рассчитана густота водных поверхностей (в %), относящихся к классу «new permanent» или «lost permanent». Необходимо отметить, что данные массива GSW Transitions учитывают все водные поверхности, в том числе речную сеть, океанические и морские бассейны.

Для оценки объёмных характеристик озёрного фонда были использованы материалы собранных в ИНОЗ РАН-СПб ФИЦ РАН баз данных (БД) по морфометрическим характеристикам водных объектов (WorldLake и Lakes of the World) [Кочков, Рянжин; Румянцев и др., 2009], собираемым на протяжении нескольких десятков лет на основе мониторинга литературных и справочных источников, а также построенные региональные зависимости между различными характеристиками озёрных котловин. Для определения суммарных объёмов вод какой-либо территории проводилось последовательное суммирование объёмов морфометрически изученных водоёмов (сведения о которых наличествуют в БД) со слабоили неизученными. Для последних объёмы воды определялись на основе региональных зависимостей. Как уже указывалось, методические подходы изначально были отработаны для Российской территории и описаны в [Izmailova, 2016б; Izmailova, 2020].

Для регионов, характеризующихся достаточно высокой морфометрической изученностью водоёмов (слабо изученными остаются преимущественно малые озёра), было признано оправданным применение зависимости между объёмами воды в озере и его площадью ($V \sim \alpha^* S^{\beta}$), разработанной в ИНОЗ РАН С.В. Рянжиным и Н.В. Кочковым [Kochkov, Ryanzhin, 2016]. Вид такой зависимости, основанной на данных о морфометрически изученных водоёмах Европы, показан на рис. 1. На рис. 1, а приведена общая зависимость, построенная по всем европейским озёрам, входившим в базу данных WORLDLAKE [Кочков, Рянжин, «Озера...»], показывающая высокий коэффициент корреляции между выбранными характеристиками. Применительно к отдельным регионам зависимость может видоизменяться (рис. 1, b-l, d), и её вид, прежде всего, будет детерминирован происхождением котловин, которое в значительной мере определяет их форму. В случае невысокой морфометрической изученности озёр использование зависимости объём – площадь может приводить к значительным ошибкам при определении суммарных запасов воды в районах, где несколько слабоизученных водоёмов концентрируют основной запас воды. Поэтому при оценке водных ресурсов таких регионов (прежде всего для российской территории) особое внимание уделялось возможности определения средних глубин водоёмов на основе региональных зависимостей между различными морфометрическими характеристиками озёрных котловин, учитывающих орографические особенности территории и генезис котловин.

Оценка количества водоёмов, суммарных площадей водной поверхности и объёмов вод проводилась по регионам Европы, выделенным на основе генетического принципа, позволяющего не только учесть сложное сочетание зональных и азональных факторов внутри региона, но и установить временную точку отсчёта эволюции озёр при энергетическом потенциале тех широт, в пределах которых он располагается [Izmailova, 2016б; Izmailova, 2020]. Было определено, что внутри региона могут наблюдаться определённые различия по ряду компонентов природной среды, однако по основным компонентам, таким как геология и климат, должна наблюдаться общность. В результате регионализации на территории Европы было выделено 22 основных озёрных региона.



Рис. 1. Зависимость площадь-объем

а – общая для озёр Европы; b – для озёр Британских островов, зона распространения оледенения; с – для озёр Британских островов, привязанных к речной сети; d – для озёр Польской низменности, зона распространения оледенения

Fig. 1. Area-volume dependence for all European lakes included in the WORLDLAKE database

a - common for lakes in Europe; b - for lakes of the British Isles, glaciation spread zone; c - for lakes of the British Isles, tied to the river network; d - for lakes of the Polish Lowland, glaciation spread zone

Данные по озёрному фонду по регионам России были ранее опубликованы в [Izmailova, 2016a; Izmailova, 2020]. На её территории были выделены 11 регионов:

1) Кольский сегмент Балтийского кристаллического щита, зона распространения последнего материкового четвертичного оледенения;

 Карельский сегмент Балтийского кристаллического щита, зона распространения последнего материкового четвертичного оледенения;

3) северо-запад Русской плиты, зона распространения последнего материкового четвертичного оледенения;

 прибрежные равнины Карского моря, зона распространения многолетней мерзлоты;

5) северо-восток Русской плиты, регион нахождения древних ледниковых покровов;

6) центр Русской плиты, территории значительного распространения ледниковых форм рельефа, оставшихся в наследие московского оледенения;

7) центр Русской плиты, территории деградации ледниковых форм рельефа, оставшихся в наследие днепровского оледенения;

8) средняя часть Волжского бассейна за пределами распространения ледниковых форм рельефа;

9) юг Русской плиты, зона неустойчивого и недостаточного увлажнения;

10) Уральская горная страна (западный склон);

11) Северный Кавказ и Крымские горы;

За пределами России выделено также 11 основных регионов, данные по которым представлены в табл. 1. Наряду с названием региона в ней приведены коэффициенты уравнения ($V \sim \alpha * S^{\beta}$), и коэффициенты аппроксимации, рассчитанные с учётом информации по морфометрическим характеристикам озёр, собранной в БД ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН. Необходимо отметить, что в таблице приведены лишь коэффициенты общего для каждого региона уравнения (полученные с учётом всех морфометрически изученных водоёмов). При расчётах объёмов воды для большинства регионов строились дополнительные зависимости с учётом разделения водоёмов по генетическому признаку, а также, при необходимости, с учётом ландшафтной дифференциации. В частности, были отдельно вычленены водоёмы, привязанные к речной сети, и прибрежные водоёмы.

Таблица 1

Озёрные регионы зарубежной Европы и параметры зависимости V~а*S ^β

Table 1

			0	D ²
№ р-на	Регион	α	β	R^2
л⊴р-на	Вся Европа	0,0045	1,2	0,866
12	Исландия, регион активного вулканизма	0,0035	1,33	0,714
13	Британские острова, зона распространения последнего четвертичного оледенения	0,006	1,34	0,866
14	Фенноскандия, центр последнего материкового четвертичного оледенения Европы	0,0056	1,18	0,919
15	Среднеевропейская и западная части Восточно-Европейской равнины, зона распространения последнего материкового четвертичного оледенения (вислинского)	0,0039	1,17	0,8
16	Низменные равнины побережья Северного моря и Атлантического океана, находившиеся за пределами распространения последнего оледенения, Северо-Французская низменность и предальпийский регион	0,0064	1,15	0,827
17	Альпийский регион	0,0191	1,26	0,947
18	Средне- и Нижнедунайская равнины и Карпатский регион	0,0018	1,0	0,935
19	Юго-западная часть Восточно-Европейской равнины	0,0029	0,9	0,945
20	Балканский полуостров и острова Эгейского и Ионического морей	0,0051	1,13	0,796
21	Паданская низменность, Апеннинский полуостров и острова Тиренского и Средиземного морей	0,01	1,33	0,959
22	Пиренейский полуостров	0,0051	1,07	0,9

При оценке водных ресурсов озёр России [Измайлова, 2016а] нами было отмечено, что доля малых водоёмов, характеризующихся низкой морфометрической изученностью, в общей величине суммарного объёма воды обычно мала, за исключением равнинных регионов с высоким коэффициентом озёрности и практическим отсутствием крупных озёр, как, например, на северо-востоке европейской части России (ЕЧР). Как результат – основную ошибку в суммарной величине водных ресурсов озёр какой-либо территории чаще всего вносят неточности при определении объёмов воды крупнейших водоёмов.

Результаты оценки озерного фонда

Распределение естественных и искусственных водоёмов по территории Европы. Согласно проведённой оценке, в пределах Европы на снимках дешифрируется около 1 320 000 водоёмов естественного происхождения и около 430 000 искусственного, в том числе за пределами России, соответственно 710 000 и 340 000. Площадь водной поверхности всех водоёмов Европы составляет 284 000 км², из которых около 3/4 приходится на водоёмы естественного происхождения. Средняя озёрность (отношение суммарной водной поверхности естественных и искусственных водоёмов региона к его площади) составляет, таким образом, 2,8 %, в том числе естественная (за вычетом площадей искусственных водоёмов) – 2,3 %. На рис. 2 представлена карта озёрности всей Европы. На карту нанесены границы основных озерных регионов, выделенных при расчетах озерного фонда. Для лучшей визуализации некоторые районы были укрупнены: границы регионов Фенноскандии и российской части Балтийского кристаллического щита объединены (регионы № 1, 2 из приведенного выше перечня и № 14 из табл. 1), так же как границы регионов распространения последнего материкового четвертичного оледенения за пределами Балтийского кристаллического щита (регионы № 3, 15) и границы регионов, соответствующих центру и югу Русской плиты (регионы № 6–9, 19).

При построении карты коэффициент озёрности был рассчитан с учётом площадей как естественных, так и искусственных водоёмов. Наиболее высокие значения озёрности характерны для территории, находившейся под покровом последнего четвертичного оледенения, причём границы распространения оледенения чётко очерчиваются на построенной карте. Также хорошо отслеживается и зависимость коэффициента озёрности от подстилающих пород: его резкое изменение происходит сразу за пределами Балтийского кристаллического щита при выходе на равнину, покрытую массивным слоем осадочных отложений. Осреднённое значение коэффициента озёрности для Свекофенского и Южно-Скандинавского сегментов Балтийского кристаллического щита превышает 8 %. С учётом местных особенностей рельефа

значения озёрности могут достигать 20 % и более. На европейской части России наибольшей озёрностью характеризуется Кольско-Карельский сегмент Балтийского кристаллического щита, где, с учётом площадей расположенных на данной территории крупнейших озёр Европы, среднее значение коэффициента озёрности составляет 13,6 %. Значения озёрности в материковой части континента (вне Балтийского щита), находившейся под покровом последнего оледенения, и на британских островах составляют соответственно 1,6 и 1,8 %. На северо-западе Восточно-Европейской (Русской) равнины они по большей части территории также составляют от 1 до 2 %. Однако при расчётах доли водной поверхности всего третьего озёрного региона, включающего части акваторий Ладожского и Онежского озёр (лежащих на стыке кристаллического щита и Русской плиты), значения среднего коэффициента озёрности оказывается около 7 %.

В Альпийском регионе средний коэффициент озёрности составляет 2,1 %, его наиболее высокие значения характерны для центральной части Альп, так, для территории Швейцарии – в среднем 3,2 %.

Для материковых регионов Европы, расположенных за пределами четвертичного оледенения, средний коэффициент озёрности составляет 1,2 %, будучи значительно увеличен по отношению к естественной озёрности за счёт включения в расчёт площадей водной поверхности искусственных водоёмов. При этом отслеживается его наибольший рост в районах, изначально характеризующихся крайне низким озёрным фондом. Так, для центра и юга Восточно-Европейской равнины, где коэффициенты естественной озёрности крайне низки, строительство крупных водохранилищ привело к увеличению площади водной поверхности в разы.



Рис. 2. Карта озерности Европы

Красной линией отмечены границы озерных регионов. Пунктирной линией здесь и в рис. 3, 4: I – изменение площадей водных поверхностей за счет искусственно созданных после 1984 г. водоемов; II – изменение площадей водных поверхностей за счет появления или исчезновения естественных водоемов, а также изменения площадей водохранилищ, созданных до 1984 г.; III – изменение площадей как природных, так и искусственно созданных после 1984 г. водоемов

Fig. 2. Lake area percentage of Europe

The red line indicates the boundaries of lake regions. The dotted line here and in Fig. 3, 4: I - change of water surface areas mainly due to artificially created water bodies after 1984; II - change of water surface areas due to appearance or disappearance of natural reservoirs, as well as change of areas of reservoirs created before 1984; II - changes in the areas of both natural and artificially created water bodies after 1984

На представленной на рис. 2 карте озерности крупнейшие водохранилища резко выделяются на фоне низкой озёрности окружающих районов. Самые низкие значения естественной озёрности наблюдаются в центре ЕЧР (0,17 %), для ряда субъектов феде-

рации Центрального и Приволжского ФО они составляют менее 0,01 % [Корнеенкова, Измайлова, 2019]. Увеличение средней озёрности для ряда областей центра и юга ЕЧР за счёт строительства искусственных водоёмов составляет два порядка.

Однако столь значительное повышение коэффициента озёрности на рис. 2 не очевидно, и отслеживается лишь при сравнении данных по суммарным площадям водной поверхности до и после строительства водохранилищ. Среди стран зарубежной Европы значения естественной озёрности не превышают 0,1 % только в Чехии, Словакии, Испании, а также в малых государствах Европы. Наибольшее увеличение площадей водной поверхности за счёт строительства искусственных водоёмов прослеживается на Пиренейском полуострове, Средне- и Нижнедунайской равнинах и в юго-западной части Восточно-Европейской равнины. Для таких стран, как Чехия и Словакия, суммарной площадь водной поверхности за счёт искусственных водоёмов увеличилась более чем в 10 раз, в Сербии, Молдове, Испании и Болгарии – в 5-8 раз.

Для лучшей визуализации изменений озерности, произошедших за последние десятилетия, наряду с картой-схемой озерности, отражающей современное состояние водной поверхности Европы, на основе данных спутниковой съемки, проводимой с начала 1980-х гг., были построены карты-схемы изменения густоты водной поверхности Европы (рис. 3, 4) за период с 1984 по 2021 г. Карты получены на основе автоматизированной обработки данных GSW Transitions. С использованием визуального анализа массива GSW Transitions, а также данных спутниковых снимков, на территории исследования были выделены три группы регионов в зависимости от преобладания природных или антропогенных процессов в динамике площадей водных поверхностей:

I. Изменение площадей водных поверхностей преимущественно за счет искусственно созданных после 1984 г. водоемов (I на рис. 2–4).

II. Изменение площадей водных поверхностей преимущественно за счет появления или исчезновения естественных водоемов, а также изменения площадей водохранилищ, созданных до 1984 г. (II на рис. 2–4).

III. Существенное изменение площадей как природных, так и искусственно созданных после 1984 г. водоемов (III на рис. 2–4).



Рис. 3. Водные поверхности категории «new permanent» по данным GSW Красной линией отмечены границы озерных регионов

Fig. 3. New permanent water surfaces according to GSW The red line indicates the boundaries of lake regions

за последние 4 десятилетия и не дают информации о всех искусственных водоемах, строительство большинства из которых происходило задолго до начала

Поскольку спутниковые данные доступны за ограниченный период времени, представленные на рис. 3 сведения отражают изменения озерного фонда лишь

освоения космоса в научных целях. Однако построенная карта-схема во многом дополняет приведенную выше карту озёрности и подтверждает описанные выше выводы об изменении озерного фонда Европы в связи со строительством водохранилищ. Карта-схема, приведенная на рис. 3, отражает также увеличение количества и площадей водоемов в Скандинавских горах, которое, как показывает анализ данных, не является следствием возведения искусственных водоемов. Регионы распространения многолетнемерзлых пород, а также южные районы Скандинавского полуострова, исходя из анализа рис. 3 и 4, характеризуются как увеличением, так и сокращением площадей водной поверхности. Предварительный визуальный анализ архива GSW позволяет предположить, что изменения густоты водного покрытия в данных регионах также не обусловлены строительством водохранилищ.

Переход водных поверхностей из категории «permanent» в категорию «lost permanent» или из категории «суша» в категорию «new permanent» в перечисленных регионах может быть обусловлен как природными причинами (многолетними изменениями водности), так и особенностями исходных данных и требует дополнительного изучения.



Рис. 4. Водные поверхности категории «lost permanent» по данным GSW Красной линией отмечены границы озерных регионов

Fig. 4. Lost permanent water surfaces according to GSW

The red line indicates the boundaries of lake regions

Анализ изменения коэффициента озёрности по территории, как нами уже ранее отмечалось для территории России [Корнеенкова, Измайлова, 2019], свидетельствует об отсутствии его чёткой зависимости от континентальности климата или от широты местности. Значения естественной озёрности в большей степени обусловливаются геологическими факторами, нежели климатическими, при этом определяющей является история геологического развития территории. Повышенная естественная озёрность, прежде всего, наблюдается в регионах, относительно недавно (по геологическим меркам) освободившихся от ледникового покрова или морских вод. При этом внутри этих регионов изменения коэффициентов озёрности обусловливаются уже различиями скульптурных форм рельефа и ландшафтов.
2
ъ
Ц
И
Б
9
5
F

Table 2

Количество водоёмов и суммарные объёмы вод по озёрным регионам, выделенным в пределах Европы

The number of water bodies and water resources by lake regions of Europe

Объём вод есте-	ственных водоёмов (включая	солоноватые), км ³	56,0	905	375	20,3	4,80	2,05	0,44	0,94	4,58	0,84	0,52	23,0	91,8	1320	74,4	13,6	343	6,7	13,6	83,5	24,4	3.7
Объём вод естественных	(включая солоноватые) и искусственных водоё-	MOB, KM ³	62,7	913	391	20,3	4,85	33,9	10,5	84,9	88,2	4,34	7,52	28,0	96,4	1324	99,7	32,3	354	26,4	69,4	119	30,4	73
Площадь водной по-	верхности естествен- ных и искусственных	водоёмов, тыс. км ²	10,9	36,4	24,6	10,8	1,69	7,34	2,42	12,3	16,4	0,99	0,87	1,92	5,73	91,4	17,4	6,57	4,43	4,98	15,0	5,25	2,04	4.52
Естественные	и искусственные водоёмы площадью	$>100 \text{ km}^2$	8	23	11	1	0	5	1	7	14	2	1	1	8	80	11	6	6	4	17	8	4	9
Естественные	и искусственные во- доёмы площадью	$10{-}100 \text{ km}^2$	8 <i>L</i>	166	90	35	4	19	6	7	87	12	11	28	84	841	175	46	42	58	50	84	25	<i>LL</i>
č	% естественных водоёмов		6,06	99,3	89,4	100	97,2	52,0	35,9	62,5	51,0	90,0	71,4	97,0	56,0	96,9	36,3	15,8	75,3	16,9	12,2	23,1	12,2	16.0
Общее коли-	чество водоё-	MOB, TEIC.	117	75	33	250	51	25	32	32	50	25	3,5	31	47	5620	144	89	21	34	73	16	19	20
;	Площадь, тыс. км ²		145	182	350	416	602	405	400	337	830	230	92	103	316	1171	1080	688	213	459	610	528	259	598
;	Номер региона		1	2	б	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22

Водные ресурсы озёр Европы. Согласно проведённой оценке, в озёрах Европы суммарно содержится З 285 км³ пресной воды и 88 км³ воды повышенной минерализации, в искусственных водоёмах — около 500 км³ воды. В табл. 2 представлены результаты оценки фонда естественных (включая лагуны и лиманы) и искусственных водоёмов Европы по выделенным озёрным регионам. Приведены данные по количеству водоёмов, суммарным площадям их водной поверхности и объёмам воды. Номера регионов соответствуют нумерации, ранее приведённой в тексте (включая табл. 1).

Суммарный запас вод в озёрах европейской части России составляет 1 371 км³, в искусственных водоёмах содержится 248 км³ воды. Суммарный запас вод в озёрах зарубежной Европы составляет 2002 км³, в искусственных водоёмах — 252 км³; на пресные озёра приходится 1915 км³, на водоёмы с повышенной минерализацией (лагуны, лиманы, фьорды) – 87 км³; 18 км³ воды содержится в озёрах-водохранилищах.

Основной объём озёрных вод Европы сконцентрирован в водоёмах зоны распространения последнего четвертичного покровного оледенения (85 % всех вод естественных водоёмов континента). Всего в озёрах Европы, расположенных на территориях, находившихся под покровом последнего оледенения, заключено 2850 км³ воды: 47 % от данной величины приходится на озёра Северо-Запада России (регионы № 1– 3), 46 % – на озёра Фенноскандии (Скандинавский полуостров и северо-западная часть Восточно-Европейской равнины в границах Финляндии), 4 % – на острова, 3 % – на прибрежные равнины Балтийского моря (рис. 5).



Рис. 5. Распределение объёмов вод в озёрах зоны распространения последнего четвертичного оледенения по озёрным регионам Названия районов см. в тексте и в табл. 1, согласно единой нумерации

Fig. 5. Distribution of water volumes in lakes of the last Quaternary glaciation distribution zone by lake regions

See text and Table 1 for names of regions, according to uniform numbering

Несмотря на то что в пределах ЕЧР находятся два крупнейших водоёма Европы (Ладожское и Онежской озёра), объём всех озёрных вод Скандинавии сопоставим с запасом вод во всех озёрах ЕЧР, расположенных в зоне распространения четвертичного оледенения (1 324 и 1 340 км³ соответственно). В этой связи необходимо отметить, что при равнинном характере рельефа, характерном для большей части ЕЧР, небольшие озера редко характеризуются значительными глубинами и основные объёмы воды содержатся в обширных, глубоких котловинах тектонического (или смешанного — ледниково-тектонического) генезиса, среди которых Ладожское и Онежское озёра. На большие озёра (превышающие по площади 100 км²) приходится 92 % от суммарных запасов озёрных вод ЕЧР, в то время как в Зарубежной Европе, характеризующейся значительно более расчленённым рельефом, — лишь немногим более половины её суммарного запаса.

С равнинным характером рельефа связаны и относительно небольшие запасы воды в озёрах Среднеевропейской и западной части Восточно-Европейской равнины. Озёрность данного региона достаточно высокая (как уже указывалось, резкое снижение озёрности происходит как раз по границе распространения последнего, материкового четвертичного оледенения, носящего в Восточной Европе название «вислинское», на территории ЕЧР – «валдайское»), однако глубоких водоёмов практически нет, так что суммарные запасы воды невелики в сравнении с остальными районами распространения оледенения.

В озёрах равнинных регионов Западной и Восточной Европы, не затронутых последним четвертичным оледенением, суммарно содержится около 60 км³ воды (рис. 6), из которых около трети приходится на относительно небольшой по площади район распространения многолетней мерзлоты (прибрежные равнины Карского моря, регион № 4). Необходимо уточнить, что данная территория неоднократно оказывалась затронутой четвертичными ледниковыми покровами, однако последнее (валдайское) оледенение сюда практически не доходило.

В то же время большая часть данного региона была покрыта обширными приледниковыми водоёмами, образующимися по периферии валдайского ледника за счёт оттока талых вод с его основного тела в пониженные участки [Давыдова и др., 1994]. Для более южных равнинных территорий Европы, остававшихся свободными от ледникового покрова в период последнего оледенения, характерно сосредоточение значительных объёмов вод в прибрежных водоёмах, часто характеризующихся повышенной минерализацией.



□I ■II ■III ■IV ■V ■VI ■VII ■VIII

Рис. 6. Распределение объёмов вод в озёрах Европы

I – озёра зоны распространения последнего четвертичного оледенения; II – озёра равнинных регионов Западной Европы; III – озёра равнинных регионов Восточной Европы; IV – озёра Альпийского региона; V – озёра Карпатского региона; VI – озёра горных районов ЕЧР; VII – озёра Балканского п-ова; VIII – озёра Апеннинского и Пиренейского п-овов

Fig. 6. Distribution of water volumes in lakes of Europe

I-lakes in the zone of the last Quaternary glaciation distribution; II - lakes of the plain regions of Western Europe; III – lakes of the plain regions of Eastern Europe; IV – lakes of the Alpine region; V – lakes of the Carpathian region; VI – lakes of mountainous regions of the European part of Russia; VII – lakes of the Balkan Peninsula; VIII – lakes of the Apennine and Iberian peninsulas

Что касается горных территорий, основная масса воды естественных озёр приходится на Альпийский регион, где в относительно недавнем геологическом прошлом наблюдалось вюрмское оледенение. Согласно работе [Серебрянный, 1980], во время максимальной активизации ледниковых процессов основная масса льда концентрировалась в центре горной страны и в её северном предгорном обрамлении, тогда как на юге ещё сохранялись участки, свободные ото льда и не скованные многолетней мерзлотой.

В наследие вюрмского оледенения в Альпийском и предальпийском регионах осталось большое количество озёр, многие из которых занимают глубокие тектонические впадины, обработанные ледником. Согласно проведённой оценке, в озёрах Альп и предальпийского пояса сосредоточено 343 км³ воды (10 % от суммарных водных ресурсов озёр Европы).

Значимыми запасами озёрных вод характеризуются и горные районы Балканского полуострова. Здесь много водоёмов карстового происхождения, в том числе среди достаточно крупных, часто имеющих смешанное происхождение, как Скадарское озеро, сформированное в течение третичного–четвертичного периодов за счёт растворения известковых пород в тектоническом бассейне [Data..., 1989]. Котловины озёр Охридского и Преспа имеют тектоническое происхождение [Allen, Osevski, 1976; Data..., 1989]. В озёрах Балканского полуострова содержится 83,5 км³ воды (2,5 % от суммарных водных ресурсов озёр Европы). В остальных горных районах Европы количество озёр существенно ниже, и, несмотря на сильно пересечённый рельеф, суммарные запасы воды не столь велики. В озёрах Апеннинского и Пиренейского полуостровов содержится, соответственно, 24 и 3,7 км³, в Карпатском регионе – 6,7 км³, в озёрах горных районов ЕЧР – всего 1,4 км³.

Суммарный запас вод, содержащихся в искусственных водоёмах Европы, в 6,5 раза ниже суммарного запаса пресных озёрных вод. В пределах ЕЧР основная масса воды (90 %) сосредоточена в крупнейших водохранилищах площадью более 100 км². Для зарубежной Европы соотношение между объёмами воды в крупнейших водохранилищах и суммарными запасами воды во всех искусственных водоёмах существенно ниже и составляет 29 %. При этом в Южной Европе оно составляет 13 %, в Западной – 17 %, и лишь в Восточной Европе – 54 % в значительной степени благодаря крупнейшим водохранилищам стран бывшего СССР (в Украине, большая часть которой занимают равнинные территории, оно немногим меньше, чем в России).

При фактическом равенстве объёмов вод, содержащихся в водохранилищах ЕЧР и зарубежной Европы, суммарные площади водной поверхности искусственных водоёмов ЕЧР примерно в 1,5 раза больше. В работе [Румянцев и др., 2019] указывалось, что показатель площади затопления, приходящейся на 1 км³ полного и полезного объёмов, в России выше, чем в среднем по миру. По нашим расчётам, это соотношение для ЕЧР больше, чем для стран зарубежной Европы в 1,43 раза. С одной стороны, это определяется равнинностью территории, с другой – приверженностью в эпоху СССР к грандиозным проектам в области гидротехнического строительства, экологическая целесообразность которых в настоящее время подвергается сомнению.

Заключение

Согласно проведённой оценке, суммарный запас озёрных вод Европы составляет 3 373 км³, из которых

пресных – 3 285 км³. В сравнении с оценкой суммарного запаса озёрных вод мира, проведённой в [World..., 2003], это лишь 3,6 % общемирового запаса пресных озёрных вод. Необходимо заметить, что самое крупное озеро Европы – Ладожское (848 км³ воды [Ладога..., 2013]), занимает лишь 12-е место по объёму воды среди всех пресноводных озёр мира, при этом объём его воды составляет 1/28-ю часть от объёма воды крупнейшего пресноводного озера Байкал (23 615 км³ [A new...]).

Для Европы характерна значительная неравномерность распределения озёр по территории. Основное их количество (более 2/3) приходится на регионы, оказавшиеся под покровом последнего четвертичного материкового оледенения. В озёрах этих территорий сконцентрированы и основные объёмы озёрных вод (85 %). Ещё 10 % озёрных вод приходятся на Альпийский регион, который также в период последнего оледенения был практически полностью покрыт ледниками.

В распределении озёр прежде всего прослеживается зависимость от геологических факторов и геологической истории, и лишь незначительно – от континентальности климата или широты местности. Повышенная озёрность наблюдается в регионах, относительно недавно (по геологическим меркам) освободившихся от ледникового покрова или морских вод. При этом внутри этих регионов изменения коэффициентов озёрности обусловливаются различиями скульптурных форм рельефа.

Строительство искусственных водоёмов способствует увеличению озёрности в регионах, характеризующихся дефицитом водных ресурсов, т.е., прежде всего, зоны недостаточного увлажнения, а также районов активной хозяйственной деятельности зоны избыточного увлажнения. В водохранилищах Европы содержится около 500 км³ пресной воды или 15 % от суммарного запаса пресных вод водоёмов Европы. За счёт искусственных водоёмов суммарные запасы вод в ЕЧР увеличены примерно в 1,2 раза, а в зарубежной Европе – в 1,1 раза.

Список источников

Давыдова Н.Н., Кузнецов В.К., Делюсина И.В., Субетто Д.А. Физико-географическая характеристика района и история развития озёр // Особенности структуры экосистем озёр Крайнего Севера. СПб., 1994. С. 6–17.

Кочков Н.В., Рянжин С.В. Озера мира WORLDLAKE. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015621549.

Корнеенкова Н.Ю., Измайлова А.В. Использование космической информации при оценке морфометрических характеристик озер и построении карт озерности и густоты озерной сети // Региональная экология. 2019. № 2(56). С. 43–50.

Ладога. СПб. : Нестор-История, 2013. 468 с.

Лосев К.С. Вода. Л. : Гидрометеоиздат, 1989. 272 с.

Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М. : Мысль, 1974. 48 с.

Румянцев В.А., Измайлова А.В., Ульянова Т.Ю. Информационная система «Озера Земли» // Известия РГО. 2009. Т. 141, вып. 3. С. 8–14.

Румянцев В.А., Коронкевич Н.И., Измайлова А.В., Георгиади А.Г., Зайцева И.С., Барабанова Е.А., Долгов С.В., Корнеенкова Н.Ю. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и пути минимизации их негативных последствий // Эколого-географические проблемы перехода к зеленой экономике. Минск : СтройМедиаПроект, 2019. С. 193–209. Серебрянный Л.Р. Древнее оледенение и жизнь. М. : Наука, 1980. 128 с.

Allen H.L., Ocevski B.T. Limnological investigations of a large, deep, oligotrophic lake (Lake Ohrid, Yugoslavia). Evaluation of nutrient availability and control of phytoplankton production through in situ radiobioassay procedures // Archiv fur Hydrobiologie. 1976. V. 77. P. 1–21.

A new bathymetric map of Lake Baikal. INTAS Project 99-1669. Ghent University, Ghent, Belgium; Consolidated Research Group on Marine Geosciences (CRG-MG), University of Barcelona, Spain; Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation; State Science Research Navigation-Hydrographic Institute of the Ministry of Defense, St. Petersburg, Russian Federation. Morphometric data. URL: http://users.ugent.be/~mdbatist/intas/morphometry.htm (дата обращения: 06.10.2018).

Baumgartner A., Reichel E. The world water balance: mean annual global, continental and maritime precipitation, evaporation and run-off. Elsevier, 1975. 179 p.

Berner E.K., Berner R.A. Global Environment: Water, Air and Geochemical cycles. Prentice Hall, 1996. 376 p.

Data book of world lake environments – a survey of the state of world lakes // A survey of the state of World Lakes. Otsu. 1987 – 1989 (II). Lake Biwa Res. Inst. & Intern. Lake Environ. Com. Foundation. Unit. Nat. Environ. Progr. Otsu and Kusatsu. URL: http://hdl.handle.net/20.500.11822/29592 (дата обращения: 16.10.2018).

Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvick L.J., Striegel R.G., McDowell W.H., Kortelainen P., Melack J.M., Middleburg J.J. The global abundance and size distribution of lakes, ponds and impoundments // Limnology and Oceanography. 2006. V. 51. P. 2388–2397.

Fahrenkamp-Uppenbrink J. How many lakes are there on Earth? // Science. 2014. V. 346, Is. 6207. P. 311–312.

Google Earth Engine. URL: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog (дата обращения: 20.09.2021).

Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., and Townshend J.R.G. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change // Science. 2013. V. 342, No. 6160. P. 850–853

Izmailova A.V. Water resources of the lakes of Russia // Geography and Natural Resources. 2016a. No. 4. P. 281–289

Izmailova A.V. Lake water resources of the European part of the Russian Federation // Water Resources. 20166. V. 43, No. 2. P. 259–269.

Izmailova A.V. Lake Regions of the Russian Federation and their Water Resources // Geography and Natural Resources. 2020. V. 41, No. 2. P. 108–115.

Izmailova A.V., Korneenkova N.Yu. Lake Area Percentage in Russian Federation Territory and Its Governing Factors // Water Resources. 2020. V. 47, No. 1. P. 13–21.

Kochkov N.V., Ryanzhin S.V. A method for assessing lake morphometric characteristics with the use of satellite data // Water Resources. 2016. V. 43, No. 1. P. 15–20.

Korzun V.I. (ed.) World water balance and water resources of the Earth. Paris : UNESCO, 1978. 638 p.

Lehner B., Doll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands // Journal of Hydrology. 2004. V. 296. P. 1–22.

McDonald C.P., Rover J.A., Stets E.G., Striegl R.G. The regional abundance and size distribution of lakes and reservoirs in the United States and implications for estimates of global lake extent // Limnology and Oceanography. 2012. V. 57, Is. 2. P. 597–606.

Meybeck M. Global distribution of lakes // Physics and Chemistry of Lakes. Berlin : Heidelberg, 1995. P. 1–36.

Nace R. Are we running out of water? // US Geological Survey Circular 536. Washington, DS : US Government Printing Office, 1967. 8 p.

Nace R.L. World water inventory and control /Ed. R. J. Chorley // Water, Earth and Man. London, 1969. P. 31-42.

Pekel J.-F., Cottam A., Gorelick N., Belward A.S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes // Nature. 2016. No. 540 (7633). P. 418–422.

Ryanzhin S.V. Global Statistics for surface area and water storage of natural world lakes // Verhein Intern. Verhein Limnol. 2006. V. 29, No. 2. P. 640–645.

Tamrazyan G.P. Total lake water resources of the planet // Bull. Geolog. Soc. Finland. 1974. V. 46, No. 1. P. 23–27.

Verpoorter Ch., Kutser T., Seekell D.A., and Tranvik L.J. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41 (18). P. 6396–6402 (Supported by Formas/CoW).

Wetzel R.G. Limnology. 2nd ed. Saunders College Publishing, Philadelphia, 1983. 860 p.

World Water Resources at the Beginning of 21st Century / ed. by I.A. Shiklomanov, J.C. Rodda. Cambridge University Press, 2003. 450 p.

References

Davydova N.N., Kuznetsov V.K., Delyusina I.V., Subetto D.A. *Fiziko-geograficheskaya kharakteristika rayona i istoriya razvitiya ozer* [Physical and geographical characteristics of the area and history of lake development] // *Osobennosti struktury ekosistem ozer Kraynego Severa* [Features of the ecosystem structure of lakes in the Far North]. St.Petersburg, 1994. In Russian

Kochkov, N.V., Rjanzhin, S.V. Lakes of the world WORLDLAKE. Database State Registration Certificate № 2015621549. 2016. In Russian.

Korneenkova N.Yu., Izmaylova A.V. Ispol'zovanie kosmicheskoy informatsii pri otsenke morfometricheskikh kharakteristik ozer i postroenii kart ozernosti i gustoty ozernoy seti [The use of satellite images for assessment of lakes morphometric characteristics and for development of lake network density and lake percentage maps] // Regional'naya ekologiya [Regional ecology]. 2019. No. 2 (56). pp. 43–50. In Russian

Ladoga [Ladoga]. St.Petersburg: Nestor-Istoriya, 2013. 468 p. In Russian

Losev K.S. Voda [Water]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989. 272 p. In Russian

L'vovich M.I. Mirovye vodnye resursy i ikh budushchee [World water resources and their future]. Moscow: Mesl Publ, 1974. 448 p. In Russian

Rumyantsev V.A., Izmaylova A.V., Ul'yanova T.Yu. *Informatsionnaya sistema «Ozera Zemli»* [Earth Lakes Information System]// *Izvestiya RGO* [Proceedings of the Russian Geographical Society]. 2009. V. 141, No. 3. pp. 8–14. In Russian

Rumyantsev V.A., Koronkevich N.I., Izmaylova A.V., Georgiadi A.G., Zaytseva I.S., Barabanova E.A., Dolgov S.V., Korneenkova N.Yu. *Antropogennye vozdeystviya na vodnye resursy Rossii i puti minimizatsii ikh negativnykh posledstviy* [Anthropogenic impacts on water resources in Russia and ways to minimise their negative consequences] // *Ekologo-geograficheskie problemy perekhoda k zelenoy ekonomike* [Ecological and Geographical Problems of Transition to a Green Economy]. Minsk: StroyMediaProekt, 2019. pp. 193–209. In Russian

Serebryannyy L.R. Drevnee oledenenie i zhizn' [Ancient glaciation and life]. Moscow: Nauka, 1980. 128 p. In Russian

Allen H.L., Ocevski B.T. Limnological investigations of a large, deep, oligotrophic lake (Lake Ohrid, Yugoslavia). Evaluation of nutrient availability and control of phytoplankton production through in situ radiobioassay procedures // Archiv fur Hydrobiologie. 1976. V. 77. pp. 1–21.

A new bathymetric map of Lake Baikal. INTAS Project 99–1669. Ghent University, Ghent, Belgium; Consolidated Research Group on Marine Geosciences (CRG-MG), University of Barcelona, Spain; Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation; State Science Research Navigation-Hydrographic Institute of the Ministry of Defense, St. Petersburg, Russian Federation. Morphometric data. URL: http://users.ugent.be/~mdbatist/intas/morphometry.htm (Date of accessed: 06.10.2018)

Baumgartner A., Reichel E. The world water balance: mean annual global, continental and maritime precipitation, evaporation and run-off // Elsevier, 1975. 179 p.

