

# ВЕСТНИК

ISSN 0869–7698

## ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

5

2024



НАУКА  
— 1727 —

# ВЕСТНИК

Научный журнал

Учредители

РАН

ДВО РАН

Журнал основан в 1932 г.

Издание прекращено в 1939 г.,

возобновлено в 1990 г.

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО  
ОТДЕЛЕНИЯ

РОССИЙСКОЙ  
АКАДЕМИИ  
НАУК

5 (237). 2024

## СОДЕРЖАНИЕ

### Науки о Земле и окружающей среде

*Дальневосточному геологическому институту ДВО РАН – 65 лет*

А.И. ХАНЧУК, И.А. ТАРАСЕНКО. Маршрут, где нет конечной точки: ДВГИ ДВО РАН от истоков до наших дней.....	5
Л.Г. БОНДАРЕНКО, О.П. СМЫШЛЯЕВА. Обзор местонахождений мезозойских рептилий Востока России и некоторые новые находки.....	9
Б.И. ПАВЛЮТКИН, И.Ю. ЧЕКРЫЖОВ, Т.И. ПЕТРЕНКО. Заключительный этап в эволюции позднекайнозойских флор тургайского экологического типа на территории Приморья.....	27
Т.А. ВЕЛИВЕЦКАЯ, А.В. ИГНАТЬЕВ, С.В. ВЫСОЦКИЙ, В.В. ЯКОВЕНКО. Изотопная аномалия серы в магматической сульфидной минерализации Мончегорского плутона как свидетельство процессов субдукции в архее.....	40
А.В. РУСЛАН, И.Ю. ЧЕКРЫЖОВ, А.М. ПАНИЧЕВ, Н.Ю. ПОПОВ. Формы нахождения редкоземельных элементов в туфогенных породах из районов активной геофагии в горах Сихотэ-Алиня (Приморский край, Россия).....	51
А.А. ГРЕБЕННИКОВА. Геологическая позиция и особенности состава, строения и генезиса золоторудных (с висмутовой минерализацией) месторождений Сихотэ-Алиня.....	62
Е.В. ПЕРЕВОЗНИКОВА, В.Т. КАЗАЧЕНКО. Геохимия и природа протолитов триасовых марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд Сихотэ-Алиня.....	83
П.П. САФРОНОВ, С.О. МАКСИМОВ, И.Ю. ЧЕКРЫЖОВ. Сферические формы вещества в минеральных комплексах Приморья.....	103
Е.А. ЭЛБАКИДЗЕ, А.В. РОМАНОВА. Использование метода главных компонент при интерпретации данных диатомового анализа голоценовых осадков озера Птичье (Южное Приморье).....	124
Л.О. УТЮПИН, М.А. УШКОВА, А.В. РОМАНОВА, С.П. ПЛЕТНЕВ, А.В. ПОСЕЛЮЖНАЯ. Применение методов рентгеновской микротомографии для выявления ранних диагенетических изменений раковин фораминифер.....	136