Berner E.K., Berner R.A. Global Environment: Water, Air and Geochemical cycles. Prentice Hall. 1996. 376 pp.

Data book of world lake environments – a survey of the state of world lakes // A survey of the state of World Lakes. Otsu. 1987 – 1989 (II). Lake Biwa Res. Inst. & Intern. Lake Environ. Com. Foundation. Unit. Nat. Environ. Progr. Otsu and Kusatsu. URL: http://hdl.handle.net/20.500.11822/29592 (Date of accessed: 16.10.2018)

Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvick L.J., Striegel R.G., McDowell W.H., Kortelainen P., Melack J.M., Middleburg J.J. The global abundance and size distribution of lakes, ponds and impoundments // Limnology and Oceanography. 2006. V. 51. pp. 2388–2397.

Fahrenkamp-Uppenbrink J. How many lakes are there on Earth? // Science. 2014. Vol. 346, Iss. 6207. P. 311–312.

Google Earth Engine. URL: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog (Date of accessed: 20.09.2021).

Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., and Townshend J.R.G. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change // Science. 2013. Vol. 342, no. 6160. P. 850–853

Izmailova A.V. Water resources of the lakes of Russia // Geography and Natural Resources. 2016. No. 4. P. 281-289 Izmailova A.V. Lake water resources of the European part of the Russian Federation // Water Resources. 2016. V. 43, No. 2. pp. 259–269.

Izmailova A.V. Lake Water resources of the European part of the Russian Federation // Water Resources. 2010. V. 43, NO. 2, pp. 259–209. Izmailova, A.V. Lake Regions of the Russian Federation and their Water Resources // Geography and Natural Resources. 2020. V. 41, No 2. pp. 108–115.

Izmailova A.V., Korneenkova, N.Yu. Lake Area Percentage in Russian Federation Territory and Its Governing Factors // Water Resources. 2020. V. 47, No 1. pp. 13–21.

Kochkov N.V., Ryanzhin S.V. A method for assessing lake morphometric characteristics with the use of satellite data // Water Resources. 2016. V. 43, No. 1. pp. 15–20.

Korzun V.I. (ed.) World water balance and water resources of the Earth. Paris: UNESCO, 1978. 638 p.

Lehner B., Doll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands // Journal of Hydrology. 2004. V. 296. pp. 1–22.

McDonald C.P. Rover J.A. Stets E. G. Striegl R.G. The regional abundance and size distribution of lakes and reservoirs in the United States and implications for estimates of global lake extent // Limnology and Oceanography. 2012. V. 57, Is. 2. pp. 597–606.

Meybeck M. Global distribution of lakes// Physics and Chemistry of Lakes. Berlin, Heidelberg, 1995. pp. 1–36.

Nace R. Are we running out of water?// US Geological Survey Circular 536. Washington, DS: US Government Printing Office. 1967. 8 p. Nace R.L. World water inventory and control /Ed. *R. J. Chorley // Water*, Earth and Man. London, 1969. pp. 31–42.

Pekel J.-F., Cottam A., Gorelick N., Belward A.S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes // Nature. 2016. No. 540 (7633). pp. 418–422.

Ryanzhin S.V. Global Statistics for surface area and water storage of natural world lakes // Verhein Intern. Verhein Limnol. 2006. V. 29, No. 2. pp. 640–645.

Tamrazyan G.P. Total lake water resources of the planet // Bull. Geolog. Soc. Finland. 1974. V.46. №1. pp. 23-27.

Verpoorter Ch., Kutser T., Seekell D.A., and Tranvik L.J. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41 (18). pp. 6396–6402 (Supported by Formas/CoW).

Wetzel R.G. Limnology/ 2nd ed. Saunders College Publishing, Philadelphia, 1983. 860 p.

World Water Resources at the Beginning of 21st Century / Ed. Shiklomanov I.A., Rodda J.C. Cambridge University Press, 2003. 450 p.

Информация об авторах:

Измайлова А.В., доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, заведующая лабораторией озёр и водохранилищ, Государственный гидрологический Институт, Санкт-Петербург, Россия.

E-mail: ianna64@mail.ru

Корнеенкова Н.Ю., младший научный сотрудник, Институт озероведения Российской академии наук – Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия. E-mail: ntkorn87@gmail.com, natta-@bk.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов

Information about the authors:

Anna Vladilenovna Izmailova, Dr. Sci. (Geography), Leading Researcher, Head, Laboratory of lakes and reservoirs, State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

E-mail: ianna64@mail.ru

Natalya Yurievna Korneenkova, Junior Researcher, Institute of Limnology RAS – a separate structural subdivision of "St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences", St. Petersburg, Russia E-mail: ntkorn87@gmail.com, natta-@bk.ru

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

Статья поступила в редакцию 09.07.2023; одобрена после рецензирования 09.02.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 09.07.2023; approved after reviewing 09.02.2024; accepted for publication 03.03.2025

Научная статья УДК 556.53; 550.461; 543.3 doi: 10.17223/25421379/34/11

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ МАЛЫХ РЕК ЛЕСОСТЕПНОГО ПРИИШИМЬЯ (НА ПРИМЕРЕ РЕКИ КИТЕРНЯ)



Наталья Сергеевна Ларина¹, Сергей Иванович Ларин², Юлия Олеговна Белоусова³, Полина Алексеевна Шуплецова⁴, Елена Валерьевна Устинова⁵

^{1, 3, 4} Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

^{2,5} Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

5 Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

¹nslarina@yandex.ru

² silarin@yandex.ru

³ belousova1485@gmail.com

⁴ polina.a.shupletsova@gmail.com

⁵sciensec@ikz.ru

Аннотация. Проведен комплексный мониторинг р. Китерня (левого притока р. Ишим), изучены эколого-геохимические особенности реки. Отмечено значительное ухудшение качества вод за последние 30 лет, вызванное климатическими изменениями и антропогенной нагрузкой. Выявлено увеличение общей минерализации воды более чем в 2 раза, отмечен значительный рост содержания биогенных элементов, превышение ПДК фосфат-ионов и марганца, точечное превышение ПДК железа, меди и никеля. В донных отложениях наблюдается превышение ПДК кадмия, точечно – никеля и цинка.

Ключевые слова: гидрохимия, малые реки, Пришиимье, качество воды, донные отложения, взвешенные вещества, антропогенное воздействие, климатические факторы

Благодарности: исследование выполнено в рамках госзадания № FWRZ-2021-0012 с использованием оборудования ЦКП ТюмГУ.

Для цитирования: Ларина Н.С., Ларин С.И., Белоусова Ю.О., Шуплецова П.А., Устинова Е.В. Эколого-геохимическая оценка состояния малых рек лесостепного Приишимья (на примере реки Китерня) // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 152–170. doi: 10.17223/25421379/34/11

Original article doi: 10.17223/25421379/34/11

ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF THE FOREST-STEPPE PRIISHIMYE SMALL RIVERS STATE (THE EXAMPLE OF THE KITERNYA RIVER)

Natalia S. Larina¹, Sergei I. Larin², Yulia O. Belousova³, Polina A. Shupletsova⁴, Elena V. Ustinova⁵

^{1, 3, 4} Tyumen State University, Tyumen, Russia

^{2, 5} Institute of the Earth's Cryosphere, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia

⁵ Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

¹nslarina@yandex.ru;

² silarin@yandex.ru

³ belousova1485@gmail.com

⁴ polina.a.shupletsova@gmail.com;

⁵sciensec@ikz.ru

Abstract. The ecological and geochemical features of the river were studied during the comprehensive monitoring of the Kiternya River conditions - the left tributary of the Ishim River in the forest-steppe zone of the Tyumen region. Samples were taken near settlements located on the coast of river. Changes in water quality may be associated with changes in climatic conditions, as well as anthropogenic activities. The construction of dams on the river, the erosion of roads, runoff from agricultural fields and livestock farms negatively affect the water quality in the river. It has led to a deterioration in the quality of water in the river over the past 30 years. From 1991 an increase in the total mineralization of water has been revealed by more than 2 times, mainly due to an increase in the content of sodium and chlorine ions. Also, there was a significant increase in the content of biogenic elements, an excess of the MAC of phosphate ions and manganese, a rare excess of the iron and copper MAC, nickel exceeded the MAC when considering the contribution of suspended matter. The study of the elements content distribution was carried out in the system

"water-suspended matter-bottom sediments". Most of the pollutants migrate in suspended state, that must be taken into account when preserving samples and conducting analysis. Several methods for determining pollutants were carried out after water filtration, and some without removing suspended solids. In addition, the use of acids for the preservation of waters leads to the transition of the acid-soluble compounds parts into the aqueous phase and to a significant increase of their concentration. The determination of metals in dissolved form and in suspended matter allows us to obtain more reliable information about the forms of such elements finding and migration. In the bottom sediments, the MAC of nickel and zinc was exceeded periodically; cadmium exceeded the established norm in all samples. The cluster analysis revealed the relationship of acid-base and redox conditions in the watercourse with morphological and hydrological factors. Moreover, it was revealed the migration of heavy metals in the river mainly in the form of hardly soluble phosphates (Cu, Hg, Fe) in the composition of suspended matter, or in the form of complex compounds with hemic substances (in water) or plant residues (suspended matter and bottom sediments). Comparison of the metals determination results in the composition of sediments, suspended matter and dissolved form allowed to establish the sources of pollutants, the ways and forms of their migration and accumulation in small rivers. The places of greatest vulnerability were identified for taking measures to protect and restore water bodies.

Keywords: hydrochemistry, small rivers, water quality, bottom sediments, suspended solids, anthropogenic impact

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the state task № FWRZ-2021-0012 on the equipment of the Tyumen State University Center.

For citation: Larina N.S., Larin S.I., Belousova Yu.O., Shupletsova P.A., Ustinova E.V. (2025) Ecological and geochemical assessment of the forest-steppe Priishimye small rivers state (the example of the Kiternya River). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 152–170. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/11

Введение

Малые реки являются важным элементом природно-хозяйственной системы и во многом определяют качество вод более крупных рек, в которые они впадают [Гришанцева и др., 2019]. Воды малых рек активно используются жителями прибрежных зон и часто являются единственным источником водоснабжения населения [Моисеенко, 2019; Прожорина и др., 2018]. Высокая уязвимость малых рек к различным видам загрязнения делает актуальным системный мониторинг их химико-экологического состояния. Более того, выявление локальных экологических проблем дает возможность более эффективно их решить и не допустить отрицательного влияния на другие природные объекты [Takic et al., 2017; Кирпичникова и др., 2021; Loh et al., 2021].

Химический состав поверхностных вод обусловливается двумя факторами: природными гидроклиматическими процессами и геоморфологической обстановкой [Саликова, Уралбаева, 2016; Савичев, 2019]. Также увеличивающаяся антропогенная нагрузка на малые реки может вызывать изменение ионного состава вод, загрязнение их биогенными веществами и токсикантами [Моисеенко, 2019; Ларина и др., 2021]. Это может привести к необратимым изменениям в связи с низкой самоочищающей способностью малых рек, особенно при изменении климатических условий. Особую опасность представляет способность к биоаккумуляции тяжелых металлов, что влечет за собой проявление токсичных, канцерогенных, тератогенных и мутагенных свойств [Шарипова, 2015; Соромотин и др., 2019; Богданов и др., 2020; Omowumi Olavinka-Olagunju et al., 2021; Huang et al., 2021; Jaskula et al., 2021]. Так же остро стоит проблема эвтрофикации малых водотоков. Поступление большого количества соединений фосфора и азота способствует продуцированию биомассы и нарушению окислительно-восстановительного баланса водоема [Кременецкая и др., 2018; Ouyan et al., 2018].

Поверхностные воды являются многокомпонентными объектами и сложны для любого вида оценки, что делает необходимым комплексно исследовать химический состав вод, донных отложений и взвешенных частиц [Папина, 2001; Ларина и др., 2015, 2017, 2019; Савичев, 2019; Yin et al., 2018; Tian et al., 2020; Luo et al., 2021]. Донные отложения считаются основным индикатором загрязнения токсикантами, так как являются конечным звеном в цепи распределения загрязняющих веществ и источником вторичного загрязнения [Maslennikova et al., 2012; Опекунов и др., 2017; Искандарова и др., 2019; Закруткин и др., 2020].

Изменяющиеся климатические условия и возрастающая антропогенная нагрузка на малые водные объекты России, в том числе в Тюменской области, привели к ухудшению их экологического состояния, устойчивому загрязнению и трансформации местообитания флоры и фауны [Ткачев, Булатов, 2002]. С этих позиций мониторинг и оценка качества вод малых рек являются необходимыми условиями для прогнозирования динамики их состояния. В частности, одним из типичных левых притоков р. Ишим на территории Тюменской области (Ишимский и Абатский районы) является р. Китерня, которая берет начало в урочище «Отногино болото» и впадает в р. Ишим возле с. Абатское на 346 км от устья [Ресурсы поверхностных вод..., 1973]. Длина реки 101 км, площадь водосбора 1 320 км², общее падение 54,3 м, средний уклон 0,54 ‰.

Общая длина всех 26 небольших притоков реки составляет 34 км. Бассейн р. Китерня расположен в

лесостепной зоне Западно-Сибирской равнины, на междуречье Вагая и Ишима. Заболоченность водосбора составляет около 10 %, облесенность – около 30 %. Первые данные по гидрологическому обследованию реки относятся к октябрю 1950 г. и июлю 1962 г. [Ресурсы поверхностных вод..., 1973]. Гидрохимические исследования в это время не проводились, отмечено, что вода в реке коричневого цвета и пригодна для питья. Позднее, в июле 1991 г. [Калинин и др., 1998], дано подробное гидрологическое описание реки и проведен химический анализ пробы воды у с. Еремина. Отмечено значительное загрязнение реки, причиной которого, по мнению авторов, являлась антропогенная деятельность – несоблюдение правил пользования водами рек, нарушение водоохраной зоны, а также строительство плотин, как правило, глухих земляных; фермы, расположенные на берегу; сток с сельскохозяйственных полей. Отдаленные последствия активного антропогенного преобразования территории в условиях меняющегося климата, приводящего к обмелению рек, могут играть существенную роль.

Поэтому целью данного исследования являлся комплексный мониторинг состояния р. Китерня, относящейся к бассейну р. Ишим на территории Тюменской области, с учетом антропогенного воздействия и климатических изменений на состав и качество вод реки.

Для этого был произведен отбор воды и донных отложений вблизи основных населенных пунктов, расположенных на побережье, определен химический состав вод, оценено качество вод с учетом основных видов токсикантов, поступающих в воду с водосборной площади, определено содержание металлов и некоторых показателей во взвешенном веществе и донных отложениях.

Объект и методы исследования

Река Китерня протекает по равнине, пересеченной отдельными плоскими гривами, чередующимися с заболоченными лощинами и западинами. Грунты суглинистые, супесчаные, торфяные. По характеру долины и русла на реке выделены 2 характерных участка [Ресурсы поверхностных вод..., 1973]. В пределах *верхнего* участка (от истока до с. Болдырево, 101–53 км) пойма сложена песчано-илистым грунтом, местами с примесью торфа, покрыта тростниково-осоковой растительностью, местами кочковатая, заболоченная (выше с. Нестерово, у с. Берендеево). По результатам полевых исследований и литературным данным [Ресурсы поверхностных вод..., 1973; Калинин и др., 1998], русло умеренно извилистое, неразветвлённое, местами заросшее. Дно ровное, на плесах песчано-илистое, на перекатах песчаное, иногда глинистое. В пределах нижнего участка (от с. Болдырево до устья, 53-0 км) долина выражена не так чётко, как в верхнем течении. Склоны долины слабо изрезаны балками, долинами впадающих мелких притоков (у с. Речкуново и Еремина). Пойма сложена песчаными и песчано-илистыми грунтами, местами распахана (урочище Катково и с. Кареглазова). Затопляется пойма в годы с высоким половодьем. Русло реки умеренно извилистое, большей частью неразветвленное, лишь у с. Речкуново имеется песчаный остров, покрытый разнотравьем. Русло на плесах у берегов, а на перекатах сплошь поросло водной растительностью. Дно ровное, на перекатах песчаное, на плесах песчано-глинистое. Экспедиционные исследования, проведенные летом 2020 г., а также более ранние исследования [Калинин и др., 1998] показали, что на реке отсутствуют предприятия, которые могли бы поставлять сточные воды в реку. Антропогенное воздействие выражается преимущественно в том, что река перекрыта земляными плотинами без слива (деревни Речка, Неволина (стационарное водохранилище), Тимохина, Еремина, Кареглазова, вблизи Абатска) и капитальными плотинами (сёла Прокуткино, Берендеева, ниже с. Болдырева (пруд)). Ниже плотин течения практически нет, вода мутная, коричневого цвета. У д. Болдырево в русле построена бетонная плотина с 6 шлюзами, произведено спрямление русла. Течение появляется через 500 м ниже плотины в ее естественном русле. Река зарастает с обоих берегов ивой, осокой. Другим видом рассеянных источников антропогенного воздействия на реку является сельскохозяйственная деятельность: у д. Болдырева расположена ферма, стоки которой сбрасываются в реку, к самой реке подходит пастбище, пойма вытоптана, у сёл Берендеева, Сысоева расположены фермы, ниже с. Шипунова – разрушенная старая ферма. На реке имеется 4 стационарных и много временных прудов, которые перехватывают меженный сток.

Гидрологические расчеты показали [Калинин и др., 1998], что потери годового стока на малых реках исследуемого района за счёт водохранилищ могут достигать 5%. Расход воды в 1991 г. в 600 м ниже плотины в д. Болдырево составлял Q = 0,034 м³/с (342 л/с), Vcp = 0,06 м/с, Vмах = 0,15 м/с [Калинин и др., 1998].

В 1991 г. была отобрана проба воды в 200 м ниже глухой земляной плотины [Калинин и др., 1998]. Было установлено, что вода гидрокарбонатно-кальциевого типа с большим содержанием хлорид-ионов и ионов натрия. Коричневый цвет связан с наличием органических и биогенных веществ, которое авторы связывают со стоками с ферм, поступающими непосредственно в водоток. Содержание ионов аммония превышает ПДК в 4 раза, фосфора – в 4 раза, железа – в 3,5 раза. Отмечено наличие хлорорганических пестицидов. Количество взвешенных веществ составляло 2,1 ПДК [Перечень..., 1995].



Рис. 1. Положение объекта исследования (а) и места отбора проб воды и донных отложений (b) на р. Китерня и ее притоках

🕽 – место отбора проб; Е – бетонная плотина; 🔪 – земляная плотина; 💻 – ферма



 \blacktriangle – sampling site; E – concrete dam; \backslash – earthen dam; \blacksquare – farm

По данным 2020 г., уровень воды в реке значительно снижен, местами наблюдалось практически полное пересыхание (т. 1) или заболачивание, практически по всей протяженности реки зарастание по бортам реки осокой и тростником, вода затянута ряской. В последующие три года эта тенденция только усиливалась.

Для исследования динамики изменения химического состава и качества вод по течению реки в июлеавгусте 2020 г. пробы воды и донных отложений отбирались вблизи основных населенных пунктов, расположенных на берегах реки (см. рис. 1), в соответствии с ГОСТ 31861-2012; РД 52.24.353-2012. Анализ проб проводился в соответствии с нормативными документами и рекомендациями [Ларина и др., 2010; Алешина и др., 2011].

Отобранные пробы воды фильтровались через беззольный фильтр «синяя лента». В фильтрате определяли основные интегральные геохимические показатели (pH, удельную электропроводность (УЭП), жесткость), главные ионы и биогенные элементы (методом капиллярного электрофореза), органическое вещество (гравиметрия, титриметрия, элементный анализ). Содержание металлов (Mn, Cu, Ni, Zn) в воде определялось методом атомно-эмиссионной спектроскопии, железо – фотометрически. Осадок на фильтрах доводился до постоянной массы при температуре 105 °C, озолялся при температуре 550 °C для определения потерь при прокаливании (ППП), растворялся в 10 %-ной азотной кислоте. Аналогично обрабатывались образцы донных отложений, которые предварительно доводились до воздушно-сухого состояния, измельчались и просеивались через сито диаметром 1 мм.

В дальнейшем кислотные вытяжки взвешенных веществ и донных отложений анализировались на содержание общего фосфора (фотометрическим методом) и ряда металлов (Cd, Cu, Mn, Fe, Ni, Cr, Mg) методом атомно-абсорбционной спектроскопии. В водной вытяжке из донных отложений (1:5) были определены pH, электропроводность и ионный состав. Определение подвижных форм фосфора в донных отложениях проводилось фотометрически по методу Кирсанова в модификации ЦИНАО.

Результаты исследований

Для оценки экологического состояния р. Китерня были определены некоторые интегральные показатели в пробах воды, донных отложений (ДО) и взвешенном веществе (ВВ), отобранных вблизи населенных пунктов (рис. 1).

Интегральные геохимические показатели. К ним можно отнести значения pH, УЭП воды и водной вытяжки из донных отложений, цветность, содержание растворенного кислорода, концентрации взвешенных веществ, результаты определения которых представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения интегральных показателей в точках отбора воды и донных отложений в р. Китерня

Table 1

The y	values	of the	integra	al indicator:	s at the sa	mpling	site of	water	and bottom	sediment	ts in tl	he Kiterr	ıva Rive

Номер точки отбора				Донные отложения (водная вытяжка)			
	pH	УЭП, мСм/см	С _{ВВ,} мг/л	Цветность, град.	Раст, О2, мг/л	pН	УЭП, мСм/см
1	8,38±0,10	$1,54{\pm}0,08$	9,3±1,7	52,5±5,3	4,01±0,48	7,73±0,20	$1,12\pm0,08$
2	8,51±0,10	$1,48\pm0,07$	$11,6\pm1,4$	74,5±7,5	2,19±0,26	7,43±0,20	$1,15\pm0,08$
3	8,27±0,10	$1,25\pm0,06$	8,5±1,5	75,3±7,5	5,37±0,64	7,34±0,20	$1,58\pm0,11$
4	8,34±0,10	$1,54{\pm}0,08$	$6,2\pm1,1$	62,6±6,3	3,44±0,41	$7,59{\pm}0,20$	$1,52\pm0,11$
5	8,73±0,10	$1,62\pm0,08$	8,2±1,5	60,1±6,0	$7,1{\pm}0,85$	$7,65\pm0,20$	0,71±0,05
6	8,3±0,10	$1,52\pm0,08$	7,7±1,4	59,2±5,9	$7,04{\pm}0,84$	7,30±0,20	0,43±0,03
7	8,73±0,10	$1,35\pm0,07$	$5,1\pm0,9$	24,5±4,9	$10,22\pm1,23$	$7,46\pm0,20$	$1,10\pm0,08$
8	8,52±0,10	$1,32\pm0,07$	$16,0\pm1,7$	33,0±6,6	3,70±0,44	8,26±0,20	$0,11\pm0,01$
9	8,44±0,10	$1,33\pm0,07$	9,2±1,7	$28,8\pm5,8$	8,03±0,96	8,10±0,20	0,40±0,03
10	8,44±0,10	$1,29\pm0,06$	8,0±1,4	33,0±6,6	9,22±1,11	8,11±0,20	0,23±0,03
11	8,7±0,10	$1,26\pm0,06$	$15,5\pm1,9$	$58,4\pm 5,8$	$7,29\pm0,87$	$7,90\pm0,20$	0,27±0,03
12	8,2±0,10	$1,25\pm0,06$	$18,4\pm2,2$	62,6±6,3	$5,72\pm0,69$	$7,95\pm0,20$	0,31±0,02
13	8,6±0,10	$1,39\pm0,07$	5,7±1,0	56,7±5,7	9,55±1,15	$7,66\pm0,20$	$0,47{\pm}0,03$
Среднее значение	8,47±0,11	1,39±0,07	9,9±2,3	52,4±10,3	6,38±1,54	7,73±0,17	0,72±0,28

Значение *pH* в пробах воды р. Китерня варьирует от 8,2 до 8,7 и в среднем составляет 8,5±0,1, что позволяет отнести воды на протяжении всей реки к классу слабощелочных (см. табл. 1). Максимальные значения pH = 8,7 отмечены в пробах 5, 7, 11. Во всех пробах воды полученные значения pH выше, чем в р. Ишим (8,1±0,1) [Протокол лабораторных испытаний № 6267..., 2020], и значений, полученных в 1991 г. (7,8±0,2) [Калинин и др., 1998]. В водных вытяжках из донных отложений среднее значение pH составляет 7,7 \pm 0,2, интервал изменений – от 7,3 \pm 0,2 (т. 6) до 8,3 \pm 0,2. Значения pH водной вытяжки из донных отложений во всех точках значительно ниже pH воды.

Уровень *минерализации* в реке, выраженный через УЭП, изменяется незначительно и в среднем составляет 1,39±0,07 мСм/см (среднее значение суммы главных ионов 1,17 г/л). Это более чем в 2 раза выше минерализации (636 мг/л), наблюдавшейся в 1991 г. [Калинин и др., 1998] и минерализации вод в р. Ишим. Таким образом, в данный период вода реки может быть отнесена к слабосолоноватым (1-2 г/л) [Справочник по гидрохимии, 1989], что может существенно влиять на качество вод принимающей реки. В водной вытяжке ДО в верхней части реки сначала наблюдается тенденция к увеличению УЭП, в пунктах 3 (с. Прокуткино) и 4 (с. Неволина) данный показатель достигает максимального значения, соизмеримого с электропроводностью воды, составляя 1,58 и 1,52 мСм/см соответственно. В остальных точках отбора УЭП водной вытяжки значительно ниже, чем УЭП воды. Затем по течению реки значение минерализации в пробах донных отложений уменьшается в 5 раз, возвращаясь в т. 7 (с. Берендеева) к значению УЭП у истока. При выходе на нижний участок реки (от с. Берендеево до устья) УЭП водной вытяжки ДО в среднем составляет 0,45±0,23 мСм/см. Минимальное значение УЭП наблюдается в пруду у с. Болдырево (т. 8).

Среднее содержание взвешенных веществ в р. Китерня составляет 9,95±2,29 мг/л. В пробах 12 (с. Еремина), 8 (с. Болдырево, из пруда) и 11 (ниже с. Шипунова) содержание взвешенных веществ составляет около 15 мг/л. В остальных пробах содержится от 5 до 10 мг/л взвешенных веществ, что в несколько раз ниже значения данного показателя (51 мг/л), полученного в 1991 г. [Калинин и др., 1998].

Показатель *цветности* на протяжении реки варьирует в широком диапазоне – от 25 до 75 град. цветности и в среднем составляет 52±10. Только на участке от т. 7 (с. Берендеева) до т. 10 (с. Речкуново) цветность воды относительно невелика – 20–30 град. цветности. Все остальные пробы имеют среднюю цветность около 60 град. Во всех пробах воды р. Китерня цветность значительно выше значений, характерных для р. Ишим (5 град. цветности), следовательно, это может влиять на качество вод основной реки.

Содержание растворенного кислорода в р. Китерня варьирует в широком диапазоне – от 2,2 до 10,2 мг/л и в среднем составляет 6,4±1,5 мг/л. В т. 2 (д. Нестерова) содержание кислорода находится на экстремально низком уровне (2,2 мг/л), что является недостаточным для дыхания гидробионтов и самоочищения водоема. Низкое содержание кислорода отмечено также в т. 4 (с. Неволина) и т. 8 (с. Болдырево, пруд), где данный показатель составляет 3,4 и 3,7 мг/л соответственно. Уменьшение уровня растворенного кислорода в водоеме, по сравнению с результатами 1991 г. (8,6±0,9 мг/л), указывает на возможные неблагоприятные процессы, однако такое отличие может быть связано с более детальным изучением распределения показателя в 2020 г., поскольку данные 1991 г. характеризуют значение показателя только в одной точке - 7 (у с. Еремина). В 2020 г. в этой точке отбора С (O₂ раств.) составила 5.7 мг/л.

Содержание главных ионов вод р. Китерня претерпевает некоторые изменения по течению реки, интервалы изменения их содержания в точках отбора проб и средние значения по реке представлены в табл. 2.

Таблица 2

Интервал изменения значений и среднее содержание главных ионов в воде р. Китерня, мг/л (n = 13; P = 0,95)

Table 2

The interval of change of values and the average content of the main ions in the Kiternya River, mg/l (n = 13; P = 0.95)

Катионы	Интервал изменения	Среднее значение	Анион	Интервал изменения	Среднее значение
Na+	156÷305	198±24	HCO ₃ ⁻	366÷549	483 ± 32
K+	3,2÷ 6,9	$5,5{\pm}0,5$	Cl-	162÷362	221 ± 38
Ca^{2+}	70÷ 99	87±5	SO_4^{2-}	92÷178	126 ± 20
Mg^{2+}	41÷61	50±3	CO3 ²⁻	0 ÷ 15	2,6±2,7

В исследуемых пробах наблюдались точечные отклонения от среднего по ряду показателей. Например, в пунктах 2 (с. Нестерово) и 3 (с. Прокуткино) наблюдается снижение содержания гидрокарбонат-ионов, при этом растет концентрация сульфатов; повышенное содержание хлорид-ионов (примерно в 2 раза) отмечено в пунктах отбора 1, 4, 5; карбонат-ионы обнаружены только в пробах 7, 8, 10 и 13 (рис. 2). В катионном составе наибольшие изменения характерны для ионов натрия, содержание которых максимально в т. 5 (д. Тимохина), где зафиксировано также максимальное значение гидрокарбонат- и хлорид-ионов, а также УЭП. Изменение остальных показателей находится в пределах погрешности метода их определения.



Рис. 2. Распределение содержания главных ионов по течению р. Китерня



Поэтому при характеристике химического состава вод были взяты средние показатели по всем точкам отбора, соотношение которых представлено в виде диаграммы Толстихина на рис. 3, *а*. Из рисунка видно, что в анионном составе вод наблюдается незначительное преобладание гидрокарбонат-ионов над хлоридионами при значительном отставании сульфат-ионов. В катионном составе ион натрия является доминирующим, ионы кальция и магния находятся в примерно эквивалентных количествах.



Рис. 3. Диаграмма Толстихина для проб воды р. Китерня а – средний состав, 2020 г.; b – пробы у с. Еремина, внешний круг – 1991 г., внутренний круг – 2020 г.

Fig. 3. Diagram of Tolstikhin for water samples in the Kiternya River a – average composition, 2020; b – vil. Eremina, outer circle – 1991 year, inner circle – 2020 year

На основании этого можно охарактеризовать средний состав воды р. Китерня (рис. 3, a) как гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Сопоставление данных 2020 г. (т. 12 – с. Еремина) с результатами 1991 г. [Калинин и др., 1998], полученными в этом же месте, позволяет заключить, что в 2020 г. в анионном составе увеличилась доля сульфатов, а в катионном – доля ионов натрия (рис. 3, b), при этом минерализация вод увеличилась более чем в 2 раза. Поскольку среднегодовая температура воздуха на территории Тюменской области за период наблюдений с 1950 по 2016 г. увеличилась на 2,16 °C [Глаз, Васильев, 2018], увеличение годовой суммы осадков составило 7,6 мм, а сумма осадков в летний период сократилась на 41,2 мм, это привело к значительному снижению уровня воды в реках, особенно малых. Можно предположить, что климатические факторы являются определяющими в росте минерализации вод р. Китерня и вызвали частичную метаморфизацию их состава.

Биогенные элементы. К числу биогенных элементов обычно относят азот и фосфор. Хотя ионы калия традиционно относят к главным ионам, однако в поверхностных водах гораздо более значимым является высокий уровень их биогенного потребления [Никаноров, 2001, с. 73–74], поэтому К⁺ будут также рассмотрены нами в данной группе. Результаты определения ионов калия, аммония, нитратов и фосфатов в воде представлены в табл. 3. Нитритионы в воде не были обнаружены. Во взвешенном веществе и донных отложениях определяли содержание общего фосфора (в пересчете на P₂O₅), в донных отложениях было определено содержание общего и подвижного фосфора. Максимальное содержание *калия* (6,9 мг/л) наблюдается в 6-й пробе (с. Костылева), минимальное (3,2 мг/л) – в т. 1 (д. Речка) и 7 (с. Берендеева). Среднее значение данного показателя составляет 5,5±0,5 мг/л. Содержание *аммония* в части проб не обнаружено, в остальных пробах среднее значение составляет 0,28±0,08 мг/л, что значительно ниже ПДК (0,5 мг/л) [Приказ Минсельхоза России..., 2016] и его содержания (2,2 мг/л) в 1991 г. [Калинин и др., 1998]. Во всех пробах содержание нитрат-ионов значительно ниже ПДК (40 мг/л). Максимальные значения наблюдались в т. 6 и 7, где данный показатель составил около 6 мг/л. Среднее содержание нитрат-ионов в р. Китерня составило 3,73±0,77 мг/л, что на два порядка выше, чем было обнаружено в 1991 г. (0,02мг/л) в р. Ишим (менее 0,1 мг/л) [Протокол лабораторных испытаний № 6267..., 2020].

Таблица З

Результаты определения биогенных элементов в воде, взвешенном веществе и донных отложениях р. Китерня

Table 3

Union Tour]	Зода		Взвешенно	е вещество	Донные отложения		
отбора	K+,	$\mathrm{NH}_{4^{+}},$	NO3 ⁻ ,	PO4 ^{3-,}	PO4 ^{3–} ,	Р2О5общ.,	Р2О5общ.,	P ₂ O _{5подв.} ,	
0100pa	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/кг	мг/кг	мг/кг	
1	3,2±0,4	$0,22\pm0,04$	3,37±0,51	$3,23\pm0,32$	$1,72\pm0,62$	1124±225	537±107	72±15	
2	$5,9{\pm}0,8$	<0,01	$2,35\pm0,35$	$0,77{\pm}0,08$	$1,72\pm0,62$	2373±475	1102±220	83±17	
3	$5,7\pm0,8$	$0,26\pm0,05$	$3,76\pm0,56$	$0,52{\pm}0,05$	$0,83\pm0,30$	1724±345	318±64	56±11	
4	$5,6\pm0,8$	$0,28\pm0,06$	$3,74\pm0,56$	$1,07\pm0,11$	$1,41\pm0,51$	2188±438	801±160	58±12	
5	6,1±0,9	< 0,01	$3,50\pm0,53$	$1,45\pm0,15$	$1,50\pm0,54$	4293±859	662±132	195±39	
6	6,9±0,9	$0,29{\pm}0,06$	6,17±0,93	$1,56\pm0,16$	$0,96\pm0,35$	2571±514	490±98	171±34	
7	4,3±0,6	<0,01	6,57±0,99	4,37±0,4	$0,74{\pm}0,27$	1067±213	267±53	7±1	
8	$5,2\pm0,7$	<0,01	3,13±0,47	$2,44{\pm}0,24$	$2,34\pm0,84$	2356±471	142 ± 28	95±19	
9	$5,5\pm0,8$	<0,01	$3,41\pm0,51$	3,02±0,30	$1,32\pm0,48$	1538 ± 308	772±154	160±32	
10	$6,0\pm0,8$	$0,27{\pm}0,05$	$2,42\pm0,48$	$2,73\pm0,27$	$1,67\pm0,60$	2080±416	529±106	137±27	
11	$5,9{\pm}0,8$	$0,35\pm0,07$	$3,34\pm0,50$	3,09±0,31	1,36±0,49	1453±291	755±151	195±39	
12	$5,9{\pm}0,8$	$0,27{\pm}0,05$	$2,80\pm0,56$	$2,95\pm0,30$	$1,41\pm0,51$	1750±350	596±119	154±31	
13	$4,8\pm0,7$	$0,29{\pm}0,06$	$3,93{\pm}0,59$	$2,34\pm0,23$	$2,25\pm0,81$	3355±671	1009±202	7±1	
Среднее значение	5,5±0,5	0,28±0,08	3,73±0,77	2,27±0,61	1,48±0,26	2143±490	613±151	106±35	

The results of the determination of biogenic elements in water, suspended matter and bottom sediments in the Kiternya River

Соединения фосфора. Во всех пробах воды, кроме т. 3 (с. Прокуткино), наблюдается превышение ПДК по фосфат-ионам (0,6 мг/л для эвтрофных водоемов) [Приказ Минсельхоза России..., 2016], причем уровень загрязнения фосфатами растет к устью реки. По данным 1991 г., в р. Китерня также было зафиксировано превышение ПДК в 4 раза. В 2020 г. содержание фосфатов увеличилось еще в 2 раза, максимальное содержание фосфат-ионов в воде (4,4 мг/л) зафиксировано в пробе 7 (с. Берендеева). Среднее значение фосфатов в воде р. Китерня составило 2,3±0,6 мг/л. Во взвешенном веществе содержание максимальное фосфора наблюдалось в пробах 8 (с. Болдырево) и 13 (с. Кареглазова). Средняя концентрация фосфора, мигрирующего во взвешенном веществе составила 1,5±0,3 мг/л, т.е. основная масса фосфора содержится в реке в растворенной форме. При пересчете содержания общего фосфора на массу осадка во взвешенном веществе его среднее содержание составило 2143±490 мг/кг (в пересчете на P₂O₅), а в донных отложениях – 613±151 мг/кг, т.е. почти в 4 раза меньше. Максимальное содержание фосфора в ДО наблюдается в т. 2 (с. Нестерово) и т. 13 (с. Кареглазова), минимальное – в пруду у с. Болдырево (т. 8). Среднее содержание подвижной формы фосфора в донных отложениях (106±35 мг/кг) составляет около 20% от его общего содержания.

Органическое вещество. Результаты определения различных форм и общего содержания органического вещества в воде, взвешенном веществе и донных отложениях представлены в табл. 4.

Содержание общего углерода (ТС) в воде реки изменяется незначительно и в среднем составляет 46,3±2,0 мг/л. Основная его часть содержится в неорганической форме (ТІС), доля которого возрастает от истока к устью. Содержание органического углерода (ТОС) в основном находится на уровне 5–6 %, за исключением первых трех точек отбора, где содержание ТОС почти в 2 раза выше. На всем протяжении реки органическое вещество находится преимущественно в легкоокисляемой форме (ПО), что обычно связывают с автохтонным характером его поступления. Среднее значение ПО в р. Китерня составляет 10,0±1,7 мгО/л.

Общее содержание органического вещества во взвешенном веществе, выраженное через потери при прокаливании (ППП, %), изменяется в широком интервале – от 20 до 80 %.

Таблица 4

Результаты определения органического вещества в воде, взвешенном веществе и донных отложениях р. Карасуль

Table 4

The results of the determination of organic matter in water, suspended matter
and bottom sediments in the Kiternya River

Номер точки		Вод	Донные отложения	Взвешенное вещество		
отбора	ТС, мг/л	TIC, мг/л	ТОС, мг/л	ПО, мгО/л	ППП, %	ППП, %
1	52,9±7,4	40,9±8,2	12,0±2,4	13,5±1,4	4,15±0,70	80,7±6,8
2	41,0±8,2	31,1±6,2	9,9±2,0	13,7±1,4	7,12±1,20	48,1±4,0
3	38,5±7,7	30,5±6,1	8,1±1,6	13,5±1,4	3,19±0,54	44,4±3,7
4	$44,2\pm 8,8$	36,9±7,4	7,3±1,5	6,3±0,6	5,99±1,01	$70,8\pm 5,9$
5	49,6±9,9	45,1±9,0	4,6±0,9	$7,2\pm0,7$	$2,34\pm0,39$	23,1±1,9
6	$48,4{\pm}9,7$	42,0±8,4	6,4±1,3	6,3±0,6	3,40±0,57	35,7±3,0
7	47,7±9,5	42,2±8,4	$5,5{\pm}1,1$	$6,1{\pm}0,6$	$1,31\pm0,22$	76,9±6,5
8	45,5±9,1	39,2±7,8	6,3±1,3	9,5±1,0	$0,81\pm0,14$	51,4±4,3
9	46,5±9,3	$40,1\pm 8,0$	6,4±1,3	$9,2{\pm}0,9$	3,77±0,63	$65,6\pm 5,5$
10	48,1±9,6	41,9±8,4	6,2±1,2	$11,9\pm1,2$	$1,12\pm0,19$	$70,0\pm 5,9$
11	47,5±9,5	43,3±8,7	4,2±1,2	$11,3{\pm}1,1$	4,20±0,71	45,7±3,8
12	46,0±9,2	$40,1\pm 8,0$	$5,8\pm1,2$	$11,7\pm1,2$	$1,41\pm0,24$	26,7±2,2
13	45,4±9,1	42,2±8,4	3,1±0,9	9,8±1,0	$1,77\pm0,30$	76,0±6,4
Среднее значение	46,3±2,0	39,7±2,4	6,6±1,3	10,0±1,7	3,12±1,05	55,0±10,7

Среднее значение составляет $55,02\pm10,67$ %. Для проб донных отложений среднее значение на порядок меньше – $3,12\pm1,05$ %. Максимальное содержание органического вещества в донных отложениях наблюдается у истока реки.

Содержание металлов в пробах воды определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии, содержание металлов в донных отложениях и взвешенном веществе проводилось методом атомно-абсорбционной спектроскопии в кислотных вытяжках. Хотя кислотная вытяжка не включает соединения металлов с силикатными минералами, их содержание в этой фракции невелико и вероятность их выхода в водную толщу очень низка [Ларина и др., 2004]. К числу металлов, широко распространенных в водных объектах Западной Сибири и Тюменской области, в частности, относят Fe и Mn. Распределение содержания данных элементов в воде, взвешенном веществе и донных отложениях представлено на рис. 4.

Железо в водной толще аккумулируется преимущественно в виде взвеси (рис. 4, *a*). Максимальное содержание растворенного железа в воде фиксируется в верхней части реки (0,11-0,13 мг/л), что несколько превышает ПДК (0,1 мг/л). На нижнем участке реки содержание Fe находится на уровне 0,08-0,10 мг/л. Средняя концентрация растворенного Fe в воде составляет 0,10±0,01 мг/л. Однако содержание Fe во взвешенном веществе на 1-2 порядка выше – от 5 (т. 6, 7) до 21 мг/л (т. 1). Среднее содержание Fe в воде – 9,6±2,3 мг/л. В пересчете на массу взвешенного вещества среднее содержание Fe (рис. 4, b) в нем составляет около 2 %, аномально высокое содержание Fe во взвешенном веществе зафиксировано в точках 5 (4,6 %) и 1 (21 %). В донных отложениях наблюдается аналогичная тенденция (за исключением аномалий), хотя содержание Fe в них в 2-3 раза ниже, чем во взвешенном веществе. Среднее содержание Fe в ДО составляет 0,63±0,16 %.

Марганец в растворенной форме в воде находится ниже предела обнаружения использованной методики в пробах 3, 5, 6, 11 (рис. 4, *c*). В остальных точках отбора его содержание в среднем составляет 21±2 мкг/л, что в 2 раза превышает значение ПДК для рыбохозяйственных целей (10 мкг/л). Мигрирует марганец, аналогично железу, преимущественно в виде взвеси (средняя концентрация 2,24±1,45 мг/л), аномально высокое содержание Mn во взвешенном веществе наблюдается в т. 1 (д. Речка) – 11,42 мг/л. Содержание марганца во взвешенном веществе составляет 0,45±0,12 % при пересчете на массу ВВ.



Рис. 4. Распределение содержания железа и марганца в воде и взвешенном веществе (a, c) и во взвешенном веществе (мг/кг) и донных отложениях (b, d) в реке Китерня

Fig. 4. Distribution of iron and manganese content in water and suspended matter (a, c) and in suspended matter (mg/kg) and bottom sediments (b, d) in the Kiternya River

В донных отложениях содержание Mn на порядок ниже и в среднем составляет 0,026±0,007 % (рис. 4, *d*). Повышенное содержание марганца в ДО зафиксировано в точках 9 (с. Сысоева), 2 (с. Нестерово) и 4 (с. Неволина).

Содержание никеля в воде изменяется незначительно на протяжении всей реки, причем в большинстве точек его содержание в водорастворимой и твердой фазе (BB) соизмеримы (рис. 5, a). Среднее содержание Ni в ионной форме составляет 3,8±0,7 мкг/л, во взвешенном веществе (BB) – 5,1±1,6 мкг/л. В точках 2 (с. Нестерова), 3 (с. Прокуткино), 6 (с. Костылево), 12 (с. Еремина) содержание растворенного никеля превышает содержание данного элемента во взвешенном веществе. Точечное превышение ПДКр-х (10 мкг/л) в пробах воды наблюдается только при учете вклада взвешенного вещества в т. 1 (д. Речка), т. 9 (с. Сысоева), т. 11 (с. Шипуново), т. 13 (с. Кареглазова). Среднее содержание Ni во взвешенном веществе составляет в среднем 10,1 \pm 2,6 мг/кг (рис. 5, b). В пробах донных отложений содержание никеля превышает его содержание во взвешенном веществе только в т. 1, 2, 3, 4, 9, причем до т. 4 включительно наблюдается обратная зависимость между содержание металла в ДО и ВВ, а начиная с т. 5 ее характер меняется на линейный. Превышение ПДК (20 мг/кг) [Постановление Главного государственного врача...] в пробах ДО наблюдается в точках 1 (д. Речка), 2 (с. Нестерова) и 9 (с. Сысоева), среднее содержание составляет 12,8±5,4 мг/кг.

Медь в водной толще мигрирует преимущественно в виде взвеси (рис. 5, а). Средняя концентрация водорастворимой формы Cu составляет 5,0±3,6 мкг/л, во взвешенном веществе – 19,0±6,4 мкг/л. Превышение ПДК (1 мкг/л) в воде наблюдается в т. 3 (с. Прокуткино), т. 4 (с. Неволина), т. 5 (д. Тимохина), т. 6 (с. Костылева), т. 11 (с. Шипунова). Среднее со-Cu во взвешенном вешестве держание $47,4\pm24,1$ мг/кг, в донных отложениях – 0,9±0,4 мг/кг, т.е. превышения ПДК (33 мг/кг) в ДО не наблюдается, хотя во взвешенном веществе оно выше (рис. 5, b). Максимальное значение показателя в воде, взвешенном веществе и донных отложениях было зафиксировано в т. 5 (д. Тимохина).

До т. 4 (с. Неволина) включительно наблюдается обратная зависимость между содержанием металла в ДО и ВВ, после т. 4 зависимость обретает линейный характер вплоть до т. 10 (с. Речкунова) включительно. После т. 10 зависимость между содержанием меди в ДО и ВВ снова имеет обратный характер.

Гидрология / Hydrology



Рис. 5. Распределение содержания никеля и меди в воде и взвешенном веществе (а, с) и во взвешенном веществе (мг/кг) и донных отложениях (b, d) в реке Китерня

Fig. 5. Distribution of nickel and copper content in water and suspended matter (a, c) and in suspended matter (mg/kg) and bottom sediments (b, d) in the Kiternya River

Содержание *свинца* в воде во всех точках отбора находится ниже предела обнаружения. Исключение составляет проба т. 11 (с. Шипунова), где Рb составляет 7,9 мкг/л, что превышает ПДК (6 мкг/л). Свинец аккумулирован в водной толще преимущественно во взвешенном веществе, среднее содержание Pb в котором составляет 20,4±7,8 мкг/л, или, в пересчете на массу осадка 39±13 мг/кг. В донных отложениях свинец обнаружен только в пробах 2 (с. Нестерова) и 8 (с. Болдырево) и составляет 4,32 и 1,43 мг/кг соответственно.

К числу наиболее токсичных элементов (1-й класс опасности) относят *ртуть* и *кадмий* (рис. 6). В воде *кадмий* был обнаружен только в пробе 11 (с. Шипуново) – 13,2 мкг/л, что превышает ПДК (5 мкг/л) более чем в 2 раза. Во взвешенном веществе Сd обнаружен только в пробах 11 (с. Шипуново) и 12 (с. Еремина), и его содержание составляет 0,1 и 0,3 мкг/л соответственно. В пробах донных отложений кадмий обнаружен во всех пробах (рис. 6, *a*), среднее содержание Cd составляет 1,0±0,4 мг/кг, и значение ПДК (0,5 мг/кг) превышено в большинстве проб.

Среднее содержание валовой *ртути* (рис. 6, *b*) в донных отложениях составляет 0,036±0,007 мг/кг, максимальное содержание наблюдается в т. 2

(с. Нестерова), установленные значения не превышают ПДК (2,1 мг/кг).

Обсуждение результатов

Полученные данные по содержанию металлов в системе «вода-взвешенное вещество-донные отложения» позволили расположить исследованные металлы в следующие ряды по распространенности:

- вода: Fe > Mn >> Cu > Ni > Cd > Pb;

– взвешенные вещества: Fe > Mn >> Pb > Ni > Cu > Cd;

– донные отложения: Fe > Mn >> Ni > Cu > Cd > Pb.

Концентрационные ряды подтверждают значительное накопление железа и марганца во всей системе, что свидетельствует о наличии региональных особенностей водотоков рассматриваемого региона, подтверждая данные других источников [Калинин и др., 1998; Ларина и др., 2010; Алешина и др., 2011; 2015, 2019, 2021; Соромотин и др., 2019; Савичев, 2019; Протокол..., 2020]. Причиной аномалии может быть поступление данных элементов за счет значительного вклада подземного питания (подземные воды региона обогащены ими), однако значительное преобладание Fe и Mn во взвешенном веществе может свидетельствовать о его поступлении с водосборной площади, в том числе из болот, где эти металлы мигрируют и накапливаются в значительном количестве. Не исключено и влияние антропогенного фактора.

Содержание никеля можно отнести к фоновому, поскольку во всех компонентах системы на всей протяженности реки значения соизмеримы. Объяснение вариации в содержании остальных металлов и других компонентов системы потребовало дополнительной обработки полученных результатов.

Расчет коэффициентов донной аккумуляции (КДА = $\frac{C_{AO}}{C_{BOJA}}$) для исследованных металлов, позволяющий оценить уровень и характер загрязнения водного объекта [Методика, 1992], свидетельствует, что максимальные значения (КДА > 10⁴) наблюдаются для Fe во всех точках отбора, несмотря на отсутствие значительного превышения ПДК, особенно в нижней части реки (т. 7–13). КДА не дает информации об источнике поступления элемента, а только о высоком концентрировании данного элемента в донных отложениях по сравнению с водой и характеризует состояние водного объекта в данный период.

Для Мп величина КДА также имеет высокие значения ($n \times 10^3 \div n \times 10^4$) в большинстве точек отбора (исключение – т. 3, 5, 6, 11) и сопровождается превышением ПДКр-х. Это указывает на высокий уровень хронического загрязнения водного объекта. Аналогичная ситуация наблюдается для Zn (исключение – т. 6, 10, 11) и Ni (исключение – т. 10, 12) – несмотря на высокие значения КДА, значительного превышения ПДКр-х не наблюдается. Невысокие значения КДА ($n \times 10 - n \times 10^2$) и повышенные концентрации в воде наблюдались для Cu в т. 4–7 и 11, что указывает на поступление в водный объект свежего загрязнения.

Кластеризация показателей качества вод (рис. 7, *a*) позволила выделить 3 основных группы показателей (рис. 7, *a*).

Первая группа показателей связана с общей минерализацией вод, включает большинство главных ионов (кроме Ca^{2+} и HCO₃) и определяется в первую очередь содержанием Na+ и Cl⁻. Вторая группа показателей, с одной стороны, связана с цветностью воды, содержанием в ней органического вещества и железа, которое может находиться в воде в виде комплексов с гуминовыми и фульвокислотами, придающими цветность воде. С другой стороны, эта группа показателей связана с концентрацией взвешенных веществ в воде, как возможного источника или сопутствующих процессов их поступления в воду в растворимой форме $(Ni^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+}, NH_4^+, K^+)$. Третья группа включает показатели, величина которых определяется кислотноосновными и окислительно-восстановительными характеристиками вод. Кластеризация вод по точкам отбора проб (рис. 7, b) четко выделяет 2 кластера – верхнюю (т. 1-7) и нижнюю (т. 8-13) части реки. Таким образом, подтверждается влияния характера долины и русла реки на формирование гидрохимического состава [Ресурсы поверхностных вод..., 1973].

Кластерный анализ исследованных показателей в донных отложениях (рис. 7, *c*) позволяет выделить 3 группы, в разной степени связанные между собой. Наиболее тесно с органическим веществом (ППП) оказались связаны Cr, Ni, Mg, Zn (1-й кластер). В эту же группу можно включить Fe, Mn и УЭП. Обычно поступление этих металлов связывают с болотным питанием рек, но в данном случае минерализация вод в большей степени определяет их содержание в ДО, хотя связь с органическим веществом тоже есть, но не столь очевидная.



Рис. 6. Содержание кадмия (а) и ртути (b) в пробах донных отложений в р. Китерня



Рис. 7. Кластерный анализ по результатам определения химического состава воды (а – по определенным показателям; b – по точкам отбора) и донных отложений (с – по определяемым показателям; d – по точкам отбора); е – дендрограмма по всем определенным показателям (вода, донные отложения, взвешенное вещество) в точках отбора р. Китерня

1 – д. Речка; 2 – с. Нестерова: 3 – с. Прокуткино; 4 – с. Неволина; 5 – д. Тимохина; 6 – с. Костылева; 7 – с. Берендеева; 8 – с. Болдырево; 9 – с. Сысоева; 10 – с. Речкунова; 11 – с. Шипунова; 12 – с. Еремина; 13 – д. Кареглазова

Fig. 7. Cluster analysis based on the results of determining the chemical composition of water (a – by determined indicators; d – by sampling sites) and bottom sediments (c – by determined indicators; d – by sampling sites); e – dendrogram for all determined indicators (water, bottom sediments, suspended matters) at sampling sites in the Kiternya River

1 - vil. Rechka; 2 - vil. Nesterova: 3 - vil. Prokutkino; 4 - vil. Nevolina; 5 - vil. Timokhina; 6 - vil. Kostyleva; 7 - vil. Berendeeva; 8 - vil. Boldyrevo; 9 - vil. Sysoeva; 10 - vil. Rechkunov; 11 - vil. Shipunova; 12 - vil. Eremina; 13 - vil. Kareglazova

Второй кластер включает общее содержание Р, Нg и Си, что позволяет предположить, что данные металлы поступают в донные отложения с взвешенным веществом в форме труднорастворимых фосфатов. Особняком стоит 3-й кластер, включающий рН, подвижные Р и Cd, что свидетельствует об аномальном источнике поступления кадмия. Кластеризация донных отложений по точкам отбора (рис. 7, d) существенно отличается от кластеризации вод, скорее всего, здесь определяющим фактором являются геохимические особенности отложений, напрямую не связанные с качеством вод, а зависящие от других факторов, например, гидрологических или геологических, которые в данной работе не исследовались. Кроме этого, возможно влияние антропогенной деятельности человека, так как во 2-й кластер попали точки отбора вблизи мостов, а в 3-й – вблизи ферм.

Обобщенная дендрограмма по всем показателям (вода, взвешенное вещество, донные отложения) и всем точкам отбора представлена на рис. 7, *е*. Из рисунка видно, что геохимическая характеристика водотока определяется в первую очередь качеством воды, но и другие компоненты системы имеют значение и оказывают влияние на формирование кластеров и, следовательно, на качество водного объекта. Основным фактором можно считать особенности долины и русла реки, которые выделяют 2 явно выраженных кластера. В верхней части реки имеется источник поступления минеральных веществ, значительно повышающих минерализацию вод. Несмотря на то что пробы 1 и 4 имеют абсолютное сходство, а 2 и 3 существенно отличаются от них как по составу воды, так и донных отложений, в итоге уровень сходства всех проб достаточно высок. Влияние данного фактора ограничено, преимущественно в т. 5 и 6, но к т. 7 качество реки стабилизируется на новом уровне и уже не претерпевает столь значительного изменения. Однако практически во всех точках отбора в нижней части реки имеются животноводческие стоки, река во многих местах подпружена плотинами и мостами.

Для комплексной оценки вклада различных факторов проведен факторный анализ методом главных компонент (табл. 5). Проанализировано 50 параметров по 13 точкам отбора образцов воды и донных отложений, что позволило выделить наиболее значимое влияние первого фактора (9,54), а если понизить достоверность до 0,5 (что допустимо для природных систем), то значимость фактора 1 существенно возрастает (15,11) и составляет 30 % объяснимой дисперсии. Этот фактор повлиял на 21 из 50 характеристик. Он характеризуется значимым ростом рН(ДО), концентрации Ca²⁺, гидрокарбонатов, фосфатов и растворенного кислорода в воде. При этом четко выражено уменьшение концентрации органического вещества (ППП), минерализации (УЭП), общего фосфора и большинства металлов в донных отложениях, а также цветности, органического вещества и Fe в воде. Можно предположить, что накопление металлов в донных отложениях зависит от содержания органического вещества в воде и донных отложениях, от ми-

нерализации воды, кислотно-основных и окислительно-восстановительных условий, которые, по сути, определяют скорость разложения органического вещества в воде и донных отложениях. Источником органического вещества может быть как водная растительность, сток с болот, так и поступление с животноводческих ферм.

Факторы 2 и 3 оказывают значимое влияние только на 12 и 8 показателей, что составляет 17 и 9 % соответственно. Второй фактор связан с ростом содержания ТОС и Mn в воде и ППП и Pb – во взвешенном веществе, что может свидетельствовать о поступлении данных металлов в водный объект с автохтонным или аллохтонным органическим веществом. Этому сопутствует уменьшение концентрации ионов K, Na Mg и Cu в воде, Fe, Cu и общего фосфора в BB. Невысокий процент объяснимой дисперсии связан с высокой вариабельностью геохимических параметров в реке и является косвенным подтверждением значимых различий в составе воды и донных отложений в точках отбора.

Таблица 5

Результаты факторного анализа воды, взвешенного вещества и донных отложений р. Китерня

Table 5

Results of factor analysis of water	, suspended matters and bottom	1 sediments of the Kiternya River
-------------------------------------	--------------------------------	-----------------------------------

Показатель	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Показатель	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
ППП (ДО), %	-0,88	0,12	0,06	NO ₃ - (вода), мг/л	0,25	-0,39	0,08
рН (ДО)	0,57	0,44	0,03	РО4 ³⁻ (вода), мг/л	0,72	0,34	0,26
УЭП (ДО), мкСм/см	-0,72	0,03	0,13	Fe (вода), мг/л	-0,80	0,20	-0,30
Mn (ДО), мг/кг	-0,62	0,18	0,27	Mn (вода), мг/л	0,01	0,67	0,46
Си (ДО), мг/кг	-0,68	-0,20	0,21	Си (вода), мг/л	-0,14	-0,76	-0,31
Cd (ДО), мг/кг	0,21	-0,34	0,09	Ni (вода), мг/л	-0,28	-0,49	-0,55
Ni (ДО), мг/кг	-0,88	0,17	0,20	Zn (вода), мг/л	0,05	-0,26	-0,38
Сr (ДО), мг/кг	-0,90	0,24	0,13	ТІС (вода), мг/л	0,71	-0,37	0,39
Мд (ДО), мг/кг	-0,81	0,18	0,14	ТОС (вода), мг/л	-0,59	0,52	0,19
Fe (ДО), мг/кг	-0,86	0,11	0,21	Раств. О2 (вода), мг/л	0,69	-0,37	0,04
Zn (ДО), мг/кг	-0,68	0,33	0,10	ВВ (вода), мг/л	0,10	0,35	-0,44
Нg (ДО), мг/кг	-0,70	0,08	-0,09	РО4 ³⁻ (ВВ), мг/л	0,14	0,30	0,35
Р2О5общ (ДО), мг/кг	-0,51	-0,08	0,19	Mn (BB), мг/л	-0,04	0,46	0,61
Р ₂ О _{5п.ф} . (ДО), мг/кг	0,12	-0,35	-0,23	Mn (BB), мг/кг	-0,09	-0,04	0,71
УЭП (вода), мкСм/см	-0,43	-0,40	0,69	Fe (BB), мг/л	-0,13	0,25	0,62
рН (вода)	0,29	-0,24	0,42	Fe (BB), мг/кг	-0,21	-0,74	0,37
Цветность (вода), °	-0,78	-0,31	-0,31	Си (ВВ), мг/л	0,24	-0,65	0,35
К ⁺ (вода), мг/л	-0,09	-0,50	-0,62	Си (ВВ), мг/кг	0,07	-0,89	0,24
Na ⁺ (вода), мг/л	-0,46	-0,66	0,41	Ni (BB), мг/л	-0,28	-0,49	-0,55
Mg ²⁺ (вода), мг/л	0,00	-0,59	0,46	Ni (BB), мг/кг	0,06	-0,46	0,46
Ca ²⁺ (вода), мг/л	0,55	-0,05	0,33	ППП (ВВ), %	0,13	0,51	0,47
NH ₄ ⁺ (вода), мг/л	-0,01	-0,12	-0,43	Рb (BB), мг/л	0,31	0,55	0,31
Ва ²⁺ (вода), мг/л	-0,24	-0,59	0,14	Рb (BB), мг/кг	0,26	0,07	0,31
HCO ₃ - (вода), мг/л	0,68	-0,32	0,44	Р2О5общ (BB), мг/кг	-0,07	-0,69	0,24
Cl- (вода), мг/л	-0,40	-0,46	0,64	Собственные значения	9,54 (15,11)	2,05 (8,33)	1,42 (4,44)
SO4 ²⁻ (вода), мг/л	-0,78	-0,31	0,07	% объяснимой дисперсии	19,9 (<i>30,2</i>)	4,1 (<i>16</i> ,7)	2,8 (8,9)

Третий фактор достоверно объясняет только 9 % дисперсии и связан с ростом минерализации, Cl⁻ в

воде и содержанием Fe и Mn во взвешенном веществе. Также характеризуется снижением содержания К и Ni в воде и BB. Несмотря на невысокую значимость данного фактора, он позволяет высказать предположение, что источником повышенной минерализации в верхней части реки являются осушенные болота, расположенные вблизи истока реки, сток с которых мог привести к таким изменениям приведенных показателей, а также поступлением подземных вод на данном участке реки.

Заключение

В ходе проведения комплексного мониторинга состояния р. Китерня были изучены визуально-морфологические и гидрохимические особенности р. Китерня – левого притока р. Ишим в пределах лесостепной зоны Тюменской области, отмечено значительное антропогенное вмешательство в естественный водоток путем создания плотин, прудов, значительно снижающих скорость движения вод. Для учета антропогенного воздействия на качество водного объекта пробы отбирались вблизи основных населенных пунктов, расположенных на побережье. Определение химического состава вод и сопоставление его с результатами мониторинга 1991 г. позволило зафиксировать существенное изменение типа воды – увеличение общей минерализации воды более чем в 2 раза, значительное увеличение содержания ионов натрия и хлора, особенно в верховье реки.

Отмечен значительный рост содержания биогенных элементов и некоторых металлов: превышение ПДК фосфат-ионов и марганца во всех точках отбора, точечное превышение ПДК железа и меди, никель превышал ПДК только при учете вклада взвешенного вещества. Изучение распределения содержания элементов в системе «вода-взвешенное вещество-донные отложения» позволяет утверждать, что большая часть поллютантов мигрирует во взвешенном состоянии, что необходимо учитывать при проведении анализа. Ряд методик определения загрязнителей проводится после фильтрования вод, а часть – без удаления взвешенных веществ, кроме того, использование кислот для консервирования вод приводит к переходу части кислоторастворимых соединений в водную фазу и значительному увеличению их концентрации. Отдельное определение металлов в растворенной форме и во взвешенном веществе позволяет получать более достоверную информацию о формах нахождения и миграции таких элементов. В донных отложениях р. Китерня наблюдалось точечное превышение ПДК никеля и цинка, кадмий превышал установленную норму во всех пробах отбора. Сопоставление полученных результатов с данными 1991 г. [Калинин и др., 1998] позволяет сделать вывод об ухудшении качества вод р. Китерня за последние 30 лет. Изменение качества вод может быть связано с изменением климатических условий, ведущим к снижению уровня вод (местами пересыханию) и зарастанию, а также с антропогенной деятельностью, в частности с возведением плотин на реке, размывом дорог, стоков с сельскохозяйственных полей и животноводческих ферм, деятельность которых в последние годы прогрессирует.

Использование кластерного анализа позволило выявить условия, определяющие миграцию, трансформацию и накопление многих компонентов вод, в частности, интегральные и гидрохимические показатели напрямую связаны кислотно-основными и окислительно-восстановительными условиями в водотоке. ТМ в реке преимущественно мигрируют либо в форме труднорастворимых фосфатов (Cu, Hg, Fe) в составе взвешенного вещества, либо в виде комплексных соединений с гуминовыми веществами (в воде) или растительными остатками (BB и ДО). Данные факторного анализа подтверждают эти выводы и позволяют предполагать возможные источники и формы нахождения токсикантов в р. Китерня.

Список источников

Алешина О.А., Волкова Л.А., Гашев С.Н., Елифанов А.В., Жигилева О.Н., Казанцева М.Н., Кремлева Т.А., Кузьмин И.В., Ларина Н.С., Ларин С.И., Моисеенко Т.И., Огурцова Л.В., Паничева Л.П., Пислегин Д.В., Пологрудова О.А., Селюков А.Г., Соромотин А.В., Столбов В.А., Толстиков А.В., Третьяков Н.Ю. Комплексное гидрохимическое и биологическое исследование качества вод и состояния водных и околоводных экосистем. Тюмень : Изд-во Тюм. гос. ун-та, 2011. 128 с. Богданов Н.А., Ермолаев Б.В., Басс О.В., Паранина А.Н. Ртуть в донных осадках акватории и в устьях рек: Калининград-

ский залив // Геосферные исследования. 2020. № 2. С. 76–82.

Глаз Н.В., Васильев А.А. Изменение климата // Дальневосточный аграрный вестник. 2018. № 4 (48). С. 32–39.

Гришанцева Е. С., Бычкова Е.С., Федорова Л.П. Эколого-геохимические исследования малых рек, впадающих в Иваньковское водохранилище (р. Волга) // Вода: химия и экология. 2019. № 1–2. С. 15–26.

Закруткин В.Е., Решетняк В.Н., Решетняк О.С. Оценка уровня загрязнения тяжелыми металлами донных отложений рек восточного Донбасса (Ростовская область, Россия) // Вода и экология: проблемы и решения. 2020. № 3. С. 32–40.

Искандарова Ш.Т., Усманов И.А., Хасанова М.И. Влияние донных отложений на качество воды малых рек // Экология и строительство. 2019. № 1. С. 19–24.

Калинин В.М., Ларин С.И., Романова И.М. Малые реки в условиях антропогенного воздействия (на примере Восточного Зауралья). Тюмень : Изд-во Тюм. гос. ун-та, 1998. 220 с.

Кирпичникова Н.В., Полянин В.О., Курбатова И.Е., Черненко Ю.Д. Критерии оценки экологического состояния водосборов малых рек и выноса биогенных веществ в Иваньковское водохранилище // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2021. № 6. С. 81–105.

Кременецкая Е.Р. и др. Количественная оценка потоков органического вещества в донные отложения стратифицированного водохранилища долинного типа // Вода: химия и экология. 2018. № 7–9. С. 39–46.

Ларина Н.С., Устименко А.А., Гусельников В.Л., Пинигина Е.П. Геохимический мониторинг городского пруда Южного (г. Тюмень) // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2017. Т. 3, № 3. С. 8–22.

Ларина Н.С., Гусельников В.Л., Устименко А.А. Комплексный геохимический мониторинг озера Цимлянское (г. Тюмень) // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2015. Т. 1, № 2. С. 74–83.

Ларина Н.С., Катанаева В.Г., Шелпакова Н.А. Техногенное загрязнение природных вод. Тюмень : Мандр-Ика, 2004. 224 с. Ларина Н.С., Ларин С.И., Беспоместных С.Г. К вопросу о методах оценки качества вод // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2010. № 7. С. 218–228.

Ларина Н.С., Устименко А.А., Фахретдинов А.В. Химико-экологическая оценка состояния пруда Южный (г. Тюмень) // Вода: химия и экология. 2019. № 7–9. С. 123–128.

Ларина Н.С., Шуплецова П.А., Белоусова Ю.О., Ларин С.И. Оценка химико-экологического состояния малых рек бассейна реки Ишим // Физико-химические методы в междисциплинарных экологических исследованиях : Всерос. симп. и школаконф. молодых ученых, Севастополь. М. : Граница, 2021. С. 237–238.

Методика «Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия». Утверждена приказом Министерства природных ресурсов РФ от 30 ноября 1992 г. // Электронный фонд правовых и нормативно-технических документов. URL: https://docs.entd.ru/document/901797511?section=text (дата обращения: 25.04.2024).

Моисеенко Т.И. Биодоступность и экотоксичность металлов в водных системах: критические уровни загрязнения // Геохимия. 2019. Т. 64, № 7. С. 298–308.

Никаноров А.М. Гидрохимия : учеб. СПб. : Гидрометеоиздат, 2001. 444 с.

Опекунов А.Ю., Митрофанова Е.С., Опекунова М.Г. Техногенная трансформация состава донных отложений рек и каналов Санкт-Петербурга. Геоэкологи // Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2017. № 4. С. 48–61.

Папина Т.С. Транспорт и особенности распределения тяжелых металлов в ряд: вода – взвешенное вещество – донные отложения речных экосистем. Новосибирск : Ин-т водных и экологических проблем Сибирского отделения Российской академии наук, 2001. 58 с.

Перечень предельно допустимых концентраций и ориентировочно безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. М. : Мединор, 1995. 195 с.

Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 28.01.2021 № 2 «Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 "Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания"»: дата введения 2021-03-01. М. : Официальный интернет-портал правовой информации, 2021. 469 с.

Приказ Минсельхоза России от 13.12.2016 № 552 (ред. от 22.08.2023) «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрирован в Минюсте России 13.01.2017 № 45203). Приложение. М. : Минсельхоза России, 2024. 91 с.

Прожорина Т.И., Куролап С.А., Нагих Т.В. Оценка экологического состояния малых рек Воронежской области // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: естественные науки. 2018. Т. 42, № 2. С. 298–308.

Протокол лабораторных испытаний № 6267 и № 6268 от 30 ноября 2020 г. // Официальный портал органов государственной власти Тюменской области. URL: https://abatsk.admtyumen.ru/ (дата обращения: 31.07.2023).

Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь. Нижний Иртыш и Нижняя Обь. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. Т. 15, вып. 3. 423 с.

Савичев О.Г. Исследование взаимосвязей между химическим составом вод и донных отложений рек Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 5. С. 178–188.

Саликова Н.С., Уралбаева А.А. О комплексной оценке и факторах формирования гидрохимического состава поверхностных вод Акмолинской области // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева. 2016. № 1. С. 22–27.

Соромотин А.В., Кудрявцев А.А., Ефимова А.А. и др. Фоновое содержание тяжелых металлов в воде малых рек Надымпуровского междуречья // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2019. № 2. С. 48–55.

Справочник по гидрохимии / под ред. А.М. Никанорова. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 392 с.

Ткачев Б.П., Булатов В.И. Малые реки: современное состояние и экологические проблемы // Экология. Серия аналитических обзоров мировой литературы. 2002. № 64. С. 1–114.

Шарипова О.А. Распределение тяжелых металлов в донных отложениях озера Балхаш в зависимости от природных и антропогенных факторов // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 390. С. 225–230.

Huang Zh. et al. Distribution, toxicity load, and risk assessment of dissolved metal in surface and overlying water at the Xiangjiang River in southern China // Scientific report. 2021. V. 11 (109). P. 1–12.

Jaskula J. et al. Analysis of spatial variability of river bottom sediment pollution with heavy metals and assessment of potential ecological hazard for the Water River, Poland // Minerals. 2021. V. 11 (3). P. 327.

Loh P.S. et al. Monitoring Sediment and Water Chemistry in Small Remote Aquatic Systems in East Sepik Province, Papua New Guinea // Water Air and Soil Pollution. 2021. V. 232(446). P. 1–16.

Luo P. et al. Heavy metals in water and surface sediments of the Fenghe River Basin, China: Assessment and source analysis // Water Science and Technology. 2021. V. 84 (10–11). P. 3072–3090.

Maslennikova S., Larina N., Larin S. The effect of sediment grain size on heavy metal content // Lakes, Reservoirs and Ponds. 2012. V. 6 (1–2). P. 43–54.

Omowumi Olayinka-Olagunju J., Adekunle A. Dosumu, Adetola Mary Olatunji-Ojo. Bioaccumulation of Heavy Metals in Pelagic and Benthic Fishes of Ogbese River, Ondo State, South-Western Nigeria // Water, Air, & Soil Pollution. 2021. V. 232 (44). P. 1–19.

Ouyan Y., Feng G., Parajuli P., Leininger Th., Wan Y., Johnie N. Jenkins. Prem Assessment of Surface Water Quality in the Big Sunflower River Watershed of Mississippi Delta Using Nonparametric Analysis // Water, Air, & Soil Pollution. 2018. V. 229 (11). P. 1–13.

Takic L., Mladenovic-Ranisavljevic I., Vasovic Ljiljana D. The Assessment of the Danube River Water Pollution in Serbia // Water, Air, & Soil Pollution. 2017. V. 10. P. 380–388.

Tian K. et al. Ecological risk assessment of heavy metals in sediments and water from the coastal areas of the Bohai Sea and the Yellow Sea // Environment international. 2020. V. 136. P. 1–38.

Yin J. et al. The distribution and risk assessment of heavy metals in water, sediments, and fish of Chaohu Lake, China // Environmental earth sciences. 2018. V. 77(3). P. 1–12.