## Главный редактор вице-президент РАН академик РАН Ю.Н. КУЛЬЧИН

Заместитель главного редактора В.С. ЖЕРДЕВ

Ответственный секретарь Л.А. РУСОВА

### Редакционная коллегия:

- |   |   |
|---|---|
| акад. РАН А.В. АДРИАНОВ                             | – научный руководитель (президент) Национального научного центра морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток |
| чл.-корр. РАН Д.Л. АМИНИН                           | – зав. лабораторией Тихоокеанского института биоорганической химии им. Г.Б. Елякова ДВО РАН, Владивосток                    |
| д. б. н. В.Ю. БАРКАЛОВ                              | – главный научный сотрудник Федерального научного центра биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток |
| акад. РАН В.В. БОГАТОВ<br>(зам. главного редактора) | – главный ученый секретарь ДВО РАН, Владивосток   |
| чл.-корр. РАН С.Ю. БРАТСКАЯ                         | – зав. лабораторией Института химии ДВО РАН, Владивосток  |
| чл.-корр. РАН Б.А. ВОРОНОВ                          | – научный руководитель Института водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск  |
| чл.-корр. РАН С.В. ГНЕДЕНКОВ                        | – директор Института химии ДВО РАН, Владивосток   |
| чл.-корр. РАН А.А. ГОНЧАРОВ                         | – директор Федерального научного центра биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток                  |
| акад. РАН Е.И. ГОРДЕЕВ                              | – научный руководитель Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский                               |
| акад. РАН Н.А. ГОРЯЧЕВ                              | – директор Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан                |
| акад. РАН М.А. ГУЗЕВ                                | – директор Института прикладной математики ДВО РАН, Владивосток   |
| акад. РАН Г.И. ДОЛГИХ                               | – директор Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток                                |
| д.г.-м.н. О.В. ДУДАРЕВ                              | – главный научный сотрудник Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток               |
| акад. РАН Ю.Н. ЖУРАВЛЁВ                             | – научный руководитель Федерального научного центра биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток      |
| д.х.н. А.И. КАЛИНОВСКИЙ                             | – главный научный сотрудник Тихоокеанского института биоорганической химии им. Г.Б. Елякова ДВО РАН, Владивосток            |
| акад. РАН А.Г. КЛЫКОВ                               | – зав. отделом Федерального научного центра агроботехнологий Дальнего Востока им. А.К. Чайки, Уссурийск                     |
| акад. РАН Н.Н. КРАДИН                               | – директор Института истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока ДВО РАН, Владивосток                         |
| чл.-корр. РАН П.В. КРЕСТОВ                          | – директор Ботанического сада-института ДВО РАН, Владивосток  |
| чл.-корр. РАН С.П. КРЪЖАНОВСКИЙ                     | – заместитель председателя ДВО РАН, Владивосток   |
| акад. РАН В.Л. ЛАРИН                                | – научный руководитель Института истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока ДВО РАН, Владивосток             |
| д.б.н. А.С. ЛЕЛЕЙ                                   | – зав. лабораторией Федерального научного центра биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток         |
| д.х.н. А.Г. МИРОЧНИК                                | – зав. лабораторией Института химии ДВО РАН, Владивосток  |
| чл.-корр. РАН А.Ю. ОЗЕРОВ                           | – директор Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский   |
| чл.-корр. РАН Ю.М. ПЕРЕЛЬМАН                        | – зам. директора по научной работе Дальневосточного научного центра физиологии и патологии дыхания, Благовещенск            |
| чл.-корр. РАН С.В. ПРАНЦ                            | – зав. отделом Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток                            |
| акад. РАН В.И. СЕРГИЕНКО                            | – советник РАН, Владивосток   |
| акад. РАН В.А. СТОНИК                               | – научный руководитель Тихоокеанского института биоорганической химии им. Г.Б. Елякова ДВО РАН, Владивосток                 |
| чл.-корр. РАН Е.Я. ФРИСМАН                          | – научный руководитель Института комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан                              |
| акад. РАН А.И. ХАНЧУК                               | – научный руководитель Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Владивосток                                       |
| д.г.-м.н. Р.Б. ШАКИРОВ                              | – зам. директора по научной работе Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток        |

# VESTNIK

Scientific journal

OF THE FAR EAST BRANCH

Founders  
RAS  
FEB RAS

OF THE RUSSIAN  
ACADEMY  
OF SCIENCES

The journal was found in 1932  
The publication was discontinued in 1939,  
was resumed in 1990

5<sub>(237)</sub>. 2024

## CONTENTS

### Earth and environmental sciences

#### *The Far Eastern Geological Institute of the FEB RAS is 65 years old*

A.I. KHANCHUK, I.A. TARASENKO. Itinerary with no destination point: FEGI FEB RAS from the beginning to the present.....	5
L.G. BONDARENKO, O.P. SMYSHLYAEVA. Review of locations of mesozoic reptiles in Eastern Russia and some new finds.....	9
B.I. PAVLYUTKIN, I.Yu. CHEKRYZHOV, T.I. PETRENKO. Final evolutionary stage of late Cenozoic floras of the Turgay ecological type in Primorye .....	27
T.A. VELIVETSKAYA, A.V. IGNATIEV, S.V. VYSOTSKIY, V.V. YAKOVENKO. Sulfur isotope anomaly in magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk pluton as evidence of subduction processes in the Archean .....	40
A.V. RUSLAN, I.Yu. CHEKRYZHOV, A.M. PANICHEV, N.Yu. POPOV. Occurrence forms of rare-earth elements in tuffogenic rocks from active geofacies areas in the Sikhote-Alin Mountains (Primorsky Krai, Russia).....	51
A.A. GREBENNIKOVA. Geological position and features of the composition, structure and genesis of gold ore (with bismuth mineralization) deposits of Sikhote-Alin.....	62
E.V. PEREVOZNIKOVA, V.T. KAZACHENKO. Geochemistry and nature of the protoliths of Triassic manganese-silicate rocks and silicate-magnetite ores of the Sikhote-Alin.....	83
P.P. SAFRONOV, S.O. MAKSIMOV, I.Yu. CHEKRYZHOV. Spherical forms of matter in mineral complexes of Primorye .....	103
E.A. ELBAKIDZE, A.V. ROMANOVA. Data interpretation of principal component and diatom analyses of Holocene sediments from Ptichye Lake (Southern Primorye) .....	124
L.O. UTYUPIN, M.A. USHKOVA, A.V. ROMANOVA, S.P. PLETNEV, A.V. POSELYUZHNYAYA. Application of X-ray microtomography techniques to detect early diagenetic changes in foraminifera shells .....	136