References

Aleshina O.A., Volkova L.A., Gashev S.N., Elifanov A.V., Zhigileva O.N., Kazantseva M.N., Kremleva T.A., Kuzmin I.V., Larina N.S., Larin S.I., Moiseenko T.I., Ogurtsova L.V., Panicheva L.P., Pislegin D.V., Pologrudova O.A., Selyukov A.G., Soromotin A.V., Stolbov V.A., Tolstikov A.V., Tret'yakov N.Yu. *Kompleksnoe gidrokhimicheskoe i biologicheskoe issledovanie kachestva vod i sostoyaniya vodnykh i okolovodnykh ekosistem*. [Comprehensive hydrochemical and biological study of water quality and the state of aquatic and near-water ecosystems]. Tyumen: publishing house of Tyumen State University. 2011. 128 p. In Russian

Bogdanov N.A., Ermolaev B.V., Bass O.V., Paranina A.N. *Rtut' v donnykh osadkakh akvatorii i v ust'yakh rek: Kaliningradskiy zaliv* [Mercury in bottom sediments of the water area and in the mouths of rivers: Kaliningrad Bay] // Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research. 2020. (2). pp. 76–82. In Russian

Grishantseva E.S., Bychkova E.S., Fedorova L.P. *Ekologo-geokhimicheskie issledovaniya malykh rek, vpadayushchikh v Ivan'kovskoe* vodokhranilishche (r. Volga). [Ecological and geochemical studies of small rivers flowing into the Ivankovskoye reservoir (Volga River)] // *Voda: khimiya i ehkologiya* [Water: chemistry and ecology]. 2019. (1–2). pp. 15–26. In Russian

Zakrutkin V.E., Reshetnyak V.N., Reshetnyak O.S. Otsenka urovnya zagryazneniya tyazhelymi metallami donnykh otlozheniy rek vostochnogo Donbassa (Rostovskaya oblast', Rossiya) [Assessment of the level of heavy metal pollution of bottom sediments of the rivers of the eastern Donbass (Rostov region, Russia)] //Voda i ehkologiya: problemy i resheniya [Water and Ecology: Problems and Solutions]. 2020. No.3. pp. 32–40. In Russian

Iskandarova Sh.T., Usmanov I.A., Khasanova M.I. Vliyanie donnykh otlozheniy na kachestvo vody malykh rek. [Influence of bottom sediments on water quality of small rivers] // Ecology and construction. (1). 2019. pp. 19–24. In Russian

Kalinin V.M., Larin S.I., Romanova I.M. *Malye reki v usloviyakh antropogennogo vozdeystviya (na primere Vostochnogo Zaural'ya).* [Small rivers in conditions of anthropogenic impact (on the example of the Eastern Trans-Urals)] // Tyumen: publishing house of Tyumen State University.1998. 220 p. In Russian

Kirpichnikova N.V., Polyanin V.O., Kurbatova I.E., Chernenko Yu.D. *Kriterii otsenki ekologicheskogo sostoyaniya vodosborov* malykh rek i vynosa biogennykh veshchestv v Ivan'kovskoe vodokhranilishche. [Criteria for assessing the ecological state of the catchments of small rivers and the removal of nutrients into the Ivankovo reservoir] // Water management of Russia: problems, technologies, management. 2021. (6). pp. 81–105. In Russian

Kremenetskaya E.R. Kolichestvennaya otsenka potokov organicheskogo veshchestva v donnye otlozheniya stratifitsirovannogo vodokhranilishcha dolinnogo tipa. [Quantitative assessment of organic matter flows into the bottom sediments of a stratified valley-type reservoir] // Voda: khimiya i ehkologiya [Water: chemistry and ecology]. 2018. (7–9). pp. 39–46. In Russian

Larina N.S., Ustimenko A.A., Guselnikov V.L., Pinigina E.P. *Geokhimicheskiy monitoring gorodskogo pruda Yuzhnogo (g. Tyumen')*. [Geochemical monitoring of the South municipal pond (Tyumen)] // Bulletin of the Tyumen State University. Ecology and nature management. 2017. 3(3). pp. 8–22. In Russian

Larina N.S., Gusel'nikov V.L., Ustimenko A.A. Kompleksnyy geokhimicheskiy monitoring ozera Tsimlyanskoe (g. Tyumen'). [Complex geochemical monitoring of Lake Tsimlyanskoe (Tyumen)] // Bulletin of the Tyumen State University. Ecology and nature management. 2015. 1(2). pp. 74–83. In Russian

Larina N.S., Katanaeva V.G., Shelpakova N.A. *Tekhnogennoe zagryaznenie prirodnykh vod*. [Technogenic pollution of natural waters]. Tyumen: Mandr-Ika, 2004. 224 p. In Russian

Larina N.S., Larin S.I., Bespomestnykh S.G. *K voprosu o metodakh otsenki kachestva vod*. [On the question of water quality assessment methods] // Bulletin of the Tyumen State University. Ecology and nature management. 2010. (7). pp. 218–228. In Russian

Larina N.S., Shupletsova P.A., Belousova Yu.O., Larin S.I. *Otsenka khimiko-ekologicheskogo sostoyaniya malykh rek basseyna reki Ishim.* [Assessment of the small rivers ecological and chemical state in the Ishim River basin]. Physico-chemical methods in interdisciplinary ecological research: All-Russian Symposium and school-conference of young scientists, Sevastopol. Moscow: Publishing House "Border". 2021. pp. 237–238. In Russian

Larina N.S., Ustimenko A.A., Fakhretdinov A. V. *Khimiko-ekologicheskaya otsenka sostoyaniya pruda Yuzhnyy (g. Tyumen').* [Chemical and ecological assessment of the South Pond state (Tyumen)] // *Voda: khimiya i ehkologiya* [Water: chemistry and ecology]. 2019. (7–9). pp. 123–128. In Russian

Metodika "Kriterii otsenki ekologicheskoy obstanovki territoriy dlya vyyavleniya zon chrezvychaynoy ekologicheskoy situatsii i zon ekologicheskogo bedstviya" [Methodology "Criteria for assessing the environmental situation of territories to identify zones of environmental emergency and zones of environmental disaster."]. Utverzhdena prikazom Ministerstva prirodnykh resursov RF ot 30 noyabrya 1992 goda. Elektronnyy fond pravovykh i normativno-tekhnicheskikh dokumentov. URL: https://docs.cntd.ru/document/901797511?section=text (Date of accessed: 25.04.2024). In Russian

Moiseenko T.I. *Biodostupnost' i ekotoksichnost' metallov v vodnykh sistemakh: kriticheskie urovni zagryazneniya.* [Bioavailability and ecotoxicity of metals in water systems: critical pollution levels]. 2019. V. 64. No.7. pp. 298–308. In Russian

Nikanorov A.M. Gidrokhimiya [Hydrochemistry]: Textbook. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001. 444 p. In Russian

Opekunov, A. Yu., Mitrofanova E.S., Opekunova M.G. *Tekhnogennaya transformatsiya sostava donnykh otlozheniy rek i kanalov Sankt-Peterburga. Geoekologi.* [Technogenic transformation of the bottom sediments of rivers and canals of St. Petersburg]. Engineering geology, hydrogeology, geocryology. 2017. (4). pp. 48–61. In Russian

Papina T.S. *Transport i osobennosti raspredeleniya tyazhelykh metallov v ryad: voda – vzveshennoe veshchestvo – donnye otlozheniya rechnykh ekosistem.* [Transport and distribution features of heavy metals in a row: water – suspended matter – bottom sediments of river ecosystems]. Novosibirsk: Institute of water and environmental problems of the Siberian branch of the Russian academy of sciences. 2001. 58 p. In Russian

Perechen' predel'no dopustimykh kontsentratsiy i orientirovochno bezopasnykh urovney vozdeystviya vrednykh veshchestv dlya vody rybokhozyaystvennykh vodoemov [List of maximum permissible concentrations and estimated safe levels of exposure to harmful substances for water in fishery reservoirs]. Moscow: Izd-vo «Medinor», 1995. 195 p. In Russian

Postanovlenie Glavnogo gosudarstvennogo sanitarnogo vracha Rossiyskoy Federatsii ot 28.01.2021 M 2 "Ob utverzhdenii sanitarnykh pravil i norm SanPiN 1.2.3685-21 "Gigienicheskie normativy i trebovaniya k obespecheniyu bezopasnosti i (ili) bezvrednosti dlya cheloveka faktorov sredy obitaniya" : data vvedeniya 2021- 03-01. [Resolution of the Chief State Sanitary Doctor of the Russian Federation dated 01/28/2021 No. 2 "On approval of sanitary rules and regulations SanPiN 1.2.3685-21 "Hygienic standards and requirements for ensuring the safety and (or) harmlessness of environmental factors for humans"] Moscow : Ofitsial'nyy internet-portal pravovoy informatsii, 2021. 469 p. In Russian

Prikaz Minsel'khoza Rossii ot 13.12.2016 N 552 (red. ot 22.08.2023) Ob utverzhdenii normativov kachestva vody vodnykh ob"ektov rybokhozyaystvennogo znacheniya, v tom chisle normativov predel'no dopustimykh kontsentratsiy vrednykh veshchestv v vodakh vodnykh ob"ektov rybokhozyaystvennogo znacheniya [Order of the Ministry of Agriculture of Russia dated 13.12.2016 N 552 (as amended on 22.08.2023) On approval of water quality standards for water bodies of fishery importance, including standards for maximum permissible concentrations of harmful substances in the waters of water bodies of fishery importance] (Zaregistrirovano v Minyuste Rossii 13.01.2017 N 45203). Prilozhenie. Moscow : Minsel'khoza Rossii. 91 p. In Russian

Prozhorina T.I., Kurolap S.A., Nagikh T.V. *Otsenka ekologicheskogo sostoyaniya malykh rek Voronezhskoy oblasti.* [Assessment of the Voronezh region small rivers ecological state]. Scientific Bulletin of the Belgorod State University. Series: Natural sciences. 2018. 42(2). pp. 298–308. In Russian

Protokol laboratornykh ispytaniy № 6267 i №6268 of 30 noyabrya 2020g. [Laboratory research Protocol No. 6267 and No. 6268 dated November 30, 2020]. Official website of the Organov State Administration of the Tyumen region URL: https://abatsk.admtyumen.ru/. In Russian

Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Altay i Zapadnaya Sibir'. Nizhniy Irtysh i Nizhnyaya Ob'. [Surface water resources of the USSR. Altai and Western Siberia. Lower Irtysh and Lower Ob]. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1973. 15 (3). 423 p. In Russian

Salikova, N. S., Uralbaeva A.A. *O kompleksnoy otsenke i faktorakh formirovaniya gidrokhimicheskogo sostava poverkhnostnykh vod Akmolinskoy oblasti.* [On complex assessment and factors in the formation of the surface waters hydrochemical compositions in the Akmola region]. Bulletin of D. Serikbayev East Kazakhstan State Technical University. 2016. (1). pp. 22–27. In Russian

Savichev O. G. *ssledovanie vzaimosvyazey mezhdu khimicheskim sostavom vod i donnykh otlozheniy rek Sibiri*. [Investigation of interrelations between the chemical composition of Siberian rivers waters and bottom sediments]. Izvestiya Tomsk Polytechnic University. Georesource engineering. 2019. 330 (5). pp. 178–188. In Russian

Soromotin A.V., Kudryavtsev A.A., Efimova A.A. *Fonovoe soderzhanie tyazhelykh metallov v vode malykh rek Nadym-purovskogo mezhdurech'ya.* [The background content of heavy metals in the water of small rivers in the Nadym - Pur interfluvial area]. // Geoecology. Engineering geology, hydrogeology, geocryology. 2019. (2). pp. 48–55. In Russian

Spravochnik po gidrokhimii [Handbook of Hydrochemistry] / Ed. by A.M. Nikanorov. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1989. 392 p. In Russian

Tkachev B.P., Bulatov V.I. *Malye reki: sovremennoe sostoyanie i ekologicheskie problem*. [Small rivers: current state and environmental problems]. Ecology. A series of analytical reviews of world literature. 2002. (64). pp. 1–114. In Russian

Sharipova O.A. Raspredelenie tyazhelykh metallov v donnykh otlozheniyakh ozera Balkhash v zavisimosti ot prirodnykh i antropogennykh faktorov. [Distribution of heavy metals in bottom sediments of Lake Balkhash depending on natural and anthropogenic factors]. Bulletin of Tomsk State University. 2015. (390). pp. 225–230. In Russian

Huang Zh., et al. Distribution, toxicity load, and risk assessment of dissolved metal in surface and overlying water at the Xiangjiang River in southern China. Scientific report. 2021. 11 (109). pp. 1–12.

Jaskula J., et al. Analysis of spatial variability of river bottom sediment pollution with heavy metals and assessment of potential ecological hazard for the Water River, Poland. Minerals. 2021. 11 (3). pp. 327.

Loh P.S., et al. Monitoring Sediment and Water Chemistry in Small Remote Aquatic Systems in East Sepik Province, Papua New Guinea. Water Air and Soil Pollution. 2021. 232(446). pp. 1–16.

Luo, P., et al. Heavy metals in water and surface sediments of the Fenghe River Basin, China: Assessment and source analysis. Water Science and Technology. 2021. 84 (10–11). pp. 3072–3090.

Maslennikova S., LarinaN., Larin S. The effect of sediment grain size on heavy metal content. Lakes, Reservoirs and Ponds. 2012. 6 (1–2). pp. 43–54.

Omowumi Olayinka-Olagunju J., Adekunle A. Dosumu, Adetola Mary Olatunji-Ojo. Bioaccumulation of Heavy Metals in Pelagic and Benthic Fishes of Ogbese River, Ondo State, South-Western Nigeria. Water, Air, & Soil Pollution. 2021. 232 (44). pp. 1–19.

Ouyan Y., Feng G., Parajuli P., Leininger Th., Wan Y., Johnie N. Jenkins. Prem Assessment of Surface Water Quality in the Big Sunflower River Watershed of Mississippi Delta Using Nonparametric Analysis. Water, Air, & Soil Pollution. 2018. 229 (11). pp. 1–13.

Takic L., Mladenovis-Ranisavljevis I., Vasovis, Ljiljana D. The Assessment of the Danube River Water Pollution in Serbia. Water, Air, & Soil Pollution. 2017. (10). pp. 380–388.

Tian, K., et al. Ecological risk assessment of heavy metals in sediments and water from the coastal areas of the Bohai Sea and the Yellow Sea. Environment international. 2020. 136. pp. 1–38.

Yin J., et al. The distribution and risk assessment of heavy metals in water, sediments, and fish of Chaohu Lake, China. Environmental earth sciences. 2018. 77(3). pp. 1–12.

Информация об авторах:

Ларина H.C., кандидат химических наук, профессор, кафедра органической и экологической химии, Институт химии, Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия.

E-mail: nslarina@yandex.ru

Ларин С.И., кандидат географических наук, доцент, исполняющий обязанности директора Института криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия.

E-mail: silarin@yandex.ru

Белоусова Ю.О., магистр, Институт химии, Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия. E-mail: belousova1485@gmail.com

Шуплецова П.А., инженер, Институт химии, Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия. E-mail: polina.a.shupletsova@gmail.com

Устинова Е.В., кандидат геолого-минералогических наук, ученый секретарь, Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН; доцент, кафедра криологии Земли, Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия. E-mail: sciensec@ikz.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Larina N.S., Cand.Sci. (Chemistry), Professor, Institute of Chemistry, Tyumen State University, Tyumen, Russia.
E-mail: nslarin@yandex.ru
Larin S.L., Cand.Sci. (Geography), Associate Professor, Acting director, Earth Cryosphere Institute, Tyumen, Russia.
E-mail: silarin@yandex.ru
Belousova Yu.O., student, Institute of Chemistry, Tyumen State University, Tyumen, Russia.
E-mail: belousova1485@gmail.com
Shupletsova P.A., Engineer, Institute of Chemistry, Tyumen State University, Tyumen, Russia.
E-mail: polina.a.shupletsova@gmail.com
Ustinova E.V., Cand.Sci. (Geol.-Miner.), Scientific secretary, Earth Cryosphere Institute; Associate Professor, Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia.
E-mail: sciensec@ikz.ru

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

Статья поступила в редакцию 07.09.2023; одобрена после рецензирования 27.11.2024; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 07.09.2023; approved after reviewing 27.11.2024; accepted for publication 03.03.2025

ИСТОРИЯ НАУКИ

Научная статья УДК 550.9 doi: 10.17223/25421379/35/12

ЗАМЕТКИ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ СИБИРИ

Владимир Викторович Ревердатто¹, Игорь Иванович Лиханов²

^{1,2} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия ¹ rever@igm.nsc.ru

² likh@igm.nsc.ru

Аннотация. Русский царь Петр I в 1720 г. направил в Сибирь первую экспедицию для выявления природных ресурсов. Позже несколько экспедиций были организованы Академией наук. В XIX в. началось интенсивное развитие горно-рудных производств, причем главное внимание уделялось Алтаю и Забайкалью. В 1882 г. в России был организован Геологический комитет. Его главной задачей было составление геологических карт. Комитет вел большие работы в Сибири. В конце XIX в. в Томске были созданы университет и технологический институт, которые оказали большое влияние на развитие геологических исследований в Сибири и подготовку кадров. После революции в России началась индустриализация. Возникла необходимость срочного изучения естественных ресурсов. Разворачиваются геолого-съемочные и геолого-разведочные работы. В это время были открыты и разведаны сотни месторождений полезных ископаемых, в том числе уголь и железные руды в Кузбассе, медно-никелевые руды в Норильском районе, золото и полиметаллы в Забайкалье и др. Великая Отечественная война прервала эти исследования, и геологи переключились на помощь фронту. Но сразу после войны они активно включились в работу по восстановлению хозяйства страны. В 1950-е гг. разведчики недр достигли значимых результатов: в Западной Сибири были открыты большие запасы нефти и газа, а в Якутии – месторождения алмазов. В 1957 г. было организовано Сибирское отделение Академии наук и в его составе – Институт геологии и геофизики. Институты геологического профияя были созданы также в Иркутске и Якутске. Фундаментальная геологическая наука внесла существенный вклад в раскрытие потенциала Сибири.

Ключевые слова: геологические исследования, природные ресурсы, геологические коллективы, Сибирь

Источники финансирования: работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018-П) и госзадания ИГМ СО РАН (122041400176-0).

Для цитирования: Ревердатто В.В., Лиханов И.И. Заметки по истории геологического освоения Сибири // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 171–207. doi: 10.17223/25421379/34/12

Original article doi: 10.17223/25421379/34/12

NOTES ON THE HISTORY OF GEOLOGICAL EXPLORATION OF SIBERIA

Vladimir V. Reverdatto¹, Igor I. Likhanov²

1, 2 V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia ¹ rever@igm.nsc.ru ² lith@igm_mag.mu

² likh@igm.nsc.ru

Abstract. In 1720, the Russian Tsar Peter the Great mounted the first expedition to Siberia to identify and explore natural resources. Later, the Academy of Sciences undertook later several expeditions. The intensive development of ore reserves began in the 19th century, with the focus being on the territories of Altai and Transbaikalia. The Russian Geological Committee was established in 1882 for the purpose of compilation of the geological map of Russia and systematic study of Siberia's territory. At the end of the 19th century, a university and a technological institute were established in Tomsk. These became the first education institutions, which had a great influence on the development of geological perceptions and exploration in Siberia. The post-revolution period marks the beginning of industrialization in Russia, which highlighted the need for the exploration of more natural resources. This accelerated the advance of geological survey and exploration work. This period witnessed the discovery and exploitation of hundreds of mineral deposits, e.g., coal and iron ore deposits in the Kuznetsk Basin, copper-nickel ore deposits in the Norilsk region, gold and polymetallic deposits in Transbaikalia, etc. The research and exploration activities ceased during the Great Patriotic War, and geologists were mobilized to help the front. Immediately after the war, they again became actively involved in the restoration of the country's economy. In the 1950s, exploration geologists achieved remarkable results, e.g., the



discovery of large-size oil and gas fields in West Siberia and diamond deposits in Yakutia. The Siberian Branch of the Academy of Sciences and the Institute of Geology and Geophysics as its part were established in 1957. A number of geological research institutes were also created in Irkutsk and Yakutsk. Basic geological research made an important contribution to unlocking the resource potential of Siberia.

Keywords: geological research, natural resources, geological teams, Siberia

Source of financing: This study was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018-P and state assignment of IGM SB RAS (122041400176-0).

For citation: Reverdatto V.V., Likhanov I.I. (2025) Notes on the history of geological exploration of Siberia. *Geosfernye issle-dovaniya – Geosphere Research.* 1. pp. 171–207. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/34/12

Введение

На территории южной Сибири неоднократно обнаруживались следы стародавних разработок и первобытных рудокопных работ, известных под названием «чудские копи». Судя по археологическим находкам, они относятся к древнейшим эпохам развития культуры обитавших здесь народов, вероятно, к двум предыдущим тысячелетиям; некоторые датируются более поздним временем. Следы доисторических рудоразработок были найдены на Алтае, в Саянах, на Салаире, в Хакасии и Забайкалье [Хабаков, 1950].

Присоединение Сибири к Русскому государству началось во второй половине XVI в. К середине следующего века русская колонизация распространилась на Восточную Сибирь до Байкала, Охотска и Колымы. Наиболее ранние упоминания в документах Сибирского приказа о находках полезных ископаемых в Сибири относятся к первой половине XVII в.: проявление железооруденения на р.Томи, слюды «на озере Ямыш», серебряной руды «по р. Тунгуске» и т.п. В 1643 г. известный землепроходец В. Поярков открыл месторождения свинца, меди и серебра на р. Зее. По всей вероятности, это было первое значительное открытие полезных ископаемых на территории Сибири, которое явилось базой для основания в следующем веке забайкальских рудников. В 40-60-х гг. XVII в. перспективные находки руд меди и серебра, а также слюды были сделаны в бассейне р. Енисея. Поисками руд в это время ведал Сибирский приказ. По данным Н.Я. Новомбергского с соавт. [1959] всего в Сибири в XVII в. было открыто не менее нескольких десятков разнообразных месторождений и рудопроявлений. Таким образом, к началу XVIII в. русское государство уже располагало на этой территории некоторыми выявленными источниками минерального сырья, что явилось одной из причин для дальнейшего освоения и развития Сибири. В начале XVIII в. русское население в Сибири насчитывало более 300 тысяч человек, превысив число коренных жителей.

Introduction

The signs of prehistoric ore-working, known as "chud mines," have been repeatedly reported from southern Siberia. Judging by archaeological evidence, they date back to the most ancient eras of the development of the culture of the people who once lived there, probably to the previous two millennia B.C., while some date back to later times. The remains of old open pit workings were found in Altai, Sayan Mountains, Salair, Khakassia and Transbaikalia [Khabakov, 1950].

The annexation of Siberia to the Russian state began in the second half of the 16th century. By the middle of the next century, the Russian conquest spread to East Siberia, Lake Baikal, Okhotsk and Kolyma. The earliest evidence of the mineral discoveries in Siberia were reported in the documents of the Siberian Prikaz [the department in charge of Siberian Affairs] that date back to the first half of the 17th century: the occurrence of iron mineralization on the Tom' River, mica "at Lake Yamysh", silver ore "along the Tunguska River", etc. In 1643, the famous explorer V. Poyarkov found deposits of lead, copper and silver ores on the Zeya River. It is most likely that these were the first significant discoveries of mineral deposits in Siberia, which became the basis for the establishment of mining operations in Transbaikalia in the next century. In the 1640s-1660s, promising discoveries of copper and silver ores, as well as deposits of mica were made on the Yenisei River. The search for ores at that time was in charge of the Siberian Prikaz. According to [Novombergsky et al., 1959], at least dozens of different deposits and ore occurrences were discovered in Siberia in the 17th century. Thus, by the beginning of the 18th century, the existing discoveries of mineral resources on this territory provided the basis for further exploration and development of Siberia. At the beginning of the 18th century, ethnic Russians in Siberia made up more than 300 thousand people, which was higher than the number of indigenous inhabitants.

Первые сибирские экспедиции

Инициатором крупных экспедиционных изысканий в Сибири был Петр I. Задачей экспедиций было составление карт и выявление естественных богатств. Они носили комплексных характер, касаясь географии, зоологии, ботаники, поисков минералов и руд, этнографии и т.п. Экспедиции внесли неоценимый вклад в познание природы Сибири. Их отличительной чертой были грандиозный территориальный охват и широта поставленных задач.

Наиболее ранняя экспедиция была организована в 1720 г., за четыре года до создания Академии наук. Возглавлял эту экспедицию немецкий ученый Даниил Мессершмидт, который в течение семи лет посетил бассейны Иртыша, Оби, Енисея и Лены; им было собрано множество разнообразных сведений, описанных в 12 томах дневников, в том числе он обратил внимание на вулканическое происхождение некоторых пород Кузнецкого Алатау, нашел уголь и скелет мамонта на р. Томи, янтарь на р. Хатанге, уголь, халцедон, графит и соль на р. Нижней Тунгуске, описал серебро – свинцовые рудники в Даурии и др. [Хабаков, 1950; Тихомиров, 1979; Крылов и др., 1988].

Следующая крупная экспедиция возглавлялась Иоганном Гмелиным; она началась в 1733 г. и продолжалась почти десять лет. Экспедиция обследовала значительную часть Западной и Восточной Сибири, вплоть до Якутска и Нерчинска, и по Енисею до Туруханска [Тихомиров, 1979]. Гмелин был ботаником, но в своем позже изданном сочинении «Путешествие по Сибири» он собрал ценные сведения о полезных ископаемых, природе, населении и др. Гмелин сделал очерк истории горного дела и рудников на Алтае и в Нерчинске, собрал сведения о землетрясениях, отметил наличие железных руд на рр. Ангаре и Абакане и в Горной Шории, сообщил о залежах каменного угля на pp. Хатанге и Нижней Тунгуске, о соляных источниках на рр. Лене и Вилюе и др.; в Якутске и Забайкалье он наблюдал вечную мерзлоту [Хабаков, 1950; Молявко и др., 1985].

В дальнейшем, в XVIII в., в Сибирь неоднократно отправлялись крупные академические экспедиции. На их организации настаивал М. Ломоносов, который в 1745 г. стал академиком. Роль М. Ломоносова – русского ученого, заложившего основы отечественной геологии, – чрезвычайно велика. Он впервые применил в геологии метод актуализма, рассматривая Землю как развивающуюся и изменяющуюся под действием эндогенных и экзогенных факторов систему; впервые правильно объяснил происхождение осадочных пород путем осаждения минеральных компонентов в водных бассейнах в геологическом прошлом; он

The first Siberian expeditions

Peter the Great mounted a number of ambitious research expeditions to Siberia for the purpose of compilation of maps and discovery of mineral resources. Such expeditions were of a complex nature, with the key research areas focusing on geography, zoology, botany, search for minerals and ores, ethnography, etc. They made an invaluable contribution to the knowledge of the nature of Siberia. Their distinguishing feature was their enormous territorial coverage and the scope and complexity of the research.

The earliest expedition was organized in 1720, four years before the establishment of the Academy of Sciences. This Academic expedition was led by Daniel Messerschmidt, a Prussian physician and naturalist, who visited many areas of Siberia in the basins of the Irtysh, Ob, Yenisei and Lena Rivers for seven years. He collected a huge amount of different information presented in 12 volumes of diaries. He was the first to draw attention to the volcanic origin of some rocks of the Kuznetsk Alatau. He also found coal deposits and a mammoth skeleton on the Tom' River, amber on the Khatanga River, coal, chalcedony, graphite and salt on the Nizhnyaya Tunguska River, described silver-lead mines in Dauria, etc. [Krylov et al., 1988; Tikhomirov, 1979; Khabakov, 1950].

The next large expedition was led by Johann Gmelin. The expedition started in 1733 and during almost ten years he travelled throughout western and eastern Siberia, up to Yakutsk and Nerchinsk, and along the Yenisei River to Turukhansk [Tikhomirov, 1979]. Although primarily a botanist, Gmelin in his lately published work "Travel through Siberia" collected valuable information about minerals, natural conditions, indigenous population, etc. Gmelin made an outline of the history of mining and mines in Altai and Nerchinsk, gathered information about earthquakes. He also documented the occurrences of iron ores on the Angara and Abakan Rivers and in Gornaya Shoria, coal deposits on the Khatanga and Nizhnyaya Tunguska Rivers, salt springs on the Lena and Vilyui Rivers. He reported his observations permafrost Yakutsk on in and Transbaikalia [Khabakov, 1950; Molyavko et al., 1985].

Several other large academic expeditions to Siberia continued later in the 18th century. M. Lomonosov, who became an academician in 1745, insisted on their organization. The role of M. Lomonosov, the Russian scientist who laid the foundations of Russian geology, cannot be underestimated. He was the first to apply the method of actualism in geology, considering the Earth as a system developing and changing under the influence of endogenous and exogenous factors; he was the first to correctly explain the origin of sedimentary rocks by the deposition of mineral

высказал идею о связи горообразования и вулканизма. Ломоносов считал, что окаменелости и отпечатки животных и растений в горных породах являются свидетельством эволюции природы; он впервые дал верное объяснение возникновению рудных жил, последовательности отложения в них минералов, образованию твердых горючих ископаемых и т.п. Ломоносов не бывал в Сибири, но он придавал большое значение ее изучению, освоению арктических областей и Северного морского пути [Хабаков, 1950; Молявко и др., 1985].

Одной из наиболее значительных экспедиций, состоявшихся уже после смерти Ломоносова, было путешествие Петра Палласа. В этой экспедиции принимали также участие И. Фальк, И. Георги, Э. Лаксман и др. Паллас в 1771-1772 гг. пересек Сибирь, побывав на рр. Иртыше и Енисее, посетив Алтай, Кузнецкую котловину и Забайкалье. По Западной Сибири Паллас использовал материалы своего помощника Зуева, спускавшегося по Оби и Енисею до низовьев. Описание экспедиции под названием «Путешествие по различным провинциям Российского государства» было издано в 1733–1788 гг. на немецком и русском языках. Оно содержит многочисленные сведения по горнорудному производству и геологическому описанию ряда территорий; Паллас высказал мысль о существовании морских трансгрессий и описал железный метеорит, упавший вблизи р. Енисей; ему принадлежат первые исследования остатков сибирского носорога, мамонта и буйвола [Хабаков, 1950; Тихомиров, 1979; Крылов и др., 1988]. Паллас полагал, что Байкал располагается в тектонической трещине, возникшей в земной коре. Он различал древнейшие граниты и сланцы, не содержащие органических остатков, и более молодые отложения с органическими остатками, которые образовывались при разрушении первых [Тихомиров, 1979]. Этот вывод стал достоянием европейских ученых; как и труды Ломоносова, наблюдения Палласа легли в основу зарождающейся геологической науки.

И. Фальк в 1771–1772 гг. объехал южную часть Западной Сибири, посетил Алтай и Кузнецкую котловину. И. Георги изучал берега Байкала, посетил Забайкалье, уделив много внимания описанию рудников. Э.Лаксман объездил многие районы Сибири, Забайкалье и бассейн Вилюя; он описал соляную гору на р. Кемпендяй, привел сведения о месторождении слюды на р. Слюдянке вблизи озера Байкал.

После путешествия Палласа в Сибирь было еще несколько экспедиций; они возглавлялись Б. Германом, И. Ренованцем и др. [Тихомиров, 1979]. В частности, Герман собрал богатые коллекции руд и минералов; в его трехтомном труде «Сочинения о сибирских рудниках и заводах» (1787–1801) описаны горнорудные предприятия в Минусинской котловине. components in water basins in the geological past; he expressed the idea of a connection between mountain building and volcanism; he believed that fossils and imprints of animals and plants in rocks are evidence of the evolution of nature; he was the first to give a correct explanation of the origin of ore veins, the sequence of deposition of minerals in them, the formation of solid combustible minerals, etc. Lomonosov never visited Siberia, but he clearly understood the importance of the study of Siberia and the development of the Arctic and the Northern Sea Route [Khabakov, 1950; Molyavko et al., 1985].

One of the most important expeditions that took place after Lomonosov's death was led by Peter Pallas and accompanied by J. Falck, J. Georgi, E. Laxman, and others. Having visited the Irtysh and Yenisei Rivers, Altai, the Kuznetsk Basin, and the mountains of Transbaikalia, Pallas crossed Siberia in 1771-1772. In his travel across West Siberia. Pallas used the materials of his assistant Zuev, who went downstream the Ob and Yenisei Rivers to their lower reaches. His travel diary entitled "Journey to Different Provinces (Gubernii) of the Russian State" was published in 1733-1788 in German and Russian. It provides information on mine workings and geological description of a number of territories; Pallas essayed the idea of the existence of marine transgressions and provided the first description of a stony-iron meteorite that fell near the Yenisei River; he was also the first to investigate the remains belonging to the Siberian species of rhinoceros, mammoth and buffalo [Khabakov, 1950; Tikhomirov, 1979; Krylov et al., 1988]. Pallas believed that the waters of Lake Baikal fill a natural tectonic depression in the earth's crust. He distinguished between ancient granites and schists containing no organic remains, and younger sediments with organic remains that were formed by the destruction of the former [Tikhomirov, 1979]. This conclusion became widely accepted by European scientists. Like the ideas of Lomonosov, observations of Pallas formed the basis of the emerging geological science.

In 1771–1772, I. Falck traveled around the southern part of West Siberia, visited the Altai and the Kuznetsk Basin. I. Georgi explored the coasts of Lake Baikal, visited the mountains of Transbaikalia, and paid special attention to the description of mine workings. Laxman traveled to many regions of Siberia, Transbaikalia and the Vilyui basin; he described the salt mountain on the Kempendyai River, and provided information about the mica deposit on the Slyudyanka River near Lake Baikal.

The Siberian journey of Pallas was followed by several more expeditions led by B. German, I. Renovants and others [Tikhomirov, 1979]. In particular, German gathered rich collections of ores and minerals; his three-volume book "Works on Siberian Mines and Factories" (1787–1801) describes mining enterprises in the Minusa Basin.

Горное ведоство

Однако эпоха академических экспедиций XVIII в. заканчивалась. Возрастает роль учреждений и деятелей российского горного ведомства, которые берут на себя изучение территории Сибири. На местах появляются крупные знатоки месторождений и рудников своего края, такие как Е. Барбот де Марни, Петр и Александр Шангины, Лаксман, Ярцев, Бурнашев и др. [Хабаков, 1950]. Огромную роль в подготовке отечественных кадров сыграло санкт-петербургское Горное училище (1773 г.), переименованное в 1804 г. в Горный кадетский корпус и в 1866 г. преобразованное в Горный институт. Долгое время Горный институт был единственным высшим горнотехническим учебным заведением России.

В Сибири главное внимание уделялось освоению Алтая и Забайкалья, где по следам старых отвалов было открыто много месторождений благородных и цветных металлов и где развивалась горнорудная промышленность. Существенным стимулом расширения исследований явилось открытие золотоносных россыпей в бассейне Енисея, в Кузнецком Алатау, в районе озера Байкал, в Саянах и других местах [Тихомиров, 1960]. Ярким свидетельством достигнутой в конце XVIII в. высокой степени развития геолого - разведочных знаний явилась геологическая карта Восточного Забайкалья Д. Лебедева и М. Иванова в масштабе 5 верст в 1 вершке [Хабаков, 1950]. Были также составлены «Карта части озера Байкал, р.Селенги и всего течения Нижней Ангары» и «Карта всего течения р.Верхней Тунгуски и части Енисея». Они были выполнены сибирскими геологами Копыловым, Карелиным и Сметаниным с дополнениями П. Фролова в 1799–1800 гг.; карты дают отчетливое представление о характере обнажающихся горных пород и их чередовании вдоль речных берегов [Ламакин, 1953; Тихомиров, 1960].

Несмотря на значительное сокращение экспедиционной деятельности, в XIX в. все же состоялось несколько экспедиций в Сибирь. К 1840-м гг. относятся путешествия Г. Щуровского на Алтай, в Кузнецкий Алатау и Салаир, А. Миддендорфа на Таймыр и в Якутию и П. Чихачева на Алтай, в Кузнецкий Алатау, Кузнецкую котловину и Саяны. П. Чихачев, по существу, открыл Кузнецкий угольный бассейн, впервые оконтурив его и определив размеры; он назвал его крупнейшим из всех угольных бассейнов мира. П. Чихачев впервые составил геологическую карту Алтая, Кузнецкой и Минусинской котловин в масштабе 1:1000000 на двух листах; установил широкое развитие на Алтае силурийских, девонских и каменноугольных отложений. Он открыл месторождение золота в верховьях р. Джебаш,

Mining Department

However, the era of academic expeditions of the 18th century ended. Ongoing years have witnessed the increasing role of institutions and members of the Russian mining department involved in the exploration of Siberia. It was the time when the local experts proficient in the mineral deposits and mines of their region came to the scene, e.g., E. Barbot de Marni, Petr and Alexander Shangin, Laxman, Yartsev, Burnashev and others [Khabakov, 1950]. A huge role in developing mining education in Russia was played by the St. Petersburg Mining School (1773), renamed in 1804 into the Mining Cadet Corps and transformed into the Mining Institute in 1866. The Mining Institute continued for a long time to be the only higher mining and technical educational institution in Russia.

In Siberia, the main attention was paid to the exploration of the territory of the Altai and Transbaikalia, where many deposits of precious and nonferrous metals were discovered after a survey of old dumps, workings, and which became the area of mining operations. The new impetus for further research came with the discovery of gold placers in the Yenisei River basin, in the Kuznetsk Alatau, near Lake Baikal, in the Sayan Mountains [Tikhomirov, 1960]. A geological map of Eastern Transbaikalia made by D. Lebedev and M. Ivanov at a scale of 5 versts per 1.75 inches provided evidence for the high degree of the development of geological knowledge at the end of the 18th century [Khabakov, 1950]. Also compiled in 1799-1800 by Siberian geologists Kopylov, Karelin and Smetanin with additions by P. Frolov were the "Map of part of Lake Baikal, the Selenga River and the entire course of the Nizhnyaya Angara River" and "Map of the entire course of the Verkhnyaya Tunguska River and part of the Yenisei River". These maps gave a clear representation of the nature of alternating rock layers in cliff exposures along Riverbanks [Lamakin, 1953; Tikhomirov, 1960].