**Chief Editor Yu.N. KULCHIN, Academician of RAS, Vice-President of RAS**

Deputy Chief Editor V.S. ZHERDEV

Executive Secretary L.A. RUSOVA

Editorial staff:

A.V. ADRIANOV, Academician of RAS	– Research Supervisor (President), A. V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, FEB RAS, Vladivostok
D.L. AMININ, Corresponding Member of RAS	– Chief of Laboratory, G.B. Elyakov Pacific Institute of Bioorganic Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
V.Y. BARKALOV, Doctor of Biological Sciences	– Principal Researcher, Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS, Vladivostok
V.V. BOGATOV, Academician of RAS (Deputy Chief Editor)	– Chief Scientific Secretary, FEB RAS, Vladivostok
S.Yu. BRATSKAYA, Corresponding Member of RAS	– Chief of Laboratory, Institute of Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
G.I. DOLGIKH, Academician of RAS	– Director, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok
O.V. DUDAREV, Doctor of Geological-Mineralogical Sciences	– Chief Researcher, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok
E.Ya. FRISMAN, Corresponding Member of RAS	– Research Supervisor, Institute of Complex Analysis of Regional Problems, FEB RAS, Birobidzhan
S.V. GNEDENKOV, Corresponding Member of RAS	– Director, Institute of Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
A.A. GONCHAROV, Corresponding Member of RAS	– Director, Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS, Vladivostok
E.I. GORDEEV, Academician of RAS	– Research Supervisor, Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky
N.A. GORYACHEV, Academician of RAS	– Director, N. A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan
M.A. GUZEV, Academician of RAS	– Director, Institute of Applied Mathematics, FEB RAS, Vladivostok
A.I. KALINOVSKY, Doctor of Chemistry	– Principal Researcher, G.B. Elyakov Pacific Institute of Bioorganic Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
A.I. KHANCHUK, Academician of RAS	– Research Supervisor, Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok
A.G. KLYKOV, Academician of RAS	– Head of the Department, Federal Scientific Center of Agrobiotechnology in the Far East named after A.K. Chaika, Ussuriysk
N.N. KRADIN, Academician of RAS	– Director, Institute of History, Archaeology and Ethnology of the Peoples of the Far East, FEB RAS, Vladivostok
P.V. KRESTOV, Corresponding Member of RAS	– Director, Botanical Garden-Institute, FEB RAS, Vladivostok
S.P. KRYZHANOVSKIY, Corresponding Member of RAS	– Deputy Chairman of FEB RAS, Vladivostok
V.L. LARIN, Academician of RAS	– Research Supervisor, Institute of History, Archaeology and Ethnography of the Peoples of the Far East, FEB RAS, Vladivostok
A.S. LELEJ, Doctor of Biological Sciences	– Chief of Laboratory, Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS, Vladivostok
A.G. MIROCHNIK, Doctor of Chemistry	– Chief of Laboratory, Institute of Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
A.Yu. OSEROV, Corresponding Member of RAS	– Director, Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky
Yu.M. PERELMAN, Corresponding Member of RAS	– Deputy Director for Science, Far Eastern Scientific Center of Physiology and Pathology of Respiration, Blagoveshchensk
S.V. PRANTS, Corresponding Member of RAS	– Head of the Department, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok
V.I. SERGIENKO, Academician of RAS	– Advisor of RAS, Vladivostok
R.B. SHAKIROV, Doctor of Geological-Mineralogical Sciences	– Deputy Director for Research, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok
V.A. STONIK, Academician of RAS	– Research Supervisor, G.B. Elyakov Pacific Institute of Bioorganic Chemistry, FEB RAS, Vladivostok
B.A. VORONOV, Corresponding Member of RAS	– Research Supervisor, Institute of Water and Ecological Problems, FEB RAS, Khabarovsk
Yu.N. ZHURAVLEV, Academician of RAS	– Research Supervisor, Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS, Vladivostok

Научно-публицистическая статья  
УДК [001+55](571.6)(09)

## Маршрут, где нет конечной точки: ДВГИ ДВО РАН от истоков до наших дней

А. И. Ханчук, И. А. Тарасенко✉

*Александр Иванович Ханчук*

академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, научный руководитель  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
khanchuk@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0003-0226-1493>

*Ирина Андреевна Тарасенко*

доктор геолого-минералогических наук, директор  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
director@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-4612-0708>

**Аннотация.** Дальневосточному геологическому институту ДВО РАН 4 сентября 2024 г. исполняется 65 лет. В предложенном сообщении приводятся краткие сведения об истории института, о текущих исследованиях, над которыми работают сотрудники, о приоритетных направлениях, проектах и планах развития.

**Ключевые слова:** ДВГИ ДВО РАН, история, научные направления, планы

**Для цитирования:** Ханчук А.И., Тарасенко И.А. Маршрут, где нет конечной точки: ДВГИ ДВО РАН от истоков до наших дней // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 5–8.