Despite a strong decline in the overall expedition activity, several expeditions to Siberia, however, took place in the 19th century. In the 1840s, these were the expeditions of G. Shchurovsky to Altai, Kuznetsk Alatau and Salair, A. Middendorff to Taimyr and Yakutia, and P. Chikhachev to Altai, Kuznetsk Alatau, Kuznetsk Basin and the Sayan Mountains. The report by P. Chikhachev was the first official document that registered and delineated the vast coal deposit, the Kuznetsk coal basin. He wrote that it is "the largest of all the coal basins in the world." P. Chikhachev was the first to compile a geological map of Altai, Kuznetsk and Minusa basins at a scale of 1 : 1'000'000 in two sheets. He identified the widespread development of Silurian, Devonian and Carboniferous deposits in Altai. описал месторождения меди, гипса, соли. П. Чихачев и Г. Щуровский определили каменноугольный возраст отложений Кузбасса по растительным остаткам. А. Меддендорф сделал вклад в изучение вечной мерзлоты, ее распространенности и мощности вечномерзлых пород в Сибири. Его путешествие в низовья Енисея и на Таймыр принесло первые сведения о севере Западно-Сибирской низменности и Таймырской складчатой зоне. Он установил морской мезозой у подножья гор Бырранга и следы четвертичной трансгрессии на берегах Таймыра. Миддендорфу принадлежат первые систематические наблюдения в специально пройденной шахте над температурным режимом вечной мерзлоты в Якутске [Тихомиров, 1960, 1979; Сакс, Яншин, 1974; Крылов и др., 1988]. В 1829 г. Алтай и Западную Сибирь посетил А. Гумбольдт.

Алтайский и Нерчинский горные округа организовывали много партий для поисков рудных месторождений и геологической съемки. В специальной периодической печати постоянно публиковались сообщения сибирских горных инженеров, содержащие описания рудных месторождений, их минерального состава и геологического положения; они часто сопровождались детальными картами и планами. Среди ранних работ по изучению старых горно-рудных участков примечательно исследование А. Таскина, давшего в 1829 г. детальное минералого-петрографическое описание пород Олон-Борзинского района. В 1855–1856 гг. были проведены работы по составлению геологической карты Кузнецкого бассейна в масштабе 10 верст в 1 дюйме. А. Бояршинов и Ф. Корженевский, руководившие геологоразведочными работами, выделили большое число угольных пластов и грубо оценили запасы. Э. Гофман, исследуя в 1840-х гг. геологическое строение территорий вблизи золотых приисков в бассейне р. Енисей, описал широко распространенные здесь песчаники, сланцы и известняки, отнеся их к нижнему палеозою. Он обнаружил трансгрессивное залегание пермских пород на каменноугольных отложениях в Саянах.

Д. Макеровский в 1843 г. изучал горные породы района Змеиногорского рудника на Алтае; преобразование глинистых сланцев с образованием талька и хлорита он объяснил воздействием гранитов и порфиров, а возникновение золотоносных россыпей связал с разрушением кварцевых жил. Э. Гофман и Д. Макеровский занимались также поисками месторождений россыпного золота по рр. Тасеевой, Бирюсе, Большому Питу и др. Г. Гессе в Забайкалье дал одно из первых описаний магматических, метаморфических и осадочных пород, привел сведения о свинцовом оруденении [Лебедев, 1956; Тихомиров, 1960]. Обращает на себя внимание одна из первых геологических карт Якутии, выполненная в 1831 г. He discovered a gold deposit in the upper reaches of the Dzhebash River, described deposits of copper, gypsum, and salt. P. Chikhachev identified the Carboniferous age of Kuznetsk sediments and G. Shchurovsky from plant remains. A. Middendorff contributed to the study of permafrost, its prevalence and the thickness of permafrost rocks in Siberia. His journey to the lower reaches of the Yenisei River and on the Taimyr Peninsula brought the first information about the north of the West Siberian Lowland and the Taimyr folded zone. He identified the occurrence of the marine Mesozoic at the foot of the Byrranga Mountains and traces of the Quaternary transgression along the shores of Taimyr. Middendorff made the first systematic observations on the temperature regime of permafrost in Yakutsk in a specially excavated shaft [Tikhomirov, 1960, 1979; Saks, Yanshin, 1974; Krylov et al., 1988]. In 1829, A. von Humboldt visited Altai and West Siberia.

The Altai and Nerchinsk mining districts sponsored dozens of exploration parties to search for ore deposits and to conduct geological survey. Reports by Siberian mining engineers containing descriptions of ore deposits, their mineral composition and geological structure were published in special periodicals and were often supplemented by detailed maps and plans. The report by A. Taskin of 1829 was among the early studies of older mine workings; it provided a detailed mineralogical and petrographic description of the rocks of the Olon-Borzya region. A geological map of the Kuznetsk Basin was compiled in 1855-1856 at a scale of 10 versts per 1 inch. A. Boyarshinov and F. Korzhenevsky, who led the geological exploration, identified a large number of coal seams and gave a tentative coal reserve estimate. In the 1840s, E. Hoffman, exploring the geological structure of the areas in the vicinity of gold mines in the Yenisei River described the widespread occurrence basin, of sandstones, shales and limestones and attributed them to the Lower Paleozoic. He discovered the transgressive Permian formations overlapping the Carboniferous ones in the Savan Mountains.

In 1843, D. Makerovsky studied the rocks of the Zmeinogorsk mine area in Altai; he explained the alteration of shales with the formation of talc and chlorite by the influence of granites and porphyries. He related the formation of gold placers to the destruction of quartz veins. E. Hoffman and D. Makerovsky along the Taseeva, Biryusa, Bolshoy Pit and other Rivers also conducted the search for gold placers. G. Hesse, who also provided information about lead mineralization [Lebedev, 1956; Tikhomirov, 1960], gave one of the first descriptions of igneous, metamorphic and sedimentary rocks in Transbaikalia. Of interest is one of the first geological maps of Yakutia, made in 1831 by M. Zlobin,

нерчинским горным инженером М. Злобиным, описавшим горные породы по р. Лене, обнаружившим залежи железных руд и бурых углей [Тихомиров, 1953]. М. Козицкий в 1848 г. довольно обстоятельно описал горные породы по р. Нижней Тунгуске; он впервые установил вулканогенную природу тунгусской толщи [Лебедев, 1956]. В 1850-х и 1860-х гг. в Иркутске работал Г. Пермикин; он был известным первооткрывателем и исследователем месторождений лазурита, нефрита, топазов, агата и других поделочных и полудрагоценных камней в Прибайкалье и Восточном Саяне. Он приблизился к пониманию контактово-метасоматического происхождения лазурита, и его поиски коренных месторождений этого минерала были вполне геологически обоснованными [Гранин, 1956].

К середине XIX в. Алтай и Забайкалье в целом были покрыты геологической съемкой. Был собран значительный материал по геологии полиметаллических месторождений Алтайского и Нерчинского округов и по золотоносным россыпям; открыты Бирюсинский и Ленский золотоносные районы. Однако систематическое геологическое исследование Сибири сильно отставало от Европейской России; цельное представление о геологическом строении этой огромной территории отсутствовало.

В рамках организованного в 1845 г. Географического общества в 1855-1862 гг. в Восточной Сибири работал Ф. Шмидт. Его заслуги особенно велики в изучении Амурского края и Сахалина, но он также побывал в Забайкалье, отметив выходы гранита и порфиров по рр. Аргуни и Шилке. По притоку р. Газимур и к северо-востоку от него до р. Олдой он обнаружил фаунистически охарактеризованный девон [Бархатова, 1955]. В 1866 г. Шмидт был направлен Академией наук в низовья Енисея для отыскания на Гыданском полуострове остатков мамонта. К этой экспедиции присоединился И. Лопатин для изучения геологии нижнего течения Енисиея. В результате проведенных работ была получена характеристика морских и ледниковых четвертичных отложений, установлены метаморфические породы, базальты, палеозойские и постплиоценовые отложения, описаны вечномерзлые породы, причем отмечены три формы залегания льда и явления солифлюкции. И. Лопатин описал также метаморфические толщи Енисейского кряжа. В 1865 г. он участвовал в Витимской экспедиции; им получены первые сведения по геологии и полезным ископаемым Витимского нагорья (в основном по Баргузинскому округу); вместе с Б. Поленовым и Я. Макеровым они составили маршрутную геологическую карту Восточного Забайкалья, указывающую на широкое развитие метаморфических и различных изверженных пород, а также древних и более молодых осадочных формаций.

a mining engineer from Nerchinsk, who described the rocks along the Lena River and discovered deposits of iron ore and brown coal [Tikhomirov, 1953]. In 1848, M. Kozitsky described quite thoroughly the rocks along the Nizhnyaya Tunguska River and first recognized the volcanic nature of the Tunguska sequence [Lebedev, 1956]. In the 1850s–1860s, G. Permikin from Irkutsk was a famous discoverer and explorer of deposits of lapis lazuli, jade, topaz, agate and other ornamental and semiprecious stones in the Baikal region and Eastern Sayan. He approached the understanding of the contactmetasomatic origin of lapis lazuli, and his search for primary deposits of this mineral was geologically substantiated [Granin, 1956].

By the mid-19th century, reconnaissance geological survey was made for the entire area of Altai and Transbaikalia. Plenty of material was collected on the geology of polymetallic deposits in the Altai and Nerchinsk districts and on the geology of gold placers; Biryusa and Lena gold-bearing areas were discovered. However, systematic geological exploration of Siberia lagged considerably behind European Russia, as no thorough understanding of the geological structure of this vast territory has been yet reached.

In 1855–1862, F. Schmidt worked in East Siberia within the auspices of the Geographical Society founded in 1845. His merits are especially recognized in the study of the Amur region and Sakhalin, but he also visited Transbaikalia and reported outcrops of granite and porphyry along the Argun and Shilka Rivers. He discovered faunally characterized Devonian successions along the tributary of the Gazimur River and to the northeast up to the Oldoy River [Barkhatova, 1955]. In 1866, Schmidt was sent by the Academy of Sciences to the lower reaches of the Yenisei River to search for mammoth remains on the Gydan Peninsula. I. Lopatin joined this expedition to study the geology of the lower reaches of the Yenisei River. The scientific results of this expedition proved to be very important and included the characteristics of marine and glacial Quaternary deposits, metamorphic rocks, basalts, the identification of Paleozoic and post-Pliocene deposits, and description of permafrost rocks, including three forms of the occurrence of ice and the phenomenon of solifluction. I. Lopatin also described the metamorphic strata of the Yenisei Ridge. In 1865, he took part in the Vitim expedition where he obtained the first information on the geology and minerals of the Vitim Highlands [mainly in the Barguzin district]; he, together with B. Polenov and Y. Makerov, compiled a reconnaissance geological map of Eastern Transbaikalia, depicting the widespread occurrence of metamorphic and various igneous rocks, as well as ancient and younger sedimentary formations.

Известный географ и геолог П. Крапоткин совершил в 1866 г. экспедицию на Патомское и Витимское нагорье. Он отметил, что Патомское нагорье сложено гранитами, гнейсами, сланцами и известняками. Дюлан-Юранский, Северо- и Южно-Муйский хребты, по мнению Кропоткина, сложены гнейсами и сланцами, гранитами, диоритами и сиенитами, а Витимское плоскогорье – сланцами, известняками и гранитами. В междуречье Б. Амалата и Буюкты он открыл лавовый покров, сложенный базальтами и трахитами. Кропоткин сделал значительный вклад в познание истории четвертичного оледенения Сибири [Бархатова, 1955; Сакс, Яншин, 1974; Тихомиров, 1979].

А. Чекановский в период с 1867 по 1875 г. составил геологическую карту южной части Иркутской губернии, указав на юрский возраст угленосных песчаников; он описал силурийские, девонские, каменноугольные и юрские отложения на р. Нижней Тунгуске [Корнутова, 1962], открыл громадные области распространения базальтов в междуречье Тунгуски и Оленёка, т.е. Сибирскую трапповую провинцию, выделив три фации – интрузивную, лавовую и туфовую, впервые использовав термин «трапп» [Масайтис, 1962]; он охарактеризовал ордовикские и силурийские породы р. Оленёк и р. Лены [Корнутова, 1962] и определил возраст мезозойских образований севера Сибири; им были впервые найдены триасовые отложения в низовьях р. Оленёк и на Верхоянском хребте. Чекановский явился зачинателем изучения региональной геологии Прибайкалья и территории Сибирской платформы. Им составлены первые геологические карты долин рр. Нижней Тунгуски и Оленёка и сводная карта северной Сибири в 100-верстном масштабе [Клеопов, 1972].

В 1886 г. Географическое общество опубликовало геологическую карту берегов Байкала, составленную И. Черским. В объяснительной записке к карте породы Прибайкалья были разделены на семь возрастных групп: архей, силур, девон, юра, третичные, постплиоценовые и современные отложения [Бархатова, 1953; Молявко и др., 1985]. И. Черский обработал коллекции вымерших млекопитающих, собранных другими исследователями в арктической части Сибири, провел палеогеографический анализ и указал черты различия между палеоклиматическим режимом Европы и Сибири [Тихомиров, 1979].

In 1866, Piotr Krapotkin, a famous geographer and geologist, undertook an expedition to the Patom and Vitim Highlands. He noted that the Patom Highlands are composed of granites, gneisses, shales and limestones. According to Kropotkin, the Delyun-Uran, North and South Muya ridges are composed of gneisses and schists, granites, diorites and syenites, and the Vitim Plateau is composed of shales, limestones and granites. In the interfluve of the Bol. Amalat and Buyukty Rivers, he also discovered a lava flow of basalts and trachytes. Kropotkin made a significant contribution to the study of the history of the Quaternary glaciation in Siberia Yanshin, [Barkhatova, 1955; Saks and 1974; Tikhomirov, 1979].

1867-1875, A. Chekanovsky compiled In а geological map of the southern part of the Irkutsk province [guberniya], showing a Jurassic age of coalbearing sandstones; he described Silurian, Devonian, Carboniferous and Jurassic deposits along the Tunguska River [Kornutova, Nizhnyaya 1962], discovered basalts that flooded vast areas in the interfluve of the Tunguska and Olenek River, the socalled the Siberian trap province, recognized three facies: intrusive, lava and tuff, and first introduced the term "trap" [Masaitis, 1962]; he characterized the Ordovician and Silurian rocks of the Olenek and Lena Rivers [Kornutova, 1962] and determined the age of the Mesozoic formations of northern Siberia. He was the first to find Triassic deposits in the lower reaches of the Olenek River and within the Verkhoyansk Range. Chekanovsky pioneered the study of regional geology of the Baikal region and Siberian Platform. He compiled the first geological maps of the Nizhnyaya Tunguska and Olenek River valleys and built a generalized map of northern Siberia at a 100-verst scale [Kleopov, 1972].

In 1886, the Geographical Society published a geological map of the coasts of Lake Baikal compiled by I. Chersky. In the explanatory note to the map, the rocks of the Baikal region were divided into seven age groups: Archean, Silurian, Devonian, Jurassic, Tertiary, post-Pliocene, and recent deposits [Barkhatova, 1953; Molyavko et al., 1985]. I. Chersky processed collections of extinct mammals collected by other researchers in Arctic Siberia; based on paleogeographic analysis he examined differences between paleoclimatic conditions in Europe and Siberia [Tikhomirov, 1979].

Геологический комитет

В России основные геологические силы в то время концентрировались вокруг Географического общества, а до его создания – в Горном ведомстве,

Geological Committee

In Russia, the main efforts in geological research at that time grew out of the Geographical Society and prior to its creation, out of the Mining Department, the Mining Горном кадетском корпусе, Академии наук, Московском обществе испытателей природы и Минералогическом обществе. В организации геолого-разведочных работ основное значение имел Горный департамент Министерства государственных имуществ, занимавшийся преимущественно поисками и разведкой полезных ископаемых. Единого центра по руководству геологическими исследованиями не существовало. В 1882 г. по инициативе крупнейших ученых Г. Гельмерсена, А. Карпинского и Ф. Чернышева в России был создан Геологический комитет. Его организация положительно сказалась на прогрессе геологии. Главной задачей комитета было составление геологической карты России. Комитет придавал большое значение совершенствованию стратиграфической базы и разработкам геохронологической шкалы.

Академия Наук в 1893 г. организовала экспедицию, которую возглавил Э. Толль. Экспедиция прошла по северному побережью Сибири от устья р. Лены до Енисея. Толль в течение ряда лет изучал север Сибири; на Таймыре им обнаружены следы четвертичного оледенения и описаны пятиметровые морские террасы – свидетели новейших восходящих движений; в 1897 г. он установил нижнекембрийский возраст известняков, выступающих в долине р. Лены, а также изучил юрские и меловые отложения в низовьях рр. Лены и Анабара. В результате его исследований была создана первая геологическая карта северо-западной Якутии. Позже, в 1900-1902 гг. Толль предпринял экспедицию на север Сибири на судне «Заря». Он с запада проник на север Таймыра, где впервые обнаружил докембрий. Им исследован остров Беннета, где были установлены отложения кембрия. Во время этой экспедиции Э. Толль погиб. Партии, посланные в 1903 г. на поиски Толля, попутно занимались изучением Новосибирского архипелага. К. Воллосович нанес на геологическую карту остров Котельный, а М. Бруснев остров Новая Сибирь. Последний описал на данном острове Деревянные горы, сложенные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями со стволами деревьев [Сакс, Яншин, 1974].

Геологической съемкой Обь-Иртышского междуречья в 1882–1893 гг. занимался А. Краснопольский. В течение нескольких лет после 1898 г. золотоносные районы южной части бассейна р. Енисей исследовались Л. Ячевским, А. Мейстером, Я. Эдельштейном, Н. Ижицким и др. В это же время К. Хрущовым были выполнены первые серьезные исследования петрографии сибирских траппов. Следующая крупная работа, посвященная траппам, опубликована А. Лаврским в 1900 г. В 1905 г. была организоCadet Corps, the Academy of Sciences, the Moscow Society of Natural Scientists and the Mineralogical Society. The Mining Department of the Ministry of State Property, primarily engaged in prospecting and exploration of mineral resources was responsible for the initiation and implementation of geological exploration activities. There was no single center for the regulation and management of geological research. In 1882, The Geological Committee of Russia was established in 1882 on the initiative of the leading scientists G. Helmersen, A. Karpinsky and F. Chernyshev and certainly had a positive impact on the progress of geological research. The main task of the committee was to compile a geological map of Russia. The Committee to improving the stratigraphic framework and developing a geochronological scale paid great importance.

In 1893, the Academy of Sciences mounted another expedition led by Eduard Toll. The expedition explored the region along the northern coast of Siberia from the mouth of the Lena River to the Yenisei River Toll studied northern Siberia for a number of years; he discovered traces of Quaternary glaciation and described five-meter sea terraces on the Taimyr Peninsula, the witnesses of recent upward movements. In 1897, he established the Lower Cambrian age of the limestones protruding in the Lena River valley, and also studied Jurassic and Cretaceous deposits in the lower reaches of the Lena and Anabar Rivers. The results of his studies laid the basis for the first geological map of northwestern Yakutia. In 1900-1902, Toll undertook an expedition to northern Siberia on the ship Zarya. He traveled from the west to the north of Taimyr, where he first discovered the Precambrian and explored Bennett Island, where he discovered Cambrian deposits. Toll died during this expedition and never has been found by parties sent to search for Toll's crew in 1903 and to explore the New Siberian Islands. The Kotelny Island and the New Siberia Island were first indicated on the geological map by K. Vollosovich and M. Brusnev, respectively. Brusnev first described on this island the Derevyannye Gory Formation on the New Siberia Island, as being composed of Upper Cretaceous and Paleogene deposits containing tree trunks [Saks and Yanshin, 1974].

A. Krasnopolsky conducted geological survey of the Ob-Irtysh interfluve in 1882–1893. After 1898, the goldbearing areas in the southern part of the Yenisei River basin were explored by L. Yachevsky, A. Meister, J. Edelshtein, N. Izhitsky and others. At the same time, the first petrographic studies of the Siberian flood basalts were performed by K. Khrushchov. A new study on the Siberian flood basalts was published by A. Lavrsky in 1900. In 1905, an academic expedition was sent to explore the area between the Yenisei and Anabar Rivers. The participants of this expedition, H. Backlund and вана академическая экспедиция в междуречье Енисея и Анабара. Ее участники Х. Баклунд и И. Толмачев обнаружили крупный гнейсовый массив, выступающий среди перекрывающих его пород нижнего кембрия. Это открытие существенно повлияло на последующие представления о геологическом строении Азии. На побережье моря Лаптевых была обнаружена соляная сопка. И. Толмачев отметил, что верховье р. Мойеро лежит среди траппов, прорывающих силурийские известняки; в нижнем течении реки выходят кембрийские известняки; ниже устья р. Котуйкан кембрий сменяется юрскими (?) песчаниками и сланцами с мощными прослоями угля; траппы, залегающие на р. Хатанге выше устья р. Хеты, ниже по течению сменяются отложениями постплиоценовой морской трансгрессии [Бархатова, 1955; Тихомиров, 1979]. В итоге работ этой экспедиции была составлена геологическая карта, охватывающая бассейны Хатанги, Котуя и Анабара.

В конце XIX в. состоялись сибирские экспедиции В. Обручева (рис. 1) - крупного исследователя геологии Азии. В 1889–1891 гг. он занимался поисками полезных ископаемых в Ленском районе, а в 1895-1896 гг. руководил геологическими исследованиями в Забайкалье. С 1901 по 1912 г. В.Обручев был профессором Томского технологического института. В течение многочисленных экспедиций он посетил Алтай, Кузнецкий Алатау и Саяны, Приморский и Онотский хребты в Прибайкалье, Хамар-Дабан, Яблоновый, Становой и другие хребты Забайкалья. Он уделил большое внимание изучению месторождений золота и пришел к выводу, что, в частности, в районе Бодайбо источником россыпей являлись не только кварцевые жилы, но и метаморфические сланцы. В Сибири В. Обручев столкнулся со следами древнечетвертичного оледенения, в частности, в Патомском нагорье; последующими исследованиями он обнаружил ряд бесспорных свидетельств широкого оледенения и написал очерк «Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии». В. Обручев установил большую роль разломной тектоники в Забайкалье и высказал мысль, что она свойственна и другим районам Азии. Он считал, что Байкал образовался на месте древних разломов, ограничивших осевшую центральную часть. В. Обручев установил решающую роль молодых дизъюнктивных дислокаций и новейших вертикальных движений в формировании рельефа Алтая. Видное место в его исследованиях занимала тема «древнего темени Азии» (в пределах «Внутренней Азии» и южной Сибири), выдвинутая Кропоткиным и Черским, т.е. древней суши, вокруг которой впоследствии «нарастали складки более молодых морских отложений». В противовес этой схеме француз Л. Делоне выдвинул идею

I. Tolmachev, described a large gneiss massif emplaced into the overlying Lower Cambrian rocks. This discovery had the vast influence on later understanding of the geological structure of Asia. A salt hill was found on the coast of the Laptev Sea. I. Tolmachev reported that basalts cutting through Silurian limestones are widespread in the upper reaches of the Moyero River, whereas Cambrian limestones crop out in its lower reaches; below the mouth of the Kotuykan River, the Cambrian is replaced by Jurassic [?] sandstones and shales with thick layers of coal; flood basalts found on the Khatanga River, upstream the mouth of the Kheta River are replaced downstream by successions of the post-Pliocene marine transgression [Barkhatova, 1955; Tikhomirov, 1979]. The results of this expedition provided the basis for the construction of a geological map for the Khatanga, Kotuy and Anabar River basins.

The end of the 19th century witnessed a surge of Siberian expeditions led by V. Obruchev (Fig. 1), an outstanding researcher of the geology of Asia. He was engaged in mineral exploration in the Lena region in 1889-1891 and led geological exploration and research in Transbaikalia in 1895-1896. From 1901 to 1912, V. Obruchev was a professor at the Tomsk Institute of Technology. He made a series of expeditions to Altai, Kuznetsk Alatau and Sayan Mountains, Primorsky and Onot ranges in the Baikal region, Khamar-Daban, Yablonovy, Stanovoy and other ranges of Transbaikalia. He paid great attention to the study of gold deposits and concluded that, for example, in the Bodaibo area, not only quartz veins, but also metamorphic schists were the source of placer gold. In Siberia, V. Obruchev encountered traces of the ancient Quaternary glaciation, in particular, in the Patom Highlands. In his later expeditions, he found indisputable evidence of widespread glaciation and wrote the essay "Signs of the Ice Age in North and Central Asia". V. Obruchev pointed out the important role of fault tectonics in Transbaikalia and expressed the idea that it is also characteristic of other regions of Asia. He believed that Lake Baikal was formed in the zone of ancient tectonic faults that bounded the subsided central part. V. Obruchev established the decisive role of young faults and new vertical displacements in the formation of the Altai relief. The focus of his studies was the "ancient crown of Asia" [within "Inner Asia" and southern Siberia], the term put forward by Kropotkin and Chersky, denoting the ancient land, which was subsequently thickened by "folds of younger marine sediments." In contrast to this scheme, Luis de Launay, a French researcher, in 1911 put forward the idea that the Siberian platform was the main core around which the
(в 1911 г.), что основным ядром, вокруг которого формировался азиатский материк, была Сибирская платформа. Позже две точки зрения стали предметом длительных дискуссий. Опираясь на данные Толля, Баклунда и др., В. Обручев смог выделить в Прибайкалье, Ленском районе и в Забайкалье среди метаморфических сланцев архей и протерозой; это впоследствии позволило уточнить стратиграфию древнейших пород Сибири [Чураков, 1953; Тихомиров, 1979]. Много сил отдал В. Обручев составлению сводок по истории геологического исследования Сибири, издававшихся в течения ряда лет. Asian continent was formed. Later, these two points of view became an issue of long-term debate. Based on the observations of Toll, Backlund and others, V. Obruchev was able to identify Archean and Proterozoic metamorphic shales around Lake Baikal, in the Lena region and Transbaikalia, which subsequently made it possible to revise the stratigraphy of the most ancient rocks of Siberia [Churakov, 1953; Tikhomirov, 1979]. V. Obruchev devoted a lot of effort to compiling reports on the history of geological exploration of Siberia, which were published during subsequent years.



Рис. 1. Владимир Афанасьевич Обручев (1863–1956) Fig. 1. Vladimir Afanasievich Obruchev (1863–1956)

В 90-х гг. XIX в. в России началась постройка Сибирской железной дороги. Возникла необходимость геологического изучения прилегающих территорий. Эти работы проводились рядом «горных партий» с привлечением крупных геологов. Они велись под контролем Геологического комитета и личным руководством директора комитета А. Карпинского. Среди таких работ в Западной Сибири, прежде всего, нужно отметить исследования Н. Высоцкого, который провел геологические изыскания вдоль трассы дороги от Челябирска до Каинска. Он составил очерки третичных и четвертичных пород, установил широкое распространение палеогеновой морской трансгрессии и, соответственно, морских осадков палеоцена и эоцена, сменяющихся лагунными, коегде гипсоносными отложениями олигоцена и континентальными отложениями неогена. А. Зайцев в 1893-1894 гг. провел геологические исследования вдоль трассы железной дороги в бассейнах рр. Яи и Кии и между Томском и Ачинском.

The construction of the Siberian railway started in the 1890s and stimulated geological survey and exploration in the adjacent areas. This work was carried out by "mining parties" with participation of major geologists under the guidance of the Geological Committee and, personally, the director of the committee, A. Karpinsky. These activities in West Siberia, first, included the geological survey along the road route from Chelyabirsk to Kainsk and were carried out by N. Vysotsky. He compiled sketch maps of Tertiary and Quaternary rocks, established the widespread distribution of Paleogene marine transgression and, accordingly, Paleocene and Eocene marine sediments replaced by Oligocene lagoonal. locally gypsum-bearing, and Neogene 1893–1894, continental deposits. In A. Zaitsev conducted geological survey along the railway route in the basins of the Yaya and Kiya Rivers and between Tomsk and Achinsk.

In 1896, he, together with V. Reutovsky, compiled a geological map of the northeastern part of the Tomsk

В 1896 г. он совместно с В. Реутовским составил геологическую карту северо-восточной части Томского горного округа на 12 листах в масштабе 5 верст в 1 дюйме. А. Державин провел систематическое изучение пород Кузбасса; он подтвердил верхнепалеозойский возраст главной угленосной толщи и установил возраст подстилающих ее отложений как нижнекарбоновый и девонский. В 1896 г. он нанес на карту угленосные площади всего бассейна. А. Державин дал геологическое описание двух десятиверстных карт Томского округа (листы Колывань и Бердянское). П. Яворовский обследовал угленосные районы в Красноярском и Ачинском округах, обнаружил новые месторождения, впоследствии вошедшие в Чулымо-Енисейский бассейн. Он открыл в Судженском районе крупное каменноугольное месторождение. А. Краснопольский составил первую подробную карту северной части Кузбасса, включая Анжеро-Судженский район. К. Богданович дал подробное геологическое описание обширного Иркутского угленосного бассейна. Он работал также севернее Иркутска, дал первые сведения об Ангаро-Илимских железорудных месторождениях. К. Богданович описал угольные и железорудные месторождения Енисейской губернии, обследовал окрестности Абаканского железоделательного завода. Выделил под названием енисейской свиты в Восточном Саяне древнейшую (нижнекембрийскую) карбонатную толщу, указав, что она развита также и в Кузнецком Алатау. Совместно с Д. Клеменцом и П. Яворовским он исследовал углепроявления в Минусинской котловине, положив начало открытию Черногорского месторождения. Л. Ячевский, помимо ординарных работ вдоль трассы железной дороги в Енисейской и Иркутской губерниях, вел изыскания нефрита и графита в Восточном Саяне, ревизовал месторождения золота в Джидинском районе, разведал Мысковское месторождение железа, сделал маршрутное пересечение Хамар-Дабана и др. Среди отчетных работ по забайкальской части Сибирской железной дороги примечательны труды В. Обручева по Селенгинской Даурии (1898–1914 гг.), содержащие геологические описания докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, обзор тектоники и полезных ископаемых. Подробное описание четырехлетних исследований в Восточном Забайкалье было выполнено А. Герасимовым; он изучал Яблоновый хребет, сделав вывод о его горстовом происхождении. Изыскания в связи с постройкой Сибирской магистрали было первым в истории России государственным мероприятием по организации крупных геологических работ. Они дали огромный и ценнейший материал по геологическому строению южной части Сибири. В 1906 г. была опубликована

182

mountain district on 12 sheets at a scale of 5 versts per 1 inch. A. Derzhavin performed a systematic study of the rocks in the Kuznetsk Basin; he confirmed an Upper Paleozoic age of the main coal-bearing strata and assigned a Lower Carboniferous and Devonian age to the underlying sediments. In 1896, he mapped the coalbearing areas across the entire basin. A. Derzhavin provided a geological description of two 10-verst maps of the Tomsk Okrug (sheets Kolyvan and Berdyanskoe). P. Yavorovsky examined coal-bearing areas in the Krasnoyarsk and Achinsk regions, discovered new deposits, which were later included into the Chulym-Yenisei basin. He discovered a large coal deposit in the Sudzhensk region. A. Krasnopolsky compiled the first detailed map of the northern part of Kuznetsk Basin, including the Anzhero-Sudzhensk region. K. Bogdanovich gave a detailed geological description of the vast Irkutsk coal basin. He also worked north of Irkutsk and collected the first data on the Angara-Ilim iron ore deposits. K. Bogdanovich described the coal and iron ore deposits of the Yenisei province (guberniya), explored the surroundings of the Abakan ironworks. He recognized the oldest (Lower Cambrian) carbonate succession in the Eastern Sayan and called it the Yenisei Formation, suggesting that it is also developed in the Kuznetsk Alatau. He, together with D. Klemenets and P. Yavorovsky, explored coal occurrences in the Minusa depression, which gave an impetus to the discovery of the Chernogorsk coal deposit. L. Yachevsky, in addition to engineering and geological survey along the railway route in the Yenisei and Irkutsk provinces [gubernii], conducted prospecting for nephrite jade and graphite deposits in the Eastern Sayan, inspected gold deposits in the Dzhida region, explored the Myskovskoye iron deposit, made a reconnaissance route across Khamar-Daban, etc. Among the reports on the Trans-Baikal part of the Siberian Railway, the most notable are the works of V. Obruchev on the Selenga Dauria (1898–1914), containing geological descriptions of Precambrian, Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks, a review of the tectonic framework and mineral deposits. A. Gerasimov provided a detailed description of a four-year exploration in Eastern Transbaikalia; he suggested that the Yablonovy Range is of horst origin. Geological survey along the route of the Siberian Railway was the first in the history of Russia state-run activity to organize large-scale geological investigation. The results of this investigation included enormous and valuable data on the geological structure of the southern part of Siberia, which formed a basis for the construction of a composite geological map of the area along the route of the Siberian Railway with an explanatory note published in 1906 [VSEGEI..., 1982; Zaporozhchenko, 1977a; Zemtsov et al., 1980; Korovin, 1956; Krylov et al., 1988].

сводная геологическая карта полосы вдоль Сибирской железной дороги с объяснительной запиской [Коровин, 1956; Запорожченко, 1977а; Земцов и др., 1980; ВСЕГЕИ..., 1982; Крылов и др., 1988].

В 1894 г., наряду с прижелезнодорожным, началось геологическое изучение других районов юга Западной Сибири. В 1895 г. была начата геологическая съемка для карты Алтайского горного округа в масштабе 10 верст в 1 дюйме; съемку вели П. Венюков, И. Толмачев, Б. Поленов и Г. Петц под руководством А. Иностранцева. Их исследования охватили также Салаир, Алтай, Кузбасс и другие территории. Петц выполнил капитальную работу по девону Кузнецкой котловины и Алтая. Обобщая материалы выполненных работ, А. Иностранцев высоко оценил перспективы Кузбасса в отношении запасов угля и охарактеризовал Тельбесскую группу железорудных месторождений; он предложил на базе Тельбесских руд и углей Кузбасса построить крупный металлургический завод на р. Кондоме. «Общество Восточно-Сибирских заводов» в 1897 г. впервые в Западной Сибири организовало геофизические работы для поиска железных руд. В 1903 г. первые геологические исследования были выполнены в Туве А. Педашенко и И. Рачковским. В 1909 г. В. Вознесенский провел геологическую съемку в пределах Нерчинского округа. В 1910 г. в обширном районе восточного Забайкалья работали П. Яворовский, В. Зверев, П. Казанский, В. Вознесенский и др., Я. Макеров выполнил исследования в Становом хребте. Большая площадь к западу от оз. Байкал была охвачена геологической съемкой в 1912-1915 гг.; здесь работали К. Богданович, А. Краснопольский, Н. Высоцкий, А. Мейстер, П. Яворовский, Н. Ижицкий, Л. Ячевский и др. А. Герасимов, Д. Иванов и другие ученые в это же время исследовали Забайкалье, Я. Эдельштейн выполнил съемку Минусинского уезда, а – юго-западное Прибайкалье; Н. Свитальский М. Тетяев провел двухверстную геологическую съемку в бассейне р. Ангары; А. Мейстер и В. Зверев работали на Боргойском, Калиновском и Хамбинском хребтах. В. Зверев впервые осветил геологическое строение бассейна р. Алдан; он здесь установил обширное плоскогорье древнейших гнейсов (Алданский щит), перекрытых кембрийскими известняками. В 1918 г. В. Котульским, И. Григорьевым, В. Нехорошевым и А. Болдыревым была составлена двухверстная геологическая карта Алтая [Запорожченко, 1977а; ВСЕГЕИ..., 1982; Крылов и др., 1988].

До 1917 г. в Сибири был сделан еще ряд важных геологических изысканий. В 1908 г. на север Якутии поехал К. Воллосович; он исследовал обширную область между низовьями рр. Яны и Индигирки,

Together with exploration along the railway line, geological investigation in other areas of southern West Siberia began in 1894. Geological mapping of the Altai mountain district at a scale of 10 versts per inch began in 1895 by P. Venyukov, I. Tolmachev, B. Polenov, and G. Petz under the guidance of A. Inostrantsev. Their activities embraced many other areas, including the Salair, Altai, Kuznetsk Basin, etc. A detailed study of the Devonian of the Kuznetsk Basin and Altai was performed by Petz. In summarizing the results of the studies, A. Inostrantsev gave a high estimate to the coal reserve potential of the Kuznetsk Basin and provided characterization of the Telbes group of iron ore deposits. He proposed to build a large metallurgical plant on the Kondoma River in the intermediate vicinity of the Telbes ore and coal deposits of the Kuznetsk Basin. In 1897, the "Society of East Siberian Plants" organized for the first time geophysical survey in West Siberia to search for iron ores. In 1903, geological exploration activities were carried out for the first time in Tuva by A. Pedashenko and I. Rachkovsky. In 1909, V. Voznesensky conducted a geological survey of the Nerchinsk district. In 1910, P. Kazansky, P. Yavorovsky, V. Zverev, V. Voznesensky and others conducted exploration over the vast territory of eastern Transbaikalia. Ya. Makerov carried out exploration of the Stanovoy Range. In 1912-1915, geological survey and prospecting were conducted over the vast area west of Lake Baikal by K. Bogdanovich, A. Krasnopolsky, N. Vysotsky, A. Meister, P. Yavorovsky, N. Izhitsky, L. Yachevsky and others. The territory of Transbaikalia was explored at the same time by A. Gerasimov, D. Ivanov and others. The survey and prospecting of the Minusinsk district (uezd) and southwestern Baikal region were performed by Ya. Edelshtein and N. Svitalsky, respectively. Geological mapping at a 2-verst scale of the Angara River basin was conducted by M. Tetyaev. Studies of the Borgoy, Kalinov and Khambin ranges were performed by A. Meister, and V. Zverev, who was the first to describe the geological structure of the Aldan River basin, where he identified a vast plateau of ancient gneisses [Aldan shield] overlain by Cambrian limestones. In 1918, V. Kotulsky, I. Grigoriev, V. Nekhoroshev and A. Boldyrev compiled a 2-verst geological map of Altai [Zaporozhchenko, 1977a; VSEGEI..., 1982; Krylov et al., 1988].

A critical part of geological exploration works were carried out in Siberia before 1917. In 1908, K. Vollosovich went to the north of Yakutia to explore a vast area between the lower reaches of the Yana and Indigirka Rivers, where he discovered Tertiary deposits and described granitoid massifs. Vollosovich made a major contribution to the study of the Primorsky lowland открыл третичные отложения и описал массивы гранитоидов. Воллосович сделал крупный вклад в познание Приморской низменности Якутии, содержащейся в ней мамонтовой фауны и ископаемых льдов [Сакс, Яншин, 1974]. Среди других исследований заслуживают упоминания классические определения пермской флоры Кузбасса, сделанные И. Шмальгаузеном; над определениями верхнепалеозойской флоры этого же бассейна работал М. Залесский, составивший первый атлас палеозойской флоры Сибири. Л. Лутугин составил стратиграфическую схему Кузбасса, разделив угольные отложения на ярусы и свиты. Описание антропогеновых позвоночных с Новосибирских островов и из бассейна р. Лены было сделано М. Павловой; она же опубликовала схему расчленения четвертичных осадков для крайнего севера Сибири. В. Сукачев первым в России выполнил палинологические исследования, определив споры и пыльцу из нижнеплейстоценовых отложений Западной Сибири. Значительный интерес представляет его работа по описанию остатков растений в желудке мамонта, найденного в Якутии. В. Обручев описал факт несогласного налегания известных нижне-среднекембрийских «торгашинских» известняков на известняки енисейской свиты; в течение 1909-1912 гг. он изучал месторождения золота на юге Сибири, в том числе в Мариинской тайге и в Кузнецком Алатау, дал рекомендации для поисковых работ. В 1914–1918 гг. В. Родевич и Б. Порватов сделали первое описание известного Ак-Довуракского месторождения асбеста в Туве. Ф. Чернышев на основании палеонтологических и стратиграфических данных попытался определить возраст прогибания Кузнецкого бассейна. В 1915 г. П. Пилипенко опубликовал монографию «Минералогия Западного Алтая». С. Обручев в этом же году исследовал железорудные месторождения среднего течения р. Ангары [Тихомиров, 1979; Земцов и др., 1980]. В 1902-1905 и 1907-1913 гг. в Ленском бассейне, Забайкалье, Прибайкалье, на Патомском нагорье и в Восточном Саяне работал П. Преображенский. выполняя региональную геологическую съемку, исследуя месторождения золота, слюды и т.п. [Иванов, 1978]. Значительный вклад в изучение геологии Восточной Сибири до революции сделал А. Ржонсницкий, который исследовал палеозойские отложения по рр. Лене, Вилюю и их притокам в области Лено-Вилюйского водораздела. Он впервые выявил черты геологического строения восточной части Сибирской платформы и Иркутского амфитеатра, дал первые стратиграфические схемы для кембрия, ордовика и юры этих территорий. Ржонсницкий собрал в Сибири богатейшие коллекции трилобитов и брахиопод; он также выполнил специальное исследование of Yakutia, containing mammoth remains and fossil ice [Saks, Yanshin, 1974]. In addition, it is worth mentioning the classic definitions of the Permian flora of the Kuznetsk Basin by I. Schmalhausen, the definitions of the Upper Paleozoic flora from the same basin by M. Zalessky, who compiled the first atlas of the Paleozoic flora of Siberia; a stratigraphic scheme of the Kuznetsk Basin by L. Lutugin, who subdivided coal deposits into stages and formations. A description of anthropogene vertebrates from the New Siberian Islands and Lena River basin was made by M. Pavlova, who also published a subdivision of Quaternary sediments in the extreme north of Siberia. V. Sukachev, who identified spores and pollen from Lower Pleistocene sediments of West Siberia, performed the first palynological studies in Russia. Of special interest is his examination of the preserved plant remains in the stomach of a mammoth Yakutia. V. Obruchev described the found in unconformable overlapping of the known Lower-Middle Cambrian "Torgashino" limestones on the limestones of the Yenisei Formation. In 1909-1912, he studied gold deposits in the south of Siberia, in the Mariinsky taiga and Kuznetsk Alatau, and gave recommendations for prospecting works. In 1914-1918, V. Rodevich and B. Porvatov made the first description of the famous Ak-Dovurak asbestos deposit in Tuva. Using paleontological and stratigraphic data, F. Chernyshev attempted to determine the age of the Kuznetsk Basin subsidence. In 1915, P. Pilipenko published the monograph "Mineralogy of the Western Altai." In the same year, Obruchev performed exploration of iron ore deposits in the middle reaches of the Angara River [Tikhomirov, 1979; Zemtsov et al., 1980]. During 1902-1905 and 1907-1913, P. Preobrazhensky in the Lena River basin, Transbaikalia, Baikal region, Patom Highlands, and Eastern Sayan [Ivanov, 1978] performed regional geological mapping and exploration of gold, mica and mineral deposits. A. Rzhonsnitsky, who studied Paleozoic deposits along the Lena and Vilyui Rivers and their tributaries in the Lena-Vilyui watershed, made a significant contribution to the study of the geology of East Siberia prior to the October Revolution. He was the first to describe peculiarities of the geological structure of the eastern part of the Siberian platform and the Irkutsk amphitheater, and developed the first stratigraphic schemes for the Cambrian, Ordovician and Jurassic of these areas. A. Rzhonsnitsky gathered the richest collections of trilobites and brachiopods in Siberia; he also performed and published in 1917 a special study "On the cycles of erosion of the Lena region"; in addition, he studied the problem of the sources of gold in this area [Voskresenskaya, Sokolov, 1971].

«О циклах эрозии Приленского края», опубликованное в 1917 г., и занимался вопросом об источниках золота в этом районе [Воскресенская, Соколов, 1971].

В конце XIX и начале XX в. геология начала дифференцироваться и узко специализироваться, стали формироваться новые направления в науках о Земле. Благодаря усилиям выдающихся ученых, таких как А. Карпинский, С. Никитин, В. Вернадский, Н. Андрусов, А. Архангельский, А. Иностранцев, А. Павлов, Е. Федоров, Ф. Левинсон-Лессинг, А. Ферсман и др., были заложены основы отечественных научных школ в различных направлениях геологии.

Геологические организации и учебные заведения

Основание в 1880 г. в Томске университета и в 1896 г. технологического института, где в 1901 г. было создано горное отделение, оказало значительное влияние на развитие геологических исследований в Сибири. Воспитанники этих вузов стали костяком кадров геологической службы в последующие годы. Создателем томской геологической школы был В. Обручев, возглавивший в 1901 г. кафедру в технологическом институте. В 1892 г. томское общество горных инженеров начало издание первого сибирского горно-геологического журнала «Вестник золотопромышленности и горного дела вообще». Его редактором и издателем был В. Реутовский; в 1905 г. он опубликовал по литературным и архивным источникам сводное описание полезных ископаемых Сибири с приложением к нему геологической карты [Запорожченко, 1977а].

Начавшаяся Первая мировая война поставила вопрос об усилении работ по поискам и разведке полезных ископаемых для снабжения промышленности необходимым сырьем. При Академии наук в 1916 г. по инициативе В. Вернадского была создана Комиссия по изучению производительных сил России. Почти все работы, связанные с полезными ископаемыми, были поручены Геологическому комитету. В. Вернадский и А. Ферсман принимали непосредственное участие в экспедициях по минералогическому и геохимическому изучению Сибири. В 1914 г. В. Вернадский занимался исследованием радиоактивных минералов в Забайкалье, а в 1916 г. он вместе с А. Ферсманом посетил Алтай с целью поиска бокситов; А. Ферсман также провел минералогическую экспедицию в Селенгинскую Даурию и посетил район р. Кан, где изучал проявления слюды в пегматитах [Запорожченко, 1977б; Тихомиров, 1979].

В годы Гражданской войны отделение Геологического комитета, полностью состоявшее из местных геологов, возникло в Томске; его возглавил ученик В. Обручева – М. Усов (рис. 2). In the late 19th and early 20th centuries, geology began to develop into more specific and independent fields, and new directions in the geosciences began to emerge. The efforts of outstanding scientists such as A. Karpinsky, S. Nikitin, V. Vernadsky, N. Andrusov, A. Arkhangelsky, A. Inostrantsev, A. Pavlov, E. Fedorov, F. Levinson-Lessing, A. Fersman and others laid the foundations of national scientific schools in various fields of geology.

Geological organizations and educational institutions

The founding of the Tomsk University in 1880 and the establishment of the Technological Institute in 1896, where the department of mining was created in 1901, have been the main dRiver for geological research in Siberia. Students from these institutions became a core staff of professional geologists. The founder of the Tomsk geological school was V. Obruchev, who became a head of the chair at the Technological Institute in 1901. In 1892, the Tomsk Society of Mining Engineers began publishing the first Siberian mining and geological journal the "Bulletin of Gold Mining and Mining in General." In 1905, V. Reutovsky, as the editor and publisher of this journal, published a summary description of the mineral resources of Siberia supplemented with a geological map, based on literature data and archival sources [Zaporozhchenko, 1977a].

The beginning of the First World War raised the question of further expanding geological exploration and prospecting for minerals to supply essential raw materials for industry. In 1916, on the initiative of V. Vernadsky, the Academy of Sciences set up a Commission to study the productive forces of Russia. The Geological Committee was in charge of almost all studies and activities related to mineral resources. V. Vernadsky and A. Fersman took part in expeditions that focused on mineralogical and geochemical studies of Siberia. In 1914, Vernadsky began research on radioactive minerals of Transbaikalia, and in 1916, he and Fersman visited Altai in the search for bauxites; Fersman also conducted a mineralogical expedition to the Selenga Dauria and visited the area of the Kan River, where he studied the manifestations of mica in pegmatites [Zaporozhchenko, 1977b; Tikhomirov, 1979].

During the Civil War, a branch of the Geological Committee, consisting entirely of local geologists was organized in Tomsk; it was headed by M. Usov, a disciple of V. Obruchev (Fig. 2). С 1923 г. Геолком стал во главе всей государственной геологической службы страны. В 1926 г. представительство Геолкома было создано в Иркутске. Потребности индустриализации диктовали необходимость быстрого изучения всех естественных ресурсов. Наблюдается широкий размах геолого-съемочных и геолого-разведочных работ. Геологические управления были созданы в Новосибирске, Красноярске и Иркутске.

С начала 1920-х гг. геологические работы разворачивались на севере Сибири, что было связано с запросами Севморпути, а также в Туве. Одной из первых была организована Монгольская экспедиция под руководством И. Рачковского; экспедиция, работавшая в течение ряда лет, выяснила основные черты геологического строения Тувы, стратиграфии и тектоники; результаты были опубликованы в 1938 г. З. Лебедевой в труде «Основные черты геологии Тувы». Экспедиции Академии наук, руководимые Б. Городковым, выполняли геоморфологические исследования и изучение четвертичной геологии в междуречье рр. Аган и Пур, на восточном склоне северного Урала, в низовьях Енисея и Обской губы. С 1925 г. начала работать комплексная Якутская экспедиция под руководством А. Григорьева, собравшая материал о геологическом строении Центральной Якутии и полезных ископаемых; в 1925-1926 гг. экспедиция обследовала низовья рр. Алдана и Вилюя, посетила южный склон Верхоянского хребта. Организация Якутской экспедиции послужила толчком к учреждению в Якутске геофизической обсерватории, которая стала вести наблюдения по земному магнетизму. В связи с созданием графитовой промышленности в 1924 г. А. Лабунцов, Б. Куплетский и Е. Костылева предприняли изучение Ботогольского щелочного массива в Восточном Саяне, где расположено Алиберовское месторождение графита. Радиевый институт организовал в 1925 г. экспедицию в Хакасию для исследования уран-ванадиевой минерализашии.

Since 1923, the Geological Committee supervised all geological and geological exploration works in the country. In 1926, a representative office of the Geological Committee was established in Irkutsk. The development of industrialization dictated the need for a faster rate of exploration of all natural resources. The scope of geological survey work and mineral exploration increased significantly. Geological departments were established in Novosibirsk, Krasnoyarsk and Irkutsk.

Since the beginning of the 1920s, geological exploration activities were carried out in the north of Siberia and in Tuva to meet the demands of the Northern Sea Route. One of the first expeditions at that time was the Mongolian expedition led by I. Rachkovsky. The long-term work of this expedition clarified the main features of the geological structure, stratigraphy and tectonics of Tuva and Z. Lebedeva published the results in 1938 in the work "Main Features of the Geology of Tuva". Other major expeditions of the Academy of bv B. Gorodkov, Sciences. led carried out geomorphological research and the study of Quaternary geology in the interfluve of the Agan and Pur Rivers, on the eastern slope of the northern Urals, in the lower reaches of the Yenisei River and within the Ob Bay. Since 1925, the Yakutsk expedition led by A. Grigoriev began to conduct comprehensive studies and collect materials about the geological structure and mineral resources of central Yakutia. In 1925-1926, the expedition explored the lower reaches of the Aldan and Vilyui Rivers and visited the southern slope of the Verkhoyansk Range. The organization of the Yakutsk expedition gave an immense impetus to the establishment of a geophysical observatory in Yakutsk, which began to conduct observations on the Earth's magnetism. The development of the graphite industry in 1924 A. Labuntsov, forced B. Kupletsky and E. Kostyleva to undertake a study of the Botogol alkaline massif in the Eastern Sayan, hosting the well-known Aliberov graphite deposit. The Radium Institute mounted an expedition to Khakassia in 1925 to study uranium-vanadium mineralization.



Рис. 2. Михаил Антонович Усов (1883–1939)

Fig. 2. Mikhail Antonovich Usov (1883-1939)

В 1922 г. была издана первая карта азиатской части России в масштабе 1:10 500 000; однако при ее составлении использовались главным образом старые данные. Новые материалы геологических съемок позволили уже через три года составить более совершенную карту этой территории под редакцией А. Мейстера. В 1929 г. была произведена коренная перестройка геологических организаций, и Геолком был реорганизован в Главное геолого-разведочное управление (ГГРУ), которое позже (в 1939 г.) было преоб-Комитет разовано В по делам геологии. В 1930-1931 гг. оформились подразделения ГГРУ: Западно-Сибирское - в Томске, Восточно-Сибирское - в Иркутске, Бурятское - в Улан-Удэ, и Якутское - в Якутске. В это же время был создан Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт - предшественник Всесоюзного геологического института. Необходимость быстрого геологического освещения районов Сибири вызвала реорганизацию и техническую реконструкцию геолого-разведочного дела, освоение новых методов исследования, ведущее место среди которых занимали геофизические. Хотя первая магнитная разведка в Сибири была произведена еще в 1897 г., устойчивые геофизические исследования начали выполняться только спустя 20-25 лет. Геологическая служба Западной Сибири одна из первых начала создавать у себя геофизическую отрасль. Геофизики внесли солидный вклад в разведку

The first map of the Asian part of Russia at a scale of 1:10,500,000 was published in 1922; however, it was compiled using old data. A more recent map of this territory, edited by A. Meister, was built three years later based on the latest results from geological survey. As a result of a major restructuring of geological institutions in 1929, the Geological Committee was reorganized into the Main Geological Exploration Directorate [GGRU], and later, in 1939, into the Committee for Geological Affairs. During the years 1930-1931, a number of subdivisions of GGRU were established, including the West Siberian subdivision in Tomsk, the East Siberian subdivision in Irkutsk, the Buryat subdivision in Ulan-Ude, and Yakutia subdivision in Yakutsk. This period also witnessed the establishment of the Central Research Geological Exploration Institute, a predecessor of the All-Union Geological Institute. The need for improved geological knowledge of Siberia was widely realized and led to the reorganization and technical innovation of geological exploration, the development of new research methods, among which the geophysical ones began to play a leading role. Although the first attempt at a magnetic survey of Siberia was made in 1897, a systematic geophysical study started only 20-25 years later. The Geological Survey of West Siberia was the first brick in the building of the geophysical industry. Geophysicists made a significant contribution to subsoil exploration, especially in the search for iron ores used as недр, особенно в поисках железных руд как базы для Кузнецкого металлургического комбината [Нехорошев, 1958; Запорожченко, 1977а, 1977b].

Выдающуюся роль в геологических исследованиях в Сибири в послереволюционный период сыграл томский ученый М. Усов. Он вел систематические работы на юге Сибири, обследовал золотоносные районы Забайкалья и Кузнецкого Алатау, изучал тектонику и геологическое строение Кузбасса, дал классическое описание разрывных дислокаций в его пределах. Он впервые выделил салаирскую складчатость, изучал рудные месторождения Сибири, их генезис и связь рудообразования с магматизмом. Он провел большую работу по разведке железорудных месторождений Тельбесского района, огнеупоров и других полезных ископаемых для Кузнецкого металлургического завода. Усов выдвинул ряд положений о фазах эффузивов, фациях и фазах интрузивов и др. [Молявко и др., 1985; Крылов и др., 1988]. М. Усов является автором популярной в 1930-х гг. геотектонической концепции об общем постепенном расширении земли, осложненном то ослабевающей, то усиливающейся «борьбой» тенденций расширения и сжатия [Милановский, 1984]. Среди прямых его учеников и продолжателей следует упомянуть А. Аксарина, И. Баженова, А. Булынникова, Н. Горностаева, И. Дербикова, М. Казанцева, В. Казаринова, М. Коровина, В. Кузнецова, Ю. Кузнецова, А. Кузьмина, М. Кучина, И. Лебедева, М. Нагорского, В. Николаева, Г. Поспелова, К. Радугина, М. Рунина, К. Сатпаева, Б. Сперанского, П. Удодова, Н. Урванцева, К. Филатова, Л. Халфина, В. Хахлова, Ф. Шахова и других [Обручев, 1963; Кузнецов, 1984]. О роли М. Усова, его личном вкладе и вкладе его учеников в исследования геологии Сибири в предвоенные годы дает представление коллективный труд «Вопросы геологии Сибири», опубликованный в 1945 г. В первой половине XX в. Томск, безусловно, был центром геологической мысли в Сибири.

Академия наук принимала большое участие в исследовательской работе в Сибири, направляя усилия для решения узловых вопросов стратиграфии, тектоники, петрографии, полезных ископаемых. Поиски и изучение различных видов минерального сырья повлекли за собой возникновение широкой сети новых специализированных институтов в Академии наук. В 1923 г. А. Борисяк составил первую краткую сводку геологии всей Сибири; несколько позже пополненную новыми сведениями сводку составил В. Обручев (в 1927 г.). Большое значение для геологического изучения Сибири имели монографии А. Борисяка «Теория геосинклиналей», Я. Эдельштейна «Тектоника и полезные ископаемые Сибири» и др. feedstock for the Kuznetsk smelting plant [Nekhoroshev, 1958; Zaporozhchenko, 1977a, 1977b].

Tomsk scientist M. Usov played a significant role in the geological study of Siberia during the postrevolution period. He carried out systematic work in the south of Siberia, explored the gold-bearing regions of Transbaikalia and Kuznetsk Alatau, studied the tectonics and geological structure of the Kuznetsk Basin, and gave the classical description of faults in this basin. He was the first to distinguish the Salair orogeny, studied ore deposits of Siberia, their genesis and the relationship between ore-forming processes and magmatism. His efforts in conducting exploration of iron ores of the Telbes region, refractory materials and other minerals for the Kuznetsk smelting plant were enormous. Usov set forth a number of ideas about effusive phases, facies, intrusion phases, etc. [Krylov et al., 1988; Molyavko et al., 1985]. The original geotectonic concept by M. Usov, which was popular in the 1930s, invoked the gradual expansion of the earth, complicated by expansion phases cyclically followed by contraction phases [Milanovsky, 1984]. His disciples and followers were A. Aksarin, A. Bulynnikov, I. Bazhenov, N. Gornostaev, I. Derbikov, M. Kazantsev, V. Kazarinov, M. Korovin, V. Kuznetsov, Yu. Kuznetsov, A. Kuzmin, M. Kuchin, I. Lebedev, M. Nagorsky, V. Nikolaev, G. Pospelov, K. Radugin, M. Runin, K. Satpaev, B. Speransky, P. Udodov, N. Urvantsev, K. Filatov, L. Halfin, V. Khakhlov, F. Shakhov, and others [Obruchev, 1963; Kuznetsov, 1984]. The work by Usov and his colleagues "Questions of the Geology of Siberia" published in 1945 gives a clear understanding of his personal contribution and the contribution of his followers to the development of geological research of Siberia in the pre-war years. In the first half of the 20th century, Tomsk became a center of geological thought in Siberia.

The Academy of Sciences took an active part in research and exploration activities in Siberia, making efforts to solve key problems of stratigraphy, tectonics, petrography, and mineral resources. The exploration and study of various types of mineral resources provided basis for the establishment of new specialized institutions in the Academy of Sciences. In 1923, A. Borisyak compiled the first brief summary of the geology of Siberia, which was later, in 1927, added with the data collected by V. Obruchev. The monographs by A. Borisyak "Theory of Geosynclines", Y. Edelshtein "Tectonics and Mineral Resources of Siberia" and others were of great importance for the geological study of Siberia.

In the beginning of the 20th century, paleontological exploration intensified in Siberia. Since 1902, Siberia's first professor of paleontology, M. Yanishevsky, began his activities to organize paleontological education and

С начала XX в. в Сибири развиваются палеонтологические исследования. В Томском технологическом институте с 1902 г. развернул свою деятельность по организации палеонтологического образования первый сибирский профессор палеонтологии М. Янишевский. Своими работами по описанию морской фауны с известного обнажения в Лагерном саду в окрестностях Томска он положил начало развитию в Сибири этих исследований. Собираются большие и представительные коллекции почти из всех геологических систем. Среди геологов-палеоботаников, проводивших исследования в Сибири в 1920-1930-х гг., необходимо отметить М. Залесского, А. Криштофовича, В. Сукачева, В. Хахлова, М. Нейбург, П. Никитина, Т. Радченко, А. Вологдина, П. Краснопееву, А. Ананьева, В. Порецкого. А. Аксарина и др. В этот же период в Кузбассе работал В. Яворский, руководивший работами по геологической съемке для карты бассейна; он также провел геологические исследования по р. Томи и ее притокам – рр. Верхней и Средней Терси – и в Прокопьевско-Киселевском районе, открыл Томь-Усинское месторождение коксующихся углей; как палеонтолог он сделал большой вклад в изучение строматопороидей и табулят Сибири. В 1927 г. В. Яворским совместно с П. Бутовым было опубликовано первое монографическое описание Кузбасса с геологической картой масштаба 1:500 000, явившейся основой для всех последующих работ. Важное значение для стратиграфии палеозоя юга Сибири имели работы М. Залессого, М. Нейбург и В. Хахлова. М. Нейбург впервые провела сборы растительных остатков по наиболее полным разрезам Кузбасса, выделив ряд свит. М. Залесским и М. Нейбург была разработана стратиграфическая схема для угленосного верхнего палеозоя Кузбасса, использовавшаяся при проведении первых детальных геологических Профессор Томского съемок. университета В. Хахлов занимался изучением третичной и меловой флоры Западной Сибири; он впервые описал юрскую флору (в 1927 г.), обнаружил и стратиграфически расчленил меловые отложения Кузбасса, открыл ряд месторождений угля; в 1933 г. он разработал собственную стратиграфическую схему Кузбасса, основанную как на стратиграфо-тектонических принципах, так и на смене флористических комплексов. В 1939 г. В. Хахлов предложил первое палеофитологическое расчленение угленосных отложений Тунгусского бассейна. Следует отметить многогранную деятельность Л. Халфина; как палеонтолог и стратиграф он объединил большой коллектив специалистов; под его руководством опубликованы коллективные монографии, в которых подведены итоги исследований флоры и фауны Западной Сибири. research at the Tomsk Institute of Technology. His descriptions of marine fauna from the famous Lagernosadskoe outcrop in the vicinity of Tomsk laid the basis for the development of paleontological studies in The comprehensive and representative Siberia. collections of fossils consisted of specimens of almost all geological systems. The geologists-paleobotanists who conducted research in Siberia in the 1920s-1930s were M. Zalessky, A. Krishtofovich, V. Sukachev, V. Khakhlov, M. Neiburg, P. Nikitin, T. Radchenko, A. Vologdin, P. Krasnopeev, A. Ananyev, V. Poretsky. A. Aksarin and others. At that time, V. Yavorsky had been working in the Kuznetsk Basin, supervising the geological mapping of the basin; he also carried out geological exploration along the Tom' River and its tributaries, the Verkhnyaya and Nizhnyaya Middle Tersi Rivers, and in the Prokopyevsk-Kiselevsk region. He discovered the Tom-Usinsk coking coal deposit, made a great contribution to the paleontological study of stromatoporoids, and tabulates of Siberia. In 1927, V. Yavorsky, together with P. Butov, published the first monographic description of the Kuznetsk Basin, supplemented with the 1:500,000 geological map, which laid the basis for all subsequent works. The works of M. Zalessky, M. Neiburg and V. Khakhlov did make important contributions to the Paleozoic stratigraphy of southern Siberia. M. Neiburg gathered the first collections of plant remains from the most complete Kuznetsk sections and distinguished a series of formations. M. Zalessky and M. Neiburg developed a stratigraphic scheme for the coal-bearing Upper Paleozoic of the Kuznetsk Basin, which was used later during the first detailed geological surveys. Professor at the Tomsk University, V. Khakhlov, studied the Tertiary and Cretaceous flora of West Siberia. His scientific outcomes included the first description of the Jurassic flora in 1927, identification and stratigraphic subdivision of the Cretaceous of the Kuznetsk Basin, and discovery of a number of coal deposits. In 1933, he developed a new stratigraphic scheme of the Kuznetsk Basin, based on both stratigraphic-tectonic principles and changes of floral assemblages. In 1939, V. Khakhlov proposed the first paleophytological basis for the stratigraphic subdivision of coal-bearing deposits in the Tunguska basin. By his versatile activity, L. Halfin contributed much himself to the development of the geological research: as a paleontologist and stratigrapher, he brought together a large team of professionals; under his leadership, a number of scholarly monographs were published, summarizing the results of the study of flora and fauna of West Siberia. L. Halfin investigated core theoretical issues of biostratigraphy. The work of K. Radugin, who discovered a new class of ancient fauna, showed the possibility of using paleontology for Л. Халфин разрабатывал теоретические вопросы биостратиграфии. Работами К. Радугина, открывшего новый класс древнейшей фауны, была показана возможность применения палеонтологии для стратиграфического расчленения верхнего докембрия; он же дал первую стратиграфическую схему для силурийских отложений Западной Сибири. Ученик Хахлова Л. Рагозин в разные годы руководил геолого-съемочными работами в Сибири; особого внимания заслуживают его исследования геологического строения районов вдоль будущей железной дороги Ачинск – Енисейск, которые были выполнены в 1934– 1936 гг. [Запорожченко, 1977а, 19776; Ивания, Ананьев, 1977; Земцов и др., 1980; Крылов и др., 1988].

Геологи и индустриализация Сибири

В эти же годы в Сибири выполняются другие важные работы. Н. Урванцев в 1919–1922 гг. открыл Норильское медно-никелевое месторождение и месторождения угля в районе от оз. Пясино до р. Енисея. Н. Высоцкий сделал описание третичных и четвертичных отложений Западной Сибири. Геологическую съемку Черемховского угольного бассейна выполнили М. Коровин, Е. Писарев. К. Габуния и А. Турутанова. Н. Пенн в северной части Енисейского кряжа изучал геологические условия образования месторождений золота. Начиная с 1923 г. в течение многих лет в Забайкалье работал С. Смирнов, изучая десятки месторождений всевозможных руд. Он вложил много труда в выяснение геолого-структурной позиции месторождений, тектоно-магматических циклов и их роли в формировании оруденения. С. Смирнов в 1927 г. открыл в Забайкалье месторождение олова Хапчеранга; в начале 1930-х гг. он и С. Докторов-Гребницкий изучали Ангаро-Илимский железорудный район. Результаты обширных исследований С. Смирнова опубликованы в 1933 г. в монографии «Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья». Работы С. Смирнова позволили правильно оценить перспективы Восточной Сибири в отношении поисков золота, олова и других ценных металлов. В 1920-1930-х гг. Б. Сперанский разработал основы стратиграфии Салаира и выделил тектонические структуры, наметил этапы кайнозойской эволюции Алтая; в 1933-1934 г. он составил десятиверстную карту Салаира. Несколько позже им была составлена общая схема тектонического строения Западной Сибири и выделены циклы тектогенеза. Сперанский открыл крупное Листвянское месторождение каменного угля. Ю. Жемчужников, Д. Теннер и другие ученые описали сапропелевые угли Восточной Сибири. М. Коровин выполнил геологическое описание центральной части Иркутского угленосного бассейна и совместно

the stratigraphic subdivision of the Upper Precambrian; he also developed the first stratigraphic scheme for the Silurian of West Siberia. L. Ragozin, a disciple of V. Khakhlov, was in charge of the geological survey work in Siberia. In 1934–1936, he was engaged in the study of the geological structure of the regions along the future Achinsk – Yeniseisk railway line [Zaporozhchenko, 1977a, 1977b; Ivania, Ananyev, 1977; Zemtsov et al., 1980; Krylov et al., 1988].

Geologists and industrialization of Siberia

During these same years, other important work was carried out in Siberia. The Norilsk copper-nickel deposit and coal deposits located between the Lake. N. Urvantsev discovered Pyasino and the Yenisei River in 1919-1922. N. Vysotsky made a description of the Tertiary and Quaternary deposits of West Siberia. M. Korovin, E. Pisarev, K. Gabunia, and A. Turutanova carried out geological mapping of the Cheremkhovo coal basin. N. Penn investigated the geological conditions for the formation of gold deposits in the northern part of the Yenisei Ridge. From 1923 and beyond, S. Smirnov conducted a long-tern study of Transbaikalia, exploring dozens of ore deposits. He studied the geological and structural position of ore deposits, tectono-magmatic cycles and their role in the formation of mineralization. In 1927, S. Smirnov discovered the Khapcheranga tin deposit in Transbaikalia; in the early 1930s, he and S. Doctorov-Grebnitsky, studied the Angara-Ilim iron ore district. The results of S. Smirnov's extensive research were published in 1933 in the monograph "Polymetallic deposits of Eastern Transbaikalia" and formed the basis for the estimation of perspective to find gold, tin and other valuable metals in East Siberia. In the 1920s and 1930s, B. Speransky developed the basics of the stratigraphy of Salair, identified a series of tectonic structures, and recognized several stages of the Cenozoic evolution of Altai. In 1933-1934, he compiled a 10-verst map of Salair; a few years later, he developed a generalized diagram of the tectonic structure of West Siberia and identified cycles of tectogenesis. Speransky discovered a large coal deposit at Listvyanskoe settlement. Yu. Zhemchuzhnikov, D. Tenner and others described sapropelic coals of East Siberia. M. Korovin provided a geological description of the central part of the Irkutsk coal basin and, together with K. Radugin, performed paleontological analysis of the rocks from the Telbes region and northern part of the Kuznetsk Basin.

с К. Радугиным провел палеонтологические исследования пород Тельбесского района и северной части Кузбасса. Позднее (в 1931 г.) Коровин сделал сводку материалов о Минусинском угольном бассейне и, используя дополнительные данные, выдвинул гипотезу о существовании обширного Чулымо-Енисейского буроугольного бассейна. В 1920-е гг. важные региональные исследования в Кузнецком Алатау проводил А. Чураков; в 1935 г. он опубликовал очерк геологического развития южной части Средней Сибири. В 1924–1928 гг. А. Вологдин занимался изучением Тубинско-Сисимского района, включающего западные отроги Восточного Саяна и северовосточную часть Батеневского кряжа; заснял огромную площадь и составил геологическую карту масштаба 1:400 000. В 1929 г. он провел маршрутные исследования еще восточнее - по течению р. Кизир. А. Вологдин сделал большой вклад в биостратиграфию кембрийских отложений Сибири, изучая археоциаты, строматолиты и др. Он прогнозировал открытие Туруханского нефтеносного бассейна. В 1926-1928 гг. экспедиция под руководством В. Зверева провела геолого-съемочные работы на Алдане, в результате чего было закартировано 25 000 км².

Одним из пионеров систематического изучения геологии Сибири был известный сибирский ученый Ю. Кузнецов. Он много работал в Кузнецком Алатау, Саянах, на Алтае и в Енисейском кряже, изучая их геологическое строение, разрабатывая вопросы магматизма, метаморфизма пород и происхождения полезных ископаемых. Ю. Кузнецов изучил и описал одно из крупнейших железорудных месторождений – Абаканское в Западных Саянах. Он исследовал месторождения золота и нерудных полезных ископаемых, открыл Таракское редкометалльное месторождение в Енисейском кряже и др. Объектами исследований Ф. Шахова были преимущественно рудные месторождения Алтая и южной части Красноярского края, однако в 1920-е гг. он также изучал магматические породы Кузнецкой котловины; в конце 1930-х гг. им выполнены обобщающие работы по металлогении юга Западной Сибири. Региональные геологические и поисковые работы в Туве, Кузнецком Алатау и на Алтае в 1930-х гг. вел В. Кузнецов; при его участии был открыт ряд месторождений полезных ископаемых, в том числе известное Акташское месторождение ртути. Я. Эдельштейн проводил такие же исследования в Минусинской котловине и прилегающих частях Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна; он составил схематическую геологическую карту в масштабе 1:1 000 000. В процессе геологического картирования им были решены многие вопросы стратиграфии и тектоники; особенно важIn 1931, Korovin summarized all existing data on the Minusa coal basin and, using additional data, set forth a hypothesis about the existence of the vast Chulym-Yenisei brown coal basin. The results of large-scale regional studies by A. Churakov in the Kuznetsk Alatau in the 1920s were documented and published in 1935 in a review of the geological evolution of the southern part of Central Siberia. In 1924-1928, A. Vologdin conducted geological mapping within the Tuba-Sisim region, including the western spurs of the Eastern Sayan and the northeastern part of the Batenev Ridge; the results of his efforts were presented in a geological map at a scale of 1:400,000. In 1929, he conducted reconnaissance survey further eastward, along the Kizir River. His studies of archaeocyaths, stromatolites, etc. made a great contribution to the biostratigraphy of Cambrian deposits of Siberia. He predicted the discovery of the Turukhansk oil-bearing basin. The 1926-1928 geological survey expedition led by V. Zverev had mapped a total of 25,000 sq. km on the Aldan. Yu. Kuznetsov, an outstanding Siberian scientist, was one who pioneered the systematic study of the geology of Siberia. He scientific interests included the problems of the geological structure, magmatism, metamorphism, and the origin of minerals in the Kuznetsk Alatau, Sayan Mountains, Altai and the Yenisei Ridge. Yu. Kuznetsov studied and described Abakanskoe iron ore deposit in the Western Sayan Mountains, one of the largest iron ore deposits. He explored deposits of gold and non-metallic minerals and discovered the Tarak rare metal deposit in the Yenisei Ridge. F. Shakhov explored ore deposits of the Altai mountain region and southern part of the Krasnoyarsk Territory. In the 1920s, his study was focused primarily on igneous rocks of the Kuznetsk Basin. In the late 1930s, he provided an overview of the metallogeny of southern West Siberia. In the 1930s, V. Kuznetsov conducted regional geological studies and prospecting in Tuva, Kuznetsk Alatau, and Altai; he participated in the discovery of a number of mineral deposits, e.g., the famous Aktash mercury deposit. Similar studies were performed by Ya. Edelshtein in the Minusa Basin and the adjacent parts of the Kuznetsk Alatau and Eastern Sayan, which resulted in a schematic geological map at a scale of 1:1,000,000. During geological mapping, he solved many problems of stratigraphy and tectonics, e.g., of particular importance was the establishment of the widespread development of the Cambrian in southern Siberia, as well as the study of a number of deposits [gold, base metals, copper, iron, etc.]. Ya. Edelshtein developed the first generalized scheme showing the geological structure and relief of the West Siberian Plain and the Minusa Basin; his famous "Fundamentals of Geomorphology" book was published in 1938. The results of I. Molchanov's ным явилось установление широкого развития в южной Сибири кембрия, изучение ряда месторождений: золота, полиметаллов, меди, железа и др. Я. Эдельштейн дал первую обобщающую схему геологического строения и рельефа Западно-Сибирской равнины и Минусинской котловины; он – автор известной книги «Основы геоморфологии», изданной в 1938 г. В 1927-1930 гг. И. Молчановым были исследованы Бирюсинский и Манско-Канский золотоносные районы; результаты были обобщены в вышедшей в 1934 г. книге «Восточный Саян»; он составил геологическую карту Саян в масштабе 1 : 1500 000. Длительное время в Прибайкалье и Забайкалье работал Е. Павловский, составивший ряд геолого-петрографических очерков, давший описание рудных месторождений и позже предложивший свою тектоническую схему Саяно-Байкальского нагорья. Знаток золоторудных месторождений Западной Сибири А. Булынников проводил исследования рудопроявлений и магматизма в Кузнецком Алатау, Саянах и Салаире; он непосредственно изучил практически все золоторудные месторождения Алтае-Саянской области, открыл большое число золотоносных жил. В 1939 г. А. Булынников выполнил работу, связанную с характеристикой диоритовой провинции Салаира. Вопросами обеспечения алюминиевой промышленности рудным сырьем занимался в 1930-х гг. И. Баженов; им были найдены нефелиновые сиениты в Кузнецком Алатау.