Scientific and journalistic article

## Itinerary with no destination point: FEGI FEB RAS from the beginning to the present

A. I. Khanchuk, I. A. Tarasenko

*Alexander I. Khanchuk*

Academician of RAS, Principal Adviser  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
khanchuk@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0003-0226-1493>

Irina A. Tarasenko  
Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Director  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
director@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-4612-0708>

**Abstract.** On September 4, 2024, the Far East Geological Institute FEB RAS PAH will celebrate its 65<sup>th</sup> anniversary. Brief information about the Institute's history, current investigations, research priorities, projects and development plans are given in the introductory message.

**Keywords:** FEGI FEB RAS, history, research fields, projects

**For citation:** Khanchuk A.I., Tarasenko I.A. Itinerary with no destination point: FEGI FEB RAS from the beginning to the present. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):5–8. (In Russ.).

В далеком 1959 г. в городе Владивостоке был организован Дальневосточный геологический институт – первый академический институт на Дальнем Востоке. С тех пор он прошел долгий путь развития и преобразований. Благодаря труду, таланту и преданности сотрудников институт стал одной из ведущих научных организаций России, внесших значительный вклад в развитие геологической науки и минерально-сырьевой базы нашей страны.

Первым директором института была назначена доктор геолого-минералогических наук, впоследствии член-корреспондент АН СССР Екатерина Александровна Радкевич. С начала своей деятельности Дальневосточный геологический институт был ориентирован на изучение геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Под руководством Е.А. Радкевич и команды первых исследователей – Ивана Николаевича Говорова, Льва Николаевича Хетчикова, Михаила Геннадьевича Органова, Алексея Александровича Маракушева, Андрея Максимильяновича Смирнова, Менделя Наумовича Грамма, Виктора Израилевича Шульдинера – была создана крепкая основа для будущих достижений. Широкое развитие получили исследования в области геохимии, петрографии, минералогии, стратиграфии, палеонтологии, тектоники и металлогении. Институт развернул работы в различных районах Дальнего Востока и сопредельных стран – КНР и КНДР, приступил к систематическому изучению шельфа дальневосточных морей.

В 1975 г. директором института стал Валентин Григорьевич Моисеенко (с 1997 г. – академик РАН). В этот период значительно расширилась приборная база института, активно проводились экспериментальные исследования, направленные на изучение поведения золота в различных геологических обстановках. Эти исследования способствовали разработке новых методов извлечения благородных металлов и принесли значительные экономические результаты. Одним из основных и ответственных направлений научной деятельности ученых и сотрудников ДВГИ ДВНЦ АН СССР в этот период являлось решение задачи, поставленной партией и правительством: разработка программы научно-исследовательских и поисковых работ в восточной части зоны БАМ, исследование закономерностей размещения полезных ископаемых и определение перспектив поисков олова, вольфрама и других полезных ископаемых в новом интенсивно осваиваемом районе Дальнего Востока.

С 1979 по 1986 г. институт возглавлял Алексей Дмитриевич Щеглов (с 1992 г. – академик РАН). Его руководство ознаменовалось усилением сотрудничества с производственными геологическими организациями и достижением значительных результатов в изучении месторождений благородных металлов. В этот период институт не только продолжал укреплять свои научные позиции, но и активно внедрял результаты своих исследований в практику. Многие научные разработки были приняты организациями Министерства геологии СССР для оценки разведанных запасов золота и серебра, что подтверждает их высокую прикладную ценность. Под его руководством продолжилось развитие научных исследований по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса и прилегающих морских акваторий, были подготовлены важные коллективные монографии.

В период руководства Вадима Георгиевича Хомича (1986–1988) сохранилась тенденция подготовки крупных научно-исследовательских обобщений, охватывающих новые данные по геологии, петрологии, тектонике и металлогении Тихоокеанской окраины Азии, активно развивались международные научные связи.

С 1988 по 1993 г. институтом руководил Иван Яковлевич Некрасов. В это время значительное внимание уделялось экспериментальным исследованиям по растворимости платины и золота в различных средах. Была создана специализированная лаборатория, где создавались модели гидротермального минералообразования. Данные исследования способствовали глубокому пониманию процессов формирования месторождений благородных металлов и активно использовались в геологической практике. Продолжились также полномасштабные исследования по геологии и геодинамике Мирового океана, что было частью государственной программы «Мировой океан».

Период руководства Александра Ивановича Ханчука (1994–2016 гг.) можно назвать эпохой масштабных научных и организационных достижений. Институт значительно расширил свою научную базу и углубил исследования по геодинамике, магматизму и металлогении Востока России. В этот период был взят курс на ревизию представлений о тектонике Дальнего Востока с позиций концепции литосферных плит, что позволило открыть новые