С 1923 по 1930 г. И. Баженов вел геологическую съемку территории Западного Саяна; им составлена первая геологическая карта этого района в масштабе 1:1 000 000 и написана монография. Он выполнил работу по изучению Майнского медного месторождения и открыл Тейское месторождение железных руд. Региональные геологические исследования А. Кузьмина в Кузнецком Алатау, Салаире и на Алтае позволили ему установить фазу салаирского тектогенеза в пределах Алтае-Саянской горной области. В. Монич в 1937 г. дал подробную петрографическую характеристику магматических пород Берикульского района в Кузнецком Алатау. А. Матвеевской составлен ряд геологических карт по югу Западной Сибири; она участвовала в открытии Колыванского россыпного месторождения олова. В. Николаев разработал стратиграфическую схему третичных и четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, составил первую обзорную геологическую карту этих отложений и показал ведущую роль тектоники в формировании рельефа. В 1938-1939 гг. на севере Сибирской платформы А. Кодиков и П. Кабанов нашли меланократовые щелочные изверженные породы – мельтейгиты и лимбургиты. В это же время сводная геологическая карта Норильского района

exploration activity during 1927-1930 within the Biryusa and Mana-Kan gold-bearing regions were summarized in the book "Eastern Sayan" published in 1934 and in a geological map of the Sayan Mountains at a scale of 1:1,500,000. Long-term exploration work of E. Pavlovsky in the Baikal region and Transbaikalia resulted in a number of geological and petrographic studies, which provided a description of ore deposits and a tectonic scheme of the Sayan-Baikal Highlands. A. Bulynnikov, an expert on gold deposits of West Siberia, conducted exploration of ore occurrences and magmatism in the Kuznetsk Alatau, Sayan, and Salair. He conducted fieldwork and geological investigations at almost all gold deposits of the Altai-Sayan region and discovered a large number of gold-bearing veins. In 1939, Bulynnikov performed a study to characterize the diorite province of Salair. By addressing problems of supply of raw material for the aluminum industry in the 1930s, I. Bazhenov discovered nepheline syenite deposits in the Kuznetsk Alatau.

In 1923–1930, he carried out a geological survey of the Western Sayan and published the first geological map of this area at a scale of 1:1,000,000 and a monograph. He investigated the Maina copper deposit and discovered the Teya iron ore deposit. The result of regional geological studies by A. Kuzmin in the Kuznetsk Alatau, Salair, and Altai was the establishment of the Salair folding phase in the Altai-Sayan mountain region. In 1937, V. Monich performed a detailed petrographic description of the igneous rocks of the Berikul region in the Kuznetsk Alatau. A. Matveevskaya published a series of geological maps of southern West Siberia; she took part in the discovery of the Kolyvan deposit. V. Nikolaev alluvial tin developed a stratigraphic chart of the Tertiary and Quaternary of the West Siberian Plain, compiled the first schematic geological map of these deposits, and demonstrated the leading role of tectonics in relief development. In 1938-1939. A. Kodikov and P. Kabanov found the occurrences of melanocratic, alkaline igneous rocks, melteigites and limburgites, in the north of the Siberian During these years, Yu. Speight and Platform. G. Komarov published a composite geological map of the Norilsk region. In 1940, V. Fomichev provided a geological report on the Kuznetsk Basin. The volume "Precambrian of the USSR" in the multi-volume edition "Stratigraphy of the USSR" was published in 1939.

In 1937–1940, the West Siberian Geological Trust published eight issues of "Materials on the Geology of the Krasnoyarsk Territory". In these publications, M. Nagorsky provided a geological description of the West Siberian Lowland in the Krasnoyarsk region; K. Radugin described the geology of the southwestern edge of the Yenisei Ridge; L. Zhukov and his colleagues была составлена Ю. Спейтом и Г. Комаровым. В. Фомичев в 1940 г. опубликовал геологическую сводку по Кузбассу. В 1939 г. вышел из печати том «Докембрий СССР» в многотомном издании «Стратиграфия СССР».

С 1937 по 1940 г. Западно-Сибирским геологическим трестом были изданы 8 выпусков «Материалов по геологии Красноярского края». В них М. Нагорским сделана геологическая характеристика Западно-Сибирской низменности в районе Красноярска; К. Радугин описал геологию юго-западной окраины Енисейского кряжа; Л. Жуков и другие исследователи сообщили о результатах в Чулымо-Енисейском буроугольном бассейне; П. Краснопеева сделала палеонтологическую сводку для двух районов Хакасии; В. Попов обобщил известные материалы по полезным ископаемым Эвенкии и др.

С целью эффективной организации научной работы в 1930 г. Академия наук создала специальную комиссию по изучению Сибири во главе с А. Ферсманом. Основной формой изучения природных ресурсов Сибири стали академические экспедиции. В начале 1930-х гг. Академия наук усиливает работы на Западно-Сибирской равнине и вплотную приступает к изучению геологии ее центральной части. Экспедиции В. Сукачева и В. Громова получили материалы, позволившие раскрыть основы геологического строения этой территории. Одновременно здесь разворачивалась геологическая съемка партиями Западно-Сибирского управления. Объединенными усилиями были выполнены геолого-съемочные работы на Объ-Иртышском междуречье. В 1931 г. при Президиуме Академии наук была создана Урало-Кузнецкая комиссия для координации работ, связанных с развитием Урало-Кузбасского металлургического комбината. В Кузнецком Алатау и на Алтае в эти годы работала Алтае-Кузнецкая петрографоминералогическая экспедиция под руководством П. Лебедева. Основной задачей экспедиции было изучение железорудных месторождений Горной Шории и марганцевоносности северного Алтая. Эту же проблему решали сотрудники Западно-Сибирского геолого-разведочного управления, занимавшиеся съемочными и поисковыми работами. Совместными усилиями были установлены крупные запасы магнетитовых и марганцевых руд, найдены месторождения каолиновых глин; результаты опубликованы в 1934-1937 гг. Изучению строительных материалов и флюсов были посвящены работы Урало-Кузнецкой экспедиции, которой руководил Ф. Левинсон-Лессинг. На территории Хакасии в 1931–1932 гг. исследовались меднорудные месторождения Ачинско-Минусинской геохимической экспедицией под руководством С. Курбатова. В 1936–1937 гг. на Алтае работала Ойротская комплексная экспедиция, научное руководство которой

reported the results of their study of the Chulym-Yenisei brown coal basin; P. Krasnopeeva provided a paleontological summary for two regions of Khakassia; V. Popov summarized the available data on the mineral resources of Evenkia, etc.

In 1930, a special commission for the study of Siberia, headed by A. Fersman, was set up by the Academy of Sciences in order to effectively organize scientific work. The academic expeditions became the main form of scientific activity to study natural resources of Siberia. In the early 1930s, the Academy of Sciences intensified work on the West Siberian Plain and began to focus specifically on the geology of its central part. The results of the expeditions of V. Sukachev and V. Gromov clarified the geological framework of this area. At the same time, geological survey was carried out in this area by parties of the West Siberian Directorate. Geological survey work was carried out through the joint efforts in the Ob-Irtysh interfluve. In 1931, the Ural-Kuznetsk Commission was established at the Presidium of the Academy of Sciences to coordinate work related to the development of the Ural-Kuznetsk Metallurgical During these years, the Altai-Kuznetsk Plant. petrographic-mineralogical expedition under the leadership of P. Lebedev worked in the Kuznetsk Alatau and Altai. The main task of the expedition was to study the iron ore deposits of Gornaya Shoria and occurrences of the manganese mineralization of the northern Altai. The same problem was solved by the staff of the West Siberian Geological Exploration Directorate, engaged in survey and prospecting work. Their joint efforts resulted in the discovery of large-sized deposits of magnetite and manganese ores, and kaolin clays. The results of these works were published in 1934–1937. The Ural-Kuznetsk expedition, led by F. Levinson-Lessing, was involved in a search for raw building materials and fluxes. In 1931-1932, copper ore deposits of Khakassia were explored by the Achinsk-Minusinsk geochemical expedition led by S. Kurbatov. In 1936–1937, the Oirot complex expedition conducted research activities in Altai, the scientific leadership of which was entrusted to V. Obruchev, and the geological teams were led by A. Churakov, G. Afanasyev, E. Ustiev, Yu. Arapov, K. Radugin and others. The research teams were engaged in geological, petrographic and geochemical studies of southeastern Altai, middle reaches of the Katun River, Katun and Kholzun ridges.

During these years, the major expeditions in East Siberia were mounted to the Baikal region, Buryatia and the present-day area of the Baikal-Amur Mainline. The Baikal geochemical expedition (N. Semenenko, B. Gavrusevich, and N. Prokopenko) was involved in conducting geochemical zoning and search for rare earth pegmatites. The objective of this research activity along осуществлял В. Обручев, а геологическими отрядами руководили А. Чураков, Г. Афанасьев, Е. Устиев, Ю. Арапов, К. Радугин и др.; отряды занимались геологическими, петрографическими и геохимическими исследованиями в юго-восточном Алтае, среднем течении р. Катуни, на Катунском и Холзунском хребтах.

На территории Восточной Сибири в эти годы наиболее крупные экспедиции были проведены в Прибайкалье, Бурятии и в районе ныне существующей Байкало-Амурской магистрали. Байкальская геохимическая экспедиция (Н. Семененко, Б. Гаврусевич и Н. Прокопенко) занималась геохимическим районированием и поисками пегматитов с редкоземельной минерализацией. На трассе БАМа работы велись в направлении изучения вечной мерзлоты и геологического строения района. Исследования мерзлоты, начатые в 1931 г. М. Сумгиным, получили широкий размах и содействовали развитию мерзлотоведения в Сибири. В 1931 г. Тулунский отряд под руководством Ф. Левинсона-Лессинга изучал выходы траппов на р. Ангаре; Левинсон-Лессинг занимался вопросами механизма внедрения трапповой магмы и пригодности траппов в качестве базальтового литья. В 1934 г. начала работать Байкальская комплексная экспедиция под общим руководством В. Обручева; в состав экспедиции входили три партии, которые вели геологические исследования в Тункинской впадине, в верховьях Чары и в прибрежной полосе Байкала. Результатом работ стало детальное геолого-петрографическое изучение берегов Байкала и перспектив нефтегазоносности. В 1933-1934 гг. в среднем течении р. Зеи работала геохимическая экспедиция с целью поиска месторождений редких элементов. Большие исследования вели экспедиции Геологического института АН в Прибайкалье. Экспедиции должны были способствовать прогрессу в решении тектонической проблемы «древнего темени Азии», в изучении геологического строения Оленёкско-Витимской горной страны, а также генезиса золоторудных месторождений Ленского района.

Среди других важных исследований, сделанных в 1930-е гг. в Восточной Сибири, заслуживают упоминания следующие. М. Поляков в 1936 г. изучал железорудные месторождения в восточных предгорьях Восточного Саяна. Н. Горностаев выполнил геолого-петрографическое исследование золоторудных месторождений северной части Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау и Забайкалья. В 1930-е гг. на севере Сибирской платформы работал В. Соболев, выполнивший обстоятельное геологическое и петрографо-минералогическое исследование трапповой провинции; им петрологически решена проблема происхождения траппов, исследованы вопросы кристаллизационной дифференциации базальтовой the BAM route was to study permafrost and the geological structure of the area. Studying the permafrost began in 1931 by M. Sumgin and rapidly progressed, thus allowing the science of permafrost to be developed in Siberia. In 1931, the Tulun crew led by F. Levinson-Lessing studied exposures of flood basalts on the Angara River. Levinson-Lessing studied the mechanism of intrusion of basaltic magmas and their suitability for basalt casting. The Baikal complex expedition under the leadership of V. Obruchev was organized in 1934. It is composed of three parties that conducted geological studies in the Tunka depression, in the upper reaches of the Chara River, and on the Lake Baikal coasts. The results of the expedition included a detailed study of geology, petrography and petroleum potential of the Lake Baikal coasts. In 1933-1934, a geochemical expedition was set up to search for rare earth element deposits in the middle reaches of the Zeya River. A large-scale research was carried out by expeditions of the Geological Institute of the Academy of Sciences in the Baikal region. The expeditions were supposed to contribute to solving the tectonic problem of the "ancient crown of Asia", to studying the geological structure of the Olenek-Vitim mountainous region, as well as the genesis of gold deposits in the Lena region.

Other important research accomplishments of the 1930s in East Siberia are listed below. In 1936, M. Polyakov explored iron ore deposits in the eastern foothills of the Eastern Sayan. N. Gornostaev performed a geological and petrographic study of gold deposits in the northern part of the Yenisei Ridge, Kuznetsk Alatau, and Transbaikalia. In the 1930s, V. Sobolev carried out a detailed geological and petrographic-mineralogical study of the flood basalt province in the north of the Siberian Platform; he provided petrological evidence for the origin of flood basalts, studied the problem of crystallization differentiation of basaltic magma, and described a number of rare rocks and minerals. During these years, S. Obruchev explored the more southern part of the platform, along the Podkamennaya Tunguska, Angara and Yenisei Rivers; the results of his studies were published in 1932-1933 in the two-volume monograph "Tunguska Basin (Southern and Western Part)". From 1930, a group of Tomsk geologists led by L. Shorokhov explored the central regions of this basin along the Nizhnyaya Tunguska River and its tributaries. He provided the first detailed summary of the geology and mineral resources of the Nizhnyaya Tunguska River and the entire Tunguska coal basin. In the early 1930s, N. Shatsky studied the main tectonic features of the Siberian Platform, the Eastern Arctic and the Baikal region. His tectonic schemes of Siberia were of great importance. At the same time, D. Korzhinsky studied the Precambrian of Eastern Siberia on the Aldan Shield,

магмы, описан ряд редких пород и минералов. В более южной части платформы, по рр. Подкаменной Тунгуске, Ангаре и Енисею в эти и более ранние годы проводил исследования С. Обручев; результаты были опубликованы в 1932–1933 гг. в двухтомной монографии «Тунгусский бассейн (южная и западная часть)». Изучением центральных районов этого бассейна по р. Нижней Тунгуске и ее притокам занималась с 1930 г. группа томских геологов во главе с Л. Шороховым. Он дал первую развернутую сводку по геологии и полезным ископаемым р. Нижней Тунгуски и Тунгусскому угленосному бассейну в целом. В начале 1930-х гг. Н. Шатский рассмотрел основные черты тектоники Сибирской платформы, Восточной Арктики и Прибайкалья; предложенные им схемы тектонического строения Сибири сыграли огромную роль. Д. Коржинский в это же время изучал докембрий Восточной Сибири на Алданском щите, Становом хребте и Прибайкалье; помимо практических вопросов (предсказания обнаружения месторождений флогопита), он сделал крупный вклад в метаморфическую петрологию и теорию метасоматоза, обосновал выделение минералогических фаций глубинности, установил закономерности флюидного режима при гранитизации и др. Геологию и петрографию метаморфических пород Прибайкалья и Витимского района в 1930-е гг. изучал А. Арсеньев. Обширные геолого-съемочные работы в Забайкалье проводились М. Тетяевым, Н. Флоренсовым, Ю. Шейнманном, П. Клевенским, Б. Максимовым, Д. Соколовым, П. Налетовым и др. Такие же работы в южной части Сибирской платформы выполняли М. Одинцов, В. Филиппченко, Г. Крашенинников и др. М. Тетяев указал на ведущую роль тектоно-магматических процессов в формировании структуры западного Забайкалья; им открыт ряд месторождений. Н. Флоренсов составил структурнотектоническую схему Восточного Саяна, выделив две зоны: внешнюю антиклинальную, сложенную докембрием, и внутреннюю синклинальную, где развит палеозой и мезозой. П. Налетов в структуре югозападного Забайкалья выделил докембрийский жесткий блок хребта Хамар-Дабан и зону каледонской складчатости. Гранитоиды Восточного Забайкалья в связи с их рудоносностью детально исследовались И. Сморчковым. Магматические породы юго-восточной части Восточных Саян изучал Н. Соболев. В 1936 г. В. Лодочников опубликовал монографию «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие», которая в значительной степени была основана на результатах многолетних исследований в Восточном Саяне; книга детально характеризует как месторождения асбеста, так и вопросы серпентинизации гипербазитов.

Stanovoy Range, and in the Baikal region. In addition to practical issues [e.g., phlogopite deposits were discovered from his predictions], he made a major contribution to metamorphic petrology and the theory of metasomatism, worked out the theory of mineralogical depth facies, established variations in the fluid regime during granitization, etc. The geology and petrography of metamorphic rocks in the Baikal region and the Vitim region were studied by A. Arsenvev in the 1930s. Largescale geological survey of Transbaikalia was carried out by M. Tetyaev, N. Florensov, Y. Sheinmann, P. Klevensky, B. Maksimov, D. Sokolov, P. Naletov, and others. The same activities in the southern part of the Siberian Platform were performed by M. Odintsov, V. Filippchenko, G. Krasheninnikov, and others. M. Tetyaev emphasized the leading role of tectonomagmatic processes in the formation of the structural framework of western Transbaikalia and discovered a number of deposits. N. Florensov proposed a structuraltectonic scheme of the Eastern Sayan, where he distinguished two zones: the outer anticlinal zone, composed of the Precambrian, and the inner synclinal zone made up of Paleozoic and Mesozoic deposits. P. Naletov identified the Precambrian rigid block of the Khamar-Daban ridge and the Caledonian folding zone in the structure of southwestern Transbaikalia. I. Smorchkov studied ore mineralization of granitoids of Eastern Transbaikalia. N. Sobolev studied igneous rocks of the southeastern part of the Eastern Sayan. In 1936, V. Lodochnikov published the results of his multi-year research in the Eastern Sayan in the monograph "The Ilchir Serpentines and Serpentinites". This book provides a detailed characterization of asbestos deposits discusses problems of serpentinization and of hyperbasites. In 1939, A. Vologdin published a geological map of the southern part of the Krasnoyarsk Territory. A. Churakov conducted a study of the Proterozoic in the northwestern part of the Eastern Sayan. In his study of the post-Jurassic intrusions of the Aldan region, Yu. Bilibin first confirmed the relationship between gold mineralization and Mesozoic magmatism [Zaporozhchenko, 1977a, 1977b; Zemtsov et al., 1980; History..., 1980; VSEGEI..., 1982; Molyavko et al., 1985; Krylov et al., 1988; Nevolin et al., 1997].

The first attempts to find oil and gas in Siberia were made in the prewar period and I. Gubkin pioneered the exploration for Siberian oil. V. Sobolev and A. Burov provided a rigorous scientific basis for the search for diamond deposits in East Siberia.

In the sections above, we presented only a summary of all research activities undertaken by state-run geological organizations and the Academy of Sciences. The results of this research endeavor highlighted the fact that Siberia is one of the world's richest areas in terms В 1939 г. А. Вологдин издал геологическую карту южной части Красноярского края. А. Чураков провел исследование протерозоя северо-западной части Восточного Саяна. Ю. Билибин изучил послеюрские интрузии Алдана; он впервые для этого района доказал связь золотого оруденения с мезозойским магматизмом [Запорожченко, 1977а, 19776; Земцов и др., 1980; История... 1980; ВСЕГЕИ... 1982; Молявко и др., 1985; Крылов и др. 1988; Неволин и др., 1997].

В предвоенное же время начались первые работы по поискам месторождений нефти и газа; у истоков сибирской нефти стоял И. Губкин. В. Соболевым и А. Буровым были обоснованы научные предпосылки для поисков месторождений алмазов в Восточной Сибири.

Нами перечислена только небольшая часть всех исследований, выполненных государственными геологическими организациями и Академией наук. Таким образом, очевидно, что Сибирь по обилию и разнообразию полезных ископаемых является одной из богатейших территорий мира. Еще в 1934 г. в Томске был опубликован трехтомный труд «Полезные ископаемые Западно-Сибирского края», в котором констатировалось, что уже в то время сибирскими геологами была создана база для металлургической промышленности. До войны в Западной и Центральной Сибири было открыто большое число и определены запасы крупных месторождений различных рудных полезных ископаемых: Норильское, Сорское, Тейское, Ирбинское, Горно-Шорские, Колгутинское и др.; месторождения угля в Кузбассе, Назаровское и Бородинское – в Красноярском крае и др. В Восточной Сибири разведаны и оконтурены Черемховское и Буреинское месторождения угля, Ангаро-Илимские железорудные месторождения, Мамско-Чуйский мусковитоносный район, Забайкальская золотоносная провинция (Балейское месторождение и др.), в Нерчинском районе обнаружены большие запасы полиметаллических руд, в Джидинском районе открыты крупные молибденвольфрамовые месторождения и т.п. Поток новых палеонтологических материалов способствовал разработке стратиграфии всех геологических систем. Крупные успехи геологии и геокартирования позволили в 1937 г. составить геологическую карту СССР в масштабе 1:5000000 под редакцией Д. Наливкина. В 1940 г. составлена карта в масштабе 1:2 500 000. Было начато составление геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000 на 177 листах; систематическое издание «Геология СССР». Эти работы свидетельствовали об огромном прогрессе, достигнутом за несколько десятков лет в познании геологического строения страны.

of mineral resources. The three-volume work "Mineral Resources of the West Siberian Territory" published in 1934 in Tomsk stated that Siberian geologists had established at that time the basis for the metallurgical industry. Numerous large-sized ore deposits with proved reserves were discovered in West and Central Siberia before the Great Patriotic War. These are the Norilskoe, Sorskoe, Teyskoe, Irbinskoe, Gorno-Shorskiye, Kolgutinskoe ore deposits; coal deposits in the Kuznets Basin, Nazarovskoe and Borodinskoe deposits in the Krasnoyarsk Territory, etc. The Cheremkhovskoe and Bureinskoe coal deposits, the Angara-Ilim iron ore deposits, the Mama-Chuya muscovite-bearing field, the Trans-Baikal gold-bearing province [Baleyskoe and other deposits] were explored and delineated in East Siberia. Huge reserves of polymetallic ores were discovered in the Nerchinsk region; large-sized molybdenum and tungsten deposits were discovered in the Dzhida region. A wealth of new fossil evidence considerably contributed to a further elaboration of the stratigraphy of all geological systems. The rapid progress of geology and mapping provided a possibility of building a geological map of the USSR at a scale of 1:5,000,000 under the editorship of D. Nalivkin in 1937. One more map was drawn at a scale of 1:2,500,000 in 1940. These years witnessed the preparation of a geological map of the USSR at a scale of 1:1,000,000 on 177 sheets and the beginning of the systematic publication of a multi-volume work "The Geology of the USSR". These advances testify to the enormous progress made over the decades in understanding the geological structure of the country.

Великая Отечественная война и послевоенные годы

Великая Отечественная война прервала эти исследования. Геологические коллективы, эвакуированные из Москвы и Ленинграда, и местные геологи были полностью ориентированы на обеспечение оборонной промышленности минеральным сырьем, в первую очередь углем, железной, марганцевой и полиметаллическими рудами; огромное значение имела разведка и добыча золота. Самоотверженный труд геологов стал частью общей победы. После Отечественной войны геологи активно включились в восстановление народного хозяйства. Геологические организации претерпели несколько преобразований, были созданы новые структуры. В Новосибирске и Иркутске организуются филиалы Академии наук с геологическими институтами.

Основной задачей геологического сектора, созданного в Новосибирске в составе Горно-геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР, было изучение полезных ископаемых. Руководителем сектора был назначен М. Коровин, бывший профессор Томского политехнического института, приложивший много сил для обоснования перспектив нефтегазоносности Западной Сибири. Помимо проблем нефтеносности, геологи изучали также рудные месторождения с упором на геотектоническое районирование и связь с магматизмом в Алтае-Саянской области; в работах участвовали В. Кузнецов, Г. Пинус, Г. Поспелов, В. Кляровский и др. В Иркутске исследования коллектива геологического института направлялись на выяснение перспектив Восточной Сибири на марганец, алмазы, нефть, газ и уголь; важное место занимало также изучение подземных вод. Н. Флоренсов, Н. Логачев и Е. Кравченко определили перспективы нефтегазоносности, изучили стратиграфию, тектонику и генезис мезозойских впадин Прибайкалья и Забайкалья; Е. Павловский, П. Хренов и др. уточнили стратиграфию протерозоя Восточной Сибири, составили геологическую карту Икатского месторождения марганца; М. Одинцов, Н. Флоренсов и П. Хренов выполнили металлогенический анализ Восточной Сибири; И. Белов, А. Шмонов и др. провели изучение основных и ультраосновных пород Саяно-Байкальской горной области на предмет их возможной алмазоносности; В. Ляхович описал кимберлитоподобные породы Чадобецкого поднятия и траппы южной части Сибирской платформы; Г. Пальшин, Ю. Тржицинский и др. выполнили исследование оползней, селей и термокарста в Восточной Сибири; Е. Ткачук, Е. Пиннекер и др. изучили подземные воды Иркутской области [Павлов, 1994] и т.п.

Great Patriotic War and post-war period

These studies had almost ceased during the Great Patriotic War. Geological teams evacuated from Moscow and Leningrad, and local geologists were together focused on providing the defense industry with mineral resources, primarily coal, iron, manganese and polymetallic ores. At the same time, gold exploration and mining was of primary importance. The tireless and dedicated work of geologists became their contribution to the final victory of Soviet people in the Great Patriotic War. In the post-war period, geologists were actively involved in the restoration of the national economy. Reorganization of geological institutions and agencies established new national organizations, e.g., the branches of the Academy of Sciences with geological institutes were founded in Novosibirsk and Irkutsk.

The main task of the Mining and Geological Institute of the West Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences established in Novosibirsk was the study of mineral resources. M. Korovin, a former professor at the Tomsk Polytechnic Institute, who put a lot of effort into substantiating the hydrocarbon potential of West Siberia, was appointed as a head of the institute. Besides the problems of hydrocarbon potential, geologists were also engaged in the study of ore deposits with an emphasis on geotectonic zoning and their relation to magmatism in the Altai-Sayan region. These studies performed by V. Kuznetsov, were G. Pinus. G. Pospelov, V. Klyarovsky and others. The staff of the Geological Institute in Irkutsk was focused on the determination of prospects for manganese, diamonds, oil, gas and coal in East Siberia. Scientific studies of groundwater were also taken as a priority. N. Florensov, N. Logachevn and E. Kravchenko evaluated the hydrocarbon potential, studied the stratigraphy, tectonics and genesis of the Mesozoic depressions in the Baikal region and Transbaikalia; E. Pavlovsky, P. Khrenov and others added some refinements to the Proterozoic stratigraphy of East Siberia and compiled a geological map of the Ikat manganese deposit; M. Odintsov, N. Florensov, and P. Khrenov performed metallogenic analysis of East Siberia; I. Belov, A. Shmonov and others performed a study of the diamond content of basic and ultrabasic rocks of the Sayan-Baikal mountain region; V. Lyakhovich described the kimberlite-like rocks of the Chadobets uplift and flood basalts of the southern Siberian platform; G. Palshin, Yu. Trzhitsinsky and their colleagues carried out a study of mudslides, thermokarst and slope processes in East Siberia; E. Tkachuk, E. Pinneker and others investigated groundwater in the Irkutsk region [Pavlov, 1994].

В 1947 г. была создана Якутская научно-исследовательская база Академии наук; ее директором стал Н. Цытович. В состав базы входил сектор геологии, научным консультантом которого был назначен Д. Коржинский. В 1949 г. база была преобразована в Якутский филиал АН.

Сотрудники Томского университета после возвращения к мирному труду продолжили геологические исследования территории Западной Сибири. В 1944–1945 гг. В. Хахловым, Л. Рагозиным и С. Шацким составлена геологическая карта северовосточной части Томской области. В 1947-1948 гг. А. Ананьев выполнил регионально-геологические исследования в Чулымо-Кемчугском районе и дал оценку нефтегазоносности палеозойско- мезозойских отложений; одновременно он изучал меловые растения юго-восточных окраин Западно-Сибирской низменности и по палеоботаническим данным расчленил отложения региона на два отдела. В. Ивания в 1944 г. приступила к исследованию девонских кораллов на юге Сибири; она выделила особую Алтае-Саянскую палеобиографическую область их обитания, дала схему зонального расчленения девона по кораллам, что позволило уточнить стратиграфию девона Западной Сибири. Обстоятельное изучение подземных вод Западной Сибири провел М. Кучин; им сделан вывод о широком развитии на этой территории типичных нефтяных вод. В 1949-1954 гг. В. Хахлов монографически изучил ископаемую флору Тунгусского угленосного бассейна и разработал основы стратиграфической корреляции каменноугольных отложений по палеоботаническим данным [Земцов и др., 1980].

В Томском политехническом институте послевоенный прогресс в геологических исследованиях был связан, прежде всего, с именами Ю. Кузнецова, Ф. Шахова, К. Радугина, Л. Халфина, А. Кузьмина, А. Сивова, А. Белицкого, А. Аксарина, В. Нуднера, Ю. Казанского и др. Ю. Кузнецов в это время начал работу, связанную с проблемой фациальности магматических пород. В 1949 г. он опубликовал труд, развивающий идеи Усова, под названием «Схема фаций магматических классификации пород». В 1955 г. он пришел к выводу о целесообразности выделения генетических типов рудоносных интрузий, обосновав это на примере железооруденения габбро-гранитных ассоциаций. Большой комплекс исследований по изучению флоры и фауны Кузбасса вел Л. Халфин. Его многолетние исследования в основном охватывали пелецеподы ордовика и верхнего палеозоя, девонские брахиоподы Алтая и Кузбасса и др. Рассматривая характеристику фаун в рамках систем и отделов, Л. Халфин смог уточнить границы девона; его труды дали возможность подразделить The Yakutia scientific research center of the Academy of Sciences under the leadership of N. Tsytovich was established in 1947. D. Korzhinsky was appointed as a scientific advisor of the geology sector, as part of this center. In 1949, the center was reorganized into the Yakutia Branch of the Academy of Sciences.

Geologists from the Tomsk University, after returning to peaceful work, continued geological research in West Siberia. In 1944–1945, V. Khakhlov, L. Ragozin, and S. Shatsky compiled a geological map of the northeastern part of the Tomsk region. In 1947-1948, A. Ananyev performed regional geological studies in the Chulym-Kemchug region and evaluated the petroleum potential of Paleozoic-Mesozoic deposits. At the same time, he studied the Cretaceous plant remains from the southeastern margin of the West Siberian Lowland and proposed paleobotanically-based subdivision of the sedimentary successions of the region into two parts. The first studies of Devonian corals from southern Siberia were performed by V. Ivania in 1944. She distinguished a specific Altai-Sayan paleogeographic region of their habitat and proposed a zonal subdivision scheme of the Devonian based on corals, which allowed a refinement of the Devonian stratigraphy of West Siberia. Based on the results of his detailed study of groundwater, M. Kuchin suggested the widespread occurrence of typical oil formation waters in West Siberia. In 1949-1954, Khakhlov published a monograph describing the fossil flora from the Tunguska coal basin, which provided the basis for the stratigraphic correlation of Carboniferous deposits based on paleobotanical data [Zemtsov et al., 1980].

At the Tomsk Polytechnic Institute, important advances in geological research in the post-war period were associated primarily with the names of Yu. Kuznetsov, F. Shakhov, K. Radugin, L. Halfin, A. Kuzmin, A. Sivov, A. Belitsky, A. Aksarin, V. Nudner, Yu. Kazansky, and others. During this period, Yu. Kuznetsov began to study the problem of igneous rock facies. In 1949, he published a book further elaborating the ideas of Usov, which was entitled "Scheme for the Classification of Igneous Rock Facies." In 1955, he suggested to distinguish genetic types of orebearing intrusions, using the iron mineralization in gabbro-granite associations as an example. L. Khalfin conducted a long-term study on flora and fauna of the Kuznetsk Basin, including Ordovician and Upper Paleozoic pelecypods, Devonian brachiopods of Altai and Kuznetsk Basin, etc. The characteristics of faunas from different systems and divisions were used by L. Khalfin to revise the boundaries of the Devonian. The results of his studies laid the basis for the subdivision of coal-bearing deposits of the Kuznetsk Basin into series, formations and subformations, which was reflected in угленосные отложения Кузбасса на серии, свиты и подсвиты, что нашло отражение в стратиграфической схеме Кузбасса 1956 г. Ф. Шахов в эти годы сосредоточился на проблеме образования скарново-метасоматических месторождений и вопросах взаимодействия магмы и вмещающих пород. В 1950-е гг. Ф. Шахов занимался систематикой рудных месторождений с использованием формационного принципа; он разработал теоретические основы гидротермального жилообразования. К. Радугин открыл в годы войны Усинское месторождение марганцевых руд; в послевоенный период он изучал стратиграфию и тектонику складчатых районов юга Западной Сибири с акцентом на геологические формации; плодотворно занимался стратиграфией позднего докембрия Сибири. Основатель сибирской геофизической школы магнито- и гравиметрии Д. Миков сделал существенный вклад в теорию интерпретации данных магниторазведки.

В 1945-1955 гг. в Сибири, особенно в южной части, начали довольно широко практиковать среднемасштабное геологическое картирование. В это же время были выполнены разнообразные тематические работы, связанные с составлением сводных специальных и прогнозных карт. Большое развитие к 1950-м гг. приобрели обобщающие картографические работы. Для территории СССР были вновь составлены геологические карты в масштабах 1:5000000 и 1:2500000. В среднем масштабе в эти годы изданы геологические карты крупных регионов, таких как Алтай, Алтае-Саянская складчатая область, Кузбасс, Енисейский кряж, Байкальская горная область, Забайкалье, Алдан, бассейн Вилюя, западная часть Сибирской платформы и др. В 1957 г. вся территория страны была закартирована в масштабе 1:1 000 000 [Кузнецов, 1982; Межеловский и др., 1982; Яншин, 1982]. В эти же годы были составлены тектонические карты для многих регионов, а в 1953 г. под редакцией Н. Шатского были изданы геологическая и тектоническая карты СССР в масштабе 1:4 000 000. Это стало основой для дальнейшего целеустремленного геологического изучения страны и обеспечения правильного направления в поисках полезных ископаемых. Много было сделано в области палеонтологического (в том числе палинологического) обоснования стратиграфии континентальных, в первую очередь угленосных толщ разного возраста, широко распространенных на территории Сибири, в изучении литологии и фациального состава осадочных пород, как необходимой предпосылки для прогноза осадочных полезных ископаемых. Широкий размах получили геофизические исследования особенно Западно-Сибирской низменности, в Иркутском амфитеатре и западной Якутии.

the 1956 stratigraphic scheme of the Kuznetsk Basin. During these years, F. Shakhov studied the formation of skarn-metasomatic deposits and magma-host rock interactions. In the 1950s, a key focus of F. Shakhov's research was the systematics of ore deposits on the basis of the formation principle; he developed the theoretical foundations of hydrothermal vein formation. In the war period, K. Radugin discovered the Usa manganese ore deposit; in the post-war period, he studied the stratigraphy and tectonics of the folded regions of southern West Siberia, with an emphasis on geological formations and the Late Precambrian stratigraphy of Siberia. The founder of the Siberian geophysical school of gravimetry and magnetics, D. Mikov, made a significant contribution to the theory of the interpretation of magnetic survey data.

In 1945–1955, medium-scale geological mapping was performed in Siberia, especially in its southern part. Another major research endeavor was initiated at this time to conduct composite thematic and forecast mapping. By the 1950s, generalized cartographic activities were being developed as well. The geological maps of the USSR were revised and updated at scales of 1:5,000,000 and 1:2,500,000. The medium-scale mapping was performed during this period in the Altai region and Altai-Sayan folded area, Kuznetsk Basin, Yenisei Ridge, Baikal mountain region, Transbaikalia, Aldan, Vilyui basin, and western Siberian platform. In 1957, mapping at a scale of 1: 1,000,000 was completed over the entire territory of the country [Kuznetsov, 1982; Mezhelovsky et al., 1982; Yanshin, 1982]. During these years, tectonic maps were made for many regions. Geological and tectonic maps of the USSR at a scale of 1:4,000,000 were published under the editorship of N. Shatsky in 1953. This became the basis for further targeted geological exploration of the country, pointing out the right direction and providing fundamental guidelines for prospecting for mineral deposits. Major activities were conducted in the field of paleontological [including palynological] substantiation of the stratigraphy of continental, primarily coal-bearing strata of different ages that are widely developed in Siberia, as well as in the study of the lithology and facies composition of sedimentary rocks, as a necessary prerequisite for the prediction of sedimentary mineral deposits. Geophysical methods became a widely used tool, especially in the West Siberian Lowland, Irkutsk Amphitheater, and western Yakutia. As stratigraphic drilling became more widely used in the country, it required mapping the deep structure of the study areas. As a result, a set of 24 maps of West Siberia were developed in this period.

A series of monograph publications that focus on the geological structure of large regions of the USSR, e.g.,

В стране начинает широко внедряться опорное бурение; в связи с этим начали составляться карты, отражающие глубинное строение территорий. Одними из первых были составлены в эти годы 24 карты по Западной Сибири.

В 1950-е гг. появились обобщающие монографии, освещающие геологическое строение крупных регионов СССР, в частности Алтая, Забайкалья и Алданского щита и др. Важным событием в теоретической и прикладной геологии стало издание монографий: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» под редакцией А. Бетехтина в 1953 г., «Общая тектоника» В. Белоусова в 1948 г., «Основы исторической геологии» Н. Страхова в 1948 г., «Четвертичный период в Советской Арктике» В. Сакса в 1948 г., «Диатомовый анализ» А. Криштофовича в 1949-1950 гг., «Условия образования флиша» Н. Вассоевича в 1951 г., «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР» под редакцией Ю. Половинкиной в 1952 г., «Геология северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития» А. Яншина в 1953 г., «Геотектонические основы поисков нефти» В. Хаина в 1954 г., «Учение о фациях: географические условия образования осадков» Д. Наливкина в 1955–1956 гг., «Условия накопления угленосных формаций СССР» Г. Крашенинникова в 1957 г., «Геология Алтая» В. Нехорошева в 1958 г., «Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие» Ю. Пущаровского в 1959 г. и многие другие. В 1958 г. издана трехтомная монография «Геологическое строение СССР» и начато 15-томное издание «Основ палеонтологии» под редакцией Ю. Орлова; в 1949 г. завершено издание многотомного «Атласа руководящих форм ископаемой фауны СССР».

В 1950-е гг. в Сибири разведчики недр достигли замечательных результатов. Открыты крупнейшие месторождения, в частности Кия-Шалтырское месторождение нефелиновых руд, Горевское свинцово-цинковое месторождение, месторождения кобальта, никеля, ртути, полиметаллов в Туве, Удоканское месторождение медных руд и другие, произведена разведка и значительно увеличены запасы многих полезных ископаемых.

В эти и последующие годы усилия геологов привели к тому, что Сибирь стала важнейшей минерально-сырьевой базой страны. Крупнейшие месторождения с большими запасами коксующихся углей разведаны в Кузбассе; неограниченные запасы энергетического топлива найдены в районах центральной и Восточной Сибири и Якутии, что позволяет считать Сибирь одной из крупнейших угленосных провинций мира. Открытие Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции сделало Сибирь главной базой страны по добыче нефти и газа. Altai, Transbaikalia, Aldan Shield, etc., appeared in the 1950s. The publication of the following monographs can be seen as milestones in theoretical and applied geology: "Main problems in the Study of Magmatic Ore Deposits" edited by A. Betekhtin in 1953, "General Tectonics" by V. Belousov in 1948, "Fundamentals of Historical Geology" by N. Strakhov in 1948, "Quaternary Period in the Soviet Arctic" by V. Saks in 1948, "Analysis of Diatoms" by A. Krishtofovich in 1949–1950, "Conditions for the Formation of Flysch" by N. Vassoevich in 1951, "Petrology and Mineralogy of Some Ore Regions of the USSR", by Yu. Polovinkina in 1952, "Geology of the Northern Aral Sea Region. Stratigraphy and History of Geological Development" by A. Yanshin in 1953, "Geotectonic Foundations of Oil Exploration" by V. Khain in 1954, "The Doctrine of Facies: Geographical Conditions for the Formation of Sediments" by D. Nalivkin in 1955-1956, "Depositional Conditions of Coal-Bearing Formations of the USSR" by G. Krasheninnikov in 1957, "Geology of Altai" by V. Nekhoroshev in 1958, "Marginal Troughs, Their Tectonic Structure and Development" bv Yu. Pushcharovsky in 1959, etc. A three-volume monograph "Geological Structure of the USSR" was published in 1958 and a 15-volume work "Fundamentals of Paleontology" edited by Yu. Orlov was launched in the same year. The publication of the multi-volume "Atlas of the Guide Forms of the Fossil Fauna of the USSR" was completed in 1949.

The most remarkable achievements of exploration geologists and prospectors in Siberia during the1950s include the discovery of the largest Kiya-Shaltyr nepheline ore deposit, the giant Gorevskoye Pb-Zn deposit, a number of cobalt, nickel, mercury, polymetallic deposits in Tuva, the Udokan deposit of copper ores, etc. These exploration activities resulted in additions to mineral reserves.

Through the continuous efforts of geologists in these and subsequent years, Siberia became the major mineral resource base of the country. The largest discoveries, including coking coal deposits of the Kuznetsk Basin, as well as major fossil fuel deposits of Central and East Siberia and Yakutia, allowed us to consider Siberia one of the world's largest coal-bearing provinces. The discovery of the West Siberian oil and gas province made Siberia the main base of oil and gas production in the country. In addition, East Siberia was proved to have high prospects for petroleum resources. The discovery of iron ore deposits in southern West Siberia, Krasnoyarsk Territory, and southern Yakutia broadened significantly the feedstock base for Siberian metallurgical plants. Several other major discoveries were diamond deposits in Yakutia, Talnakhskoe and Oktyabrskoe copper-nickel deposits in the Norilsk Определены высокие перспективы получения нефти и газа в Восточной Сибири. Значительно расширилась железорудная база сибирских металлургических заводов за счет месторождений юга Западной Сибири, Красноярского края, южной Якутии и др. Открыты крупнейшие месторождения алмазов в Якутии, Талнахское и Октябрьское медно-никелевые месторождения в Норильском районе, Озерное и Холодненское месторождения свинцово-цинковых руд в Бурятии и др.

В Сибири существовали мощные территориальные геологические управления Министерства геологии (Тюменское, Новосибирское, Томское, Западно-Сибирское, Красноярское, Иркутское, Якутское, Читинское и Бурятское), и при каждом из них были тематические партии или экспедиции, которые вели обобщение материалов. Кроме того, Мингео имело в Тюмени, Новосибирске, Иркутске большие научноисследовательские институты, выполнявшие комплекс разнообразных геологических и геофизических работ. Все исследования велись с привлечением сотрудников Академии наук и учебных институтов.

Сибирское отделение Академии наук

В 1957 г. было организовано Сибирское отделение Академии наук и в его составе – Институт геологии и геофизики. Основателями Института геологии и геофизики были А. Трофимук (директор), А. Яншин, В. Соболев, Ю. Кузнецов, В. Кузнецов, Б. Соколов, Н. Пузырев, В. Сакс и Э. Фотиади (рис. 3). В этом же году в Иркутске были организованы в составе Восточно-Сибирского филиала СО АН Институт геохимии, который возглавил Л. Таусон, и Институт земной коры, директором которого стал М. Одинцов; Институт геологии (директор И. Рожков) был создан также в Якутске. В 1950-х же годах был организован в Новосибирске Сибирский научно-исследовательский Институт геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии. Аналогичный институт был создан в Иркутске. Интенсивно развивались геологические управления, был организован ряд крупных геофизических трестов. Все это чрезвычайно усилило и расширило геологическое исследование Сибири.

Институт геологии и геофизики был создан как первое комплексное академическое учреждение в науках о Земле. В сферу его деятельности входили исследования по палеонтологии, стратиграфии, геоморфологии, тектонике, петрографии, минералогии, полезным ископаемым, геохимии и геофизике. По разрабатываемым научным проблемам он координировал работы всех геологических учреждений филиалов Сибирского отregion, Ozernoe and Kholodnenskoe lead and zinc ore deposits in Buryatia, etc.

Very competent territorial geological departments of the Ministry of Geology (Tyumen, Novosibirsk, Tomsk, West Siberian, Krasnoyarsk, Irkutsk, Yakutsk, Chita and Buryat) with thematic parties or expeditions involved in consolidation of the materials. B were established in Siberia. In addition, the Ministry of Geology had a number of large scientific research institutes in Tyumen, Novosibirsk, and Irkutsk that carried out a range of geological and geophysical research activities. The research was performed with the participation of employees of the Academy of Sciences and educational institutes.

Siberian Branch of the Academy of Sciences

The Siberian Branch of the Academy of Sciences and the Institute of Geology and Geophysics as its part were established in 1957. The founders of the Institute of Geology and Geophysics were A. Trofimuk (director), A. Yanshin, V. Sobolev, Y. Kuznetsov, V. Kuznetsov, B. Sokolov, N. Puzyrev, V. Saks, and E. Fotiadi (Fig. 3). In this year, the Institute of Geochemistry (director L. Tauson) and the Institute of the Earth's Crust (director M. Odintsov) in Irkutsk, the Institute of Geology (director I. Rozhkov) in Yakutsk were created as part of the East Siberian Affiliate of the Siberian Branch, the Academy of Sciences. In the 1950s, the Siberian Scientific Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources of the Ministry of Geology was organized in Novosibirsk and a similar institute was created in Irkutsk. Provincial geological directorates and large geophysical trusts were organized as the custodians of the original data. All these measures were taken to ensure the expansion of geological exploration of Siberia.

The Institute of Geology and Geophysics was established as the first multidisciplinary academic institution in the field of the Earth sciences. Among the institute's principal activities include basic research in paleontology, stratigraphy, geomorphology, tectonics, petrography, mineralogy, mineral resources, geochemistry and geophysics. The institute provided coordination of research activities and initiatives of all geological institutions affiliated within the Siberian деления АН. Потребовалось немного лет, чтобы Институт геологии и геофизики и другие институты геолого-геофизического профиля начали выполнять крупнейшие фундаментальные исследования мирового уровня и приобрели большой авторитет. Branch of the Academy of Sciences. It took a few years for the Institute of Geology and Geophysics and other geological and geophysical institutes to gain world-class basic research capacity.



Рис. 3. Основатели Института геологии и геофизики Сибирского отделения РАН Справа налево: А.А. Трофимук, В.А. Кузнецов, Ю.А. Кузнецов, Б.С. Соколов, В.С. Соболев, И.В. Лучицкий, Н.Н. Пузырев, В.Н. Сакс, А.Л. Яншин, Э.Э. Фотиади

Fig. 3. Founders of the Institute of Geology and Geophysics of the Siberian Branch, Russian Academy of Sciences From right to left: A.A. Trofimuk, V.A. Kuznetsov, Yu.A. Kuznetsov, B.S. Sokolov, V.S. Sobolev, I.V. Luchitsky, N.N. Puzyrev, V.N. Saks, A.L. Yanshin, E.E. Fotiadi

В частности, в Институте геологии и геофизики по сибирским материалам установлен самый полный разрез верхнего докембрия, который является эталоном для всего Северного полушария. На основе изучения сибирских разрезов введены существенные коррективы в международные стратиграфические шкалы. Разработаны методы прогноза запасов нефти и газа, доказана промышленная нефтеносность палеозоя Сибири. Геологам Сибирского отделения АН принадлежит приоритет в открытии газогидратных залежей. Разрабатывая теоретические аспекты эволюции осадочных формаций, геологи Сибирского отделения развили основы научного прогнозирования условий для формирования месторождений калийных солей и фосфорсодержащих руд. Разработана формационная классификация месторождений; выяснены геохимические связи оруденения с типом

For example, the most complete section of the Upper Precambrian which is currently used as a standard for the Northern Hemisphere was first established in Siberia at the Institute of Geology and Geophysics. Based on the study of the Siberian sections, significant revisions were introduced to the international stratigraphic scales. The commercial oil potential of the Paleozoic of Siberia was confirmed using methods for predicting oil and gas reserves that were developed at the institute. Geologists of the Siberian Branch of the Academy of Sciences pioneered the discovery of gas hydrate deposits. The theoretical aspects of the evolution of sedimentary formations developed by the geologists from the Siberian Branch were used for predicting conditions of the formation of potash and phosphorus-containing mineral deposits. Classification of formation-type deposits was proposed. The geochemical relationship магматизма. Теоретические исследования метаморфизма горных пород позволили выяснить термодинамические условия минералообразования в земной коре и верхней мантии, разработать учение о метаморфических фациях, сформулировать принципы их выделения и составить ряд карт метаморфических фаций для разных территорий. Созданы карты и монографические описания тектоники докембрия всех континентов; на основе геофизической информации составлена тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. Сибирь дала богатый материал для суждений о связи тектоники и рудогенеза, тектоники и угленакопления, нефтеобразования и др. Выполнены палеогеоморфологические реконструкции формирования рельефа Сибири. Особое развитие получили исследования по региональному изучению строения земной коры и верхней мантии на основе комплекса геофизических методов. Благодаря этим работам получен огромный объем новых данных по глубинному строению Западно-Сибирской низменности, Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей. Геофизиками Сибирского отделения АН предложены новые вибросейсмические методы определения физических характеристик геологических объектов в сложнопостроенных средах. Впечатляющие результаты были получены и в других институтах Сибирского отделения.

Заключение

За три века геологические исследования в Сибири получили огромное развитие. На смену почти полному незнанию о геологическом строении территории и первым маршрутам по неизведанным просторам азиатской России пришли детальные полномасштабные работы, ведущиеся в академических институтах. На смену отдельным энтузиастам пришли мощные коллективы, оснащенные техникой и современными знаниями. Широкое развитие научных учреждений в Сибири не только количественно, но и качественно повлияло на прикладные геологические работы, подняв их на более высокий и результативный уровень. Фундаментальная геологическая наука внесла существенный вклад в раскрытие потенциала Сибири.

Подводя итог, можно констатировать, что за сравнительно короткое время в геологическом изучении Сибири и освоении ее минеральных богатств был достигнут огромный прогресс. Прогресс был достигнут как в решении научных, так и производственных задач, в геолого-съемочных и геолого-разведочных работах, в открытии новых месторождений полезных ископаемых и обосновании перспектив between mineralization and the type of magmatism was established. A number of theoretical studies of rock metamorphism were performed to understand the thermodynamic conditions of mineral formation in the earth's crust and upper mantle, to develop the doctrine of metamorphic facies, to formulate the underlying principles of facies identification, and to build a number of metamorphic facies maps for different regions. Maps and monographs illustrating Precambrian tectonics of all the continents were published. The available geophysical data were used to construct a tectonic map of Siberia and the Russian Far East. The study of Siberia provided rich information to help us interpret the relationship between tectonics and ore genesis, tectonics and coal accumulation, oil generation and so on. Paleogeomorphological reconstructions of the formation of the Siberian relief were performed. Regional studies on the structure of the earth's crust and upper mantle using integrated geophysical methods became widely used. Through these efforts a wealth of new data became available on the deep structure of the West Siberian Lowland, Siberian Platform and adjacent folded areas. Geophysicists of the Siberian Branch of the Academy of Sciences elaborated new vibroseismic methods for the determination of the physical characteristics of geological objects in structurally complex media. The other institutes of the Siberian Branch also showed impressive results in their research efforts.

Conclusions

The past three centuries have witnessed the outstanding development of geological studies of Siberia. The continued lack of understanding of the geological structure of the study area and the first routes over the wide open spaces of Asian Russia gave way to an unprecedented, large-scale research effort conducted by academic institutes. Few enthusiasts inspired large teams of researchers equipped with technology and modern knowledge. The rapid and strong development of scientific institutions in Siberia not only quantitatively, but also qualitatively influenced the applied geological studies, bringing them to a higher and more productive level. The geological science made a significant contribution to unlocking the potential of Siberia.

By summarizing what has been done so far, it can be stated that in a relatively short time, substantial progress was made in the geological study of Siberia and in the development of its mineral wealth. Marked progress was also achieved in solving scientific and industrial problems, in geological survey and exploration, in the search for new mineral deposits and substantiation of the их обнаружения [Трофимук, 1974; Геологические..., 1978; Межеловский и др., 1982; Крылов и др., 1988; Гурари, 1989; Хренов, 1989; Фундаментальные... 1990; Сухарина и Запорожский, 1993; Неволин и др., 1997; Рувинский и др., 1997; Трофимук и др., 1997]. В настоящее время важнейшие минеральные ресурсы России находятся в Сибири: месторождения нефти, газа, угля, железных, полиметаллических и медно-никелевых руд, агроруд, золота, алмазов и др. prospects for their discovery [Trofimuk, 1974; Geological..., 1978; Mezhelovsky et al., 1982; Krylov et al., 1988; Gurari, 1989; Khrenov, 1989; Fundamental..., 1990; Sukharina, Zaporozhsky, 1993; Nevolin et al., 1997; Ruvinsky et al., 1997; Trofimuk et al., 1997]. At present, Siberia possesses a wealth of mineral resources, the largest in Russia: oil, gas, coal, iron, polymetallic and copper-nickel ores, agronomic ores, gold, diamonds, etc.

Список источников

Бархатова Н.Н. Вклад Всесоюзного географического общества в отечественную геологию // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 3. М. : Изд. АН СССР, 1953. С. 45–75.

Бархатова Н.Н. Геологические исследования русского географического общества (1845–1917 гг.). М. ; Л. : Изд. АН СССР, 1955. 108 с.

Воскресенская Н.А., Соколов Н.Н. Адольф Генрихович Ржонсницкий // Ученые геологического комитета. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 13. М. : Изд. АН СССР, 1971. С. 135–143.

ВСЕГЕИ в развитии геологической науки и минерально-сырьевой базы страны 1882–1982 // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 314. Л. : Недра, 1982. 284 с.

Геологические исследования в развитии производительных сил Восточной Сибири за 60 лет (1917–1977). Иркутск : Вост.-Сиб. филиал СО АН СССР, 1978. 88 с.

Гранин А.Н. Из истории минералогических исследований Сибири // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5. М. : Изд. АН СССР, 1956. С. 155–175.

Гурари Ф.Г. Об истории геологического изучения Западной Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 155–157.

Запорожченко А.А. История организации геологической науки и службы в Западной Сибири // Труды Института Геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 358. Новосибирск : Наука, 1977а. 143 с.

Запорожченко А.А. Организация геологических исследований в Сибири // Академия наук и Сибирь. Новосибирск : Наука, 19776. С. 73–85.

Земцов А.А., Ивания В.А., Иоганзен Б.Г., Кортусов М.П., Серебренников В.В. Развитие естественных наук в Томском университете. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1980. 172 с.

Ивания В.А., Ананьев А.Р. Развитие палеонтологии в Томске // Отечественная палеонтология за сто лет 1870–1970 гг. Л. : Наука, 1977. С. 90–95.

Иванов А.А. Павел Иванович Преображенский (1874–1944) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 19: Выдающиеся отечественные геологи. Л. : Наука, 1978. С. 142–158.

История геологического института АН СССР. Развитие института, его научные школы и библиография трудов. М. : Наука, 1980. 225 с.

Клеопов И.Л. Александр Лаврентьевич Чекановский. Л. : Наука, 1972. 108 с.

Корнутова Е.И. А.Л. Чекановский на севере восточной Сибири // А.Л. Чекановский. Сборник неопубликованных материалов А.Л. Чекановского, статьи о его научной работе. Иркутск, 1962. С. 35–40.

Коровин М.К. Геологические исследования по трассе Сибирской железной дороги в конце XIX и начале XX века // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5. М.: Изд. АН СССР, 1956. С. 71–88.

Крылов Г.В., Завалишин В.В., Козакова Н.Ф. Исследователи природы Западной Сибири. Новосибирск : Новосиб. кн. издво, 1988. 352 с.

Кузнецов Г.А. История геологического картирования Восточной Сибири и ее связь с развитием геологических наук // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 21: История геологического картирования. М. : Наука, 1982. С. 126–134.

Кузнецов Ю.А. Академик М.А. Усов – основоположник советской геологической школы в Сибири // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 23: Научное наследие М.А. Усова и его развитие. Новосибирск : Наука, 1984. С. 5–15.

Ламакин В.В. Первая геологическая съемка р. Ангары // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 2. М. : Изд. АН СССР, 1953. С. 225–230.

Лебедев А.П. Главнейшие этапы развития петрографии в дореволюционной России // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5. М. : Изд. АН СССР, 1956. С. 46–70.

Масайтис В.Л. Чекановский – первооткрыватель трапповой магматической провинции Восточной Сибири // Сборник неопубликованных материалов А.Л. Чекановского, статьи о его научной работе. Иркутск, 1962. С. 41–46.

Межеловский Н.В., Соколов Р.И., Кумпан А.С. Геологическая съемка и геологическая картография в СССР за 100 лет // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 21: История геологической картографии. М. : Наука, 1982. С. 157–165.

Милановский Е.Е. Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 23: Научное наследие М.А. Усова и его развитие. Новосибирск : Наука, 1984. С. 107–142.

Молявко Г.И., Франчук В.П., Куличенко В.Г. Геологи. Географы. Библиографический справочник. Киев : Наукова думка, 1985. 352 с.

Неволин В.А., Марков В.Н., Полушин А.В. Геологоразведчики Центральной Сибири. М. : Московская типография № 11, 1997. 298 с.

Нехорошев В.П. К истории геологических учреждений СССР // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 7. М. : Изд. АН СССР, 1958. С. 44–69.

Новомбергский Н.Я., Гольденберг Л.А., Тихомиров В.В. Материалы к истории разведки и поисков полезных ископаемых в Русском государстве в XVII в. (По документам Сибирского приказа) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 8. М. : Углетехиздат, 1959. С. 3–63.

Обручев В.А. Успехи геологического изучения Сибири в течение последних 50 лет и некоторые очередные задачи ближайшего будущего // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 12: К 100-летию со дня рождения Владимира Афанасьевича Обручева. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 100–115.

Павлов С.Ф. Институт земной коры СО РАН, 1949–1994. Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во АО «Норма плюс», 1994. 158 с.

Рувинский Л.Л., Баженов Г.Д., Житов А.В., Гурин Г.И. Новосибирские геофизики в истории открытия подземных богатств Западной Сибири. Новосибирск : Центральная геофизическая экспедиция, 1997. 227 с.

Сакс В.Н., Яншин А.Л. Деятельность Академии наук по изучению геологии и полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 3–28.

Сухарина А.Н., Запорожский Э.Ф. История поисков, разведки и освоения месторождений алюминиевого сырья в Западной Сибири. Новосибирск : Наука, 1993. 138 с.

Тихомиров В.В. Практическая геология в России в начале XIX века // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 1. М. : Изд. АН СССР, 1953. С. 36–76.

Тихомиров В.В. Геология в России первой половины XIX века. Ч. 1. М.: Изд. АН СССР, 1960. 228 с.

Тихомиров В.В. Геология в Академии наук (от Ломоносова до Карпинского) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 20. М. : Наука, 1979. 294 с.

Трофимук А.А. Важные уроки истории открытия Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 29–36.

Трофимук А.А., Борукаев Ч.Б., Вышемирский В.С., Гольдин С.В., Каныгин А.В., Кутолин В.А., Шарапов В.Н., Шацкий В.С. Основные направления геолого-геофизических исследований в СО РАН за 40 лет и их отражение в журнале «Геология и геофизика» // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 833–845

Фундаментальные науки – народному хозяйству : сб. статей / сост. В.М. Орлов, Л.Е. Черняк. М. : Наука, 1990. 725 с.

Хабаков А.В. Очерки по истории геолого-разведочных знаний в России. Ч. 1. М. : Изд. Моск. об-ва испытателей природы, 1950. 212 с.

Хренов П.М. 100-летие геологической службы Восточной Сибири // Советская геология. 1989. № 2. С. 2-8.

Чураков А.Н. Геологические и географические исследования В.А. Обручева в Сибири и Центральной Азии (дореволюционный период) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 2. М. : Изд. АН СССР, 1953. С. 20–39.

Яншин А.Л. Развитие геологического картирования в Сибири и его роль в решении проблем теоретической и практической геологии // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 21: История геологического картирования. М. : Наука, 1982. С. 119–123.

References

Barkhatova N.N. Vklad Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva v otechestvennuyu geologiyu [Contribution of the All-Union Geographical Society to Russian geology] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 3. Moscow: AN SSSR, 1953. pp. 45–75. In Russian

Barkhatova N.N. Geologicheskiye issledovaniya russkogo geograficheskogo obshchestva (1845–1917) [Geological Research of the Russian Geographical Society (1845–1917)]. Moscow-Leningrad: AN SSSR, 1955. 108 p. In Russian

Fundamental'nyye nauki - narodnomu khozyaystvu [Basic Sciences for the National Economy]. Moscow: Nauka, 1990. 725 p. In Russian

Churakov A.N. *Geologicheskiye i geograficheskiye issledovaniya V.A.Obrucheva v Sibiri i Tsentral'noy Azii (dorevolyutsionnyy period)* [Geological and geographical research by V.A. Obruchev in Siberia and Central Asia (pre-revolutionary period)]. Essays on the History of Geological Knowledge, issue 2. Moscow: AN SSSR, 1953. pp. 20–39. In Russian

Geologicheskiye issledovaniya v razvitii proizvoditel'nykh sil Vostochnoy Sibiri za 60 let (1917–1977) [Geological Research in the Development of the Productive Forces of East Siberia for 60 Years (1917–1977)]. Irkutsk: SO AN SSSR, 1978. 88 p. In Russian

Granin A.N. *Iz istorii mineralogicheskikh issledovaniy Sibiri* [From the history of mineralogical research in Siberia]. Essays on the History of Geological Knowledge, issue 5. Moscow: AN SSSR, 1955. pp. 155–175. In Russian

Gurari F.G. Ob istorii geologicheskogo izucheniya Zapadnoy Sibiri [On the history of geological exploration of West Siberia] // Geologiya i Geofizika [Russian Geology and Geophisics]. 1989. V. 6. pp. 155–157. In Russian

Istoriya geologicheskogo instituta AN SSSR. Razvitiye instituta, yego nauchnyye shkoly i bibliografiya trudov [History of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. Development of the Institute, Its Scientific Schools and Bibliography of Works]. Moscow: Nauka, 1980. 225 p. In Russian

Ivania V.A., Ananyev A.R. Razvitiye paleontologii v Tomske. Otechestvennaya paleontologiya za sto let 1870 – 1970 [Development of paleontology in Tomsk. Domestic Paleontology Over One Hundred Years, 1870–1970]. Leningrad: Nauka, 1977. pp. 90–95. In Russian

Ivanov A.A. Pavel *Ivanovich Preobrazhenskiy (1874–1944)* [Pavel Ivanovich Preobrazhensky (1874–1944)] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 19. Outstanding Russian Geologists. Leningrad: Nauka, 1978. 142–158. In Russian

Khabakov A.V. Ocherki po istorii geologo - razvedochnykh znaniy v Rossii [Essays on the History of Geological Exploration Knowledge in Russia. Part 1]. Moscow: MOIP, 1950. 212 p. In Russian

Khrenov P.M. 100-letiye geologicheskoy sluzhby Vostochnoy Sibiri [100th anniversary of the Geological Survey of East Siberia] // Soviet Geology. 1989. V. 2. pp. 2–8. In Russian

Kleopov I.L. Aleksandr Lavrent'yevich Chekanovskiy [Alexander Lavrentievich Chekanovsky]. Leningrad: Nauka, 1972. 108 p. In Russian

Kornutova E.I. A.L.Chekanovskiy na severe vostochnoy Sibiri [A.L.Chekanovsky in the north of East Siberia] // Collection of Unpublished Materials by A.L. Chekanovsky, Articles About His Scientific Work. Irkutsk: IZK SO AN, 1962. pp. 35–40. In Russian

Korovin M.K. *Geologicheskiye issledovaniya po trasse Sibirskoy zheleznoy dorogi v kontse XIX i nachale XX veka* [Geological research along the Siberian Railway route at the end of the 19th and beginning of the 20th centuries] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 5. Moscow: AN SSSR, 1956. pp. 71–88. In Russian

Krylov G.V., Zavalishin V.V., Kozakova N.F. *Issledovateli prirody Zapadnoy Sibiri* [Researchers of the Nature of West Siberia]. Novosibirsk: Nauka, 1988. 352 p. In Russian

Kuznetsov G.A. Istoriya geologicheskogo kartirovaniya Vostochnoy Sibiri i yeye svyaz' s razvitiyem geologicheskikh nauk [History of geological mapping of East Siberia in relation to the development of geological sciences] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 21. History of Geological Mapping. Moscow: Nauka, 1982. pp. 126–134. In Russian

Kuznetsov Yu.A. Akademik M.A. Usov – osnovopolozhnik sovetskoy geologicheskoy shkoly v Sibiri [Academician M.A. Usov as a founder of the Soviet geological school in Siberia] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 23. The Scientific Heritage of M.A. Usov and Its Development. Novosibirsk: Nauka, 1982. pp. 5–15. In Russian

Lamakin V.V. Pervaya geologicheskaya s"yemka r.Angary [The first geological survey of the Angara River] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 2. Moscow: AN SSSR, 1953. pp. 225–230. In Russian

Lebedev A.P. *Glavneyshiye etapy razvitiya petrografii v dorevolyutsionnoy Rossii* [The most important stages in the development of petrography in pre-revolutionary Russia] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 5. Moscow: AN SSSR, 1956. pp. 46–70. In Russian

Masaitis V.L. Chekanovskiy-pervootkryvatel' trappovoy magmaticheskoy provintsii Vostochnoy Sibiri [Chekanovsky is the discoverer of the trap igneous province of East Siberia] // Irkutsk: IZK SO RAN, 1962. pp. 41–46. In Russian

Mezhelovsky N.V., Sokolov R.I., Kumpan A.S. *Geologicheskaya s"yemka i geologicheskaya kartografiya v SSSR za 100 let* [Geological survey and geological cartography in the USSR over one hundred years] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 21. History of Geological Mapping, Moscow: Nauka, 1982. pp. 157–165. In Russian

Milanovsky E.E. *Pul'satsionnaya gipoteza geotektoniki, yeye stanovleniye i znacheniye dlya ponimaniya zakonomernostey razvitiya Zemli* [The pulsation hypothesis of geotectonics, its formation and significance for understanding the patterns of development of the Earth] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 23. The Scientific Heritage of M.A. Usov and Its Development. Novosibirsk: Nauka, 1984. pp. 107–142. In Russian

Molyavko G.I., Franchuk V.P., Kulichenko V.G. *Geologi. Geografy* [Geologists. Geographers]. Bibliographic Reference Book. Kyiv: Naukova Dumka, 1985. 352 p. In Russian

Nekhoroshev V.P. *K istorii geologicheskikh uchrezhdeniy SSSR* [The history of geological institutions of the USSR] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 7. Moscow: AN SSSR, 1958. pp. 44–69. In Russian

Nevolin V.A., Markov V.N., Polushin A.V. Geologorazvedchiki Tsentral'noy Sibiri [Exploration Geologists of Central Siberia]. Moscow: Moskovskaya tipografiya, 1997. 298 p. In Russian

Novombergsky N.Ya., Goldenberg L.A., Tikhomirov V.V. *Materialy k istorii razvedki i poiskov poleznykh iskopayemykh v Russkom gosudarstve v XVII v. (Po dokumentam Sibirskogo prikaza)* [Materials on the history of exploration and search for mineral deposits in the Russian State in the 17th century (based on documents of the Siberian Prikaz)] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 8. Moscow: Ugletekhizdat, 1959. pp. 3–63. In Russian

Obruchev V.A. Uspekhi geologicheskogo izucheniya Sibiri v techeniye poslednikh 50 let i nekotoryye ocherednyye zadachi blizhayshego budushchego [Success in geological exploration of Siberia over the past 50 years and some upcoming tasks for the near future] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 12. Moscow: AN SSSR, 1963. pp. 100–115. In Russian

Pavlov S.F. Institut zemnoy kory SO RAN, 1949–1994 [Institute of the Earth's Crust, SB RAS, 1949–1994]. Irkutsk: Norma Plus, 1994. 158 p. In Russian

Ruvinsky L.L., Bazhenov G.D., Zhitov A.V., Gurin G.I. Novosibirskiye geofiziki v istorii otkrytiya podzemnykh bogatstv Zapadnoy Sibiri [Novosibirsk Geophysicists in the History of the Discovery of Underground Resources in West Siberia]. Novosibirsk: Tsentralnaya Geofizicheskaya Ekspeditsiya, 1997. 227 p. In Russian

Saks V.N., Yanshin A.L. Deyatel'nost' Akademii Nauk po izucheniyu geologii i poleznykh iskopayemykh Sibiri i Dal'nego Vostoka [Activities of the Academy of Sciences in the study of geology and mineral resources of Siberia and the Russian Far East] // Geologiya i Geofizika [Soviet Geology and Geophisics]. 1974. V. 5. pp. 3–28. In Russian

Sukharina A.N., Zaporozhsky E.F. Istoriya poiskov, razvedki i osvoyeniya mestorozhdeniy alyuminiyevogo syr'ya v Zapadnoy Sibiri [The History of Prospecting, Exploration and Development of Deposits of Aluminum Raw Materials in West Siberia]. Novosibirsk: Nauka, 1993. 138 p. In Russian

Tikhomirov V.V. Prakticheskaya geologiya v Rossii v nachale XIX veka [Practical geology in Russia at the beginning of the 19th century] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 1. Moscow: AN SSSR, 1953. pp. 36–76. In Russian

Tikhomirov, V.V., 1960. Geologiya v Rossii pervoy poloviny 19 veka Geology in Russia in the First Half of the 19th Century. Part 1. Moscow: AN SSSR: 228 p. In Russian

Tikhomirov V.V. *Geologiya v Akademii Nauk (ot Lomonosova do Karpinskogo)* [Geology at the Academy of Sciences (from Lomonosov to Karpinsky)] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 20. Moscow: Nauka, 1979. 294 p. In Russian

Trofimuk A.A. Vazhnyye uroki istorii otkrytiya Zapadno-Sibirskoy neftegazonosnoy provintsii [Important lessons from the history of the discovery of the West Siberian petroleum province] // Geologiya i Geofizika [Soviet Geology and Geophisics]. 1974. V. 5, pp. 29–36. In Russian

Trofimuk A.A., Borukaev Ch.B., Vyshemirsky V.S., Goldin S.V., Kanygin A.V., Kutolin V.A., Sharapov V.N., Shatsky V.S. *Osnovnyye napravleniya geologo – geofizicheskikh issledovaniy v SO RAN za 40 let i ikh otrazheniye v zhurnale Geologiya i geofizika* [The main directions of geological and geophysical research in the Siberian Branch, Russian Academy of Sciences for 40 years and their representation in the journal Geology and Geophysics]. *// Geologiya i Geofizika* [Soviet Geology and Geophisics]. 1997. V. 38. No. 5. pp. 833–845.

Voskresenskaya N.A., Sokolov N.N. Adolf Genrikhovich Rzhonsnitskiy [Adolf Genrikhovich Rzhonsnitsky] // Scientists of the Geological Committee. Essays on the History of Geological Knowledge, issue 13. Moscow; Nauka, 1971. pp. 135–143. In Russian

VSEGEI v razvitii geologicheskoy nauki i mineral'no syr'yevoy bazy strany 1882–1982 [VSEGEI in the development of geological science and the country's mineral resource base 1882–1982] // Trans. VSEGEI, issue 314. Leningrad: Nedra, 1982. 284 p. In Russian

Yanshin A.L. Razvitiye geologicheskogo kartirovaniya v Sibiri i yego rol' v reshenii problem teoreticheskoy i prakticheskoy geologii [Development of geological mapping in Siberia and its role in solving problems of theoretical and practical geology] // Essays on the History of Geological Knowledge, issue 21. History of Geological Mapping. Moscow: Nauka, 1982. pp. 119–123. In Russian

Zaporozhchenko A.A. Istoriya organizatsii geologicheskoy nauki i sluzhby v Zapadnoy Sibiri [History of the organization of geological science and service in West Siberia] // Trans. IGG SO AN SSSR, issue 358. Novosibirsk: Nauka, 1977a. 143 p. In Russian Zaporozhchenko A.A. Organizatsiya geologicheskikh issledovaniy v Sibiri [Organization of geological research in Siberia]

Zaporoznenenko A.A. Organizatsiya geologicneskikh isstedovaniy v Sibiri [Organization of geological research in Siberia] Novosibirsk: Nauka, 1977b. pp. 73–85. In Russian

Zemtsov A.A., Ivania V.A., Ioganzen B.G., Kortusov M.P., Serebrennikov V.V.. *Razvitiye yestestvennykh nauk v Tomskom Universitete* [Development of Natural Sciences at Tomsk University]. Tomsk: Izd. Tomskogo Universiteta, 1980. 172 p. In Russian

Информация об авторах:

Ревердатто В.В., академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: rever@igm.nsc.ru

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

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

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

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

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

Статья поступила в редакцию 07.05.2024; одобрена после рецензирования 20.09.2024; принята к публикации 24.02.2025

The article was submitted 07.05.2024; approved after reviewing 20.09.2024; accepted for publication 24.02.2025

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2025. № 1

Редактор Ю.П. Готфрид Оригинал-макет А.И. Лелоюр Редактор-переводчик С.И. Гертнер Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

Для оформления обложки использована проекция Земного шара из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33. http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

> Подписано к печати 22.04.2025 г. Формат 60×84¹/₈. Гарнитура Times. Печ. л. 15,2; усл. печ. л. 14,1. Тираж 50 экз. Заказ № 6283. Цена свободная.

> > Дата выхода в свет 28.04.2025 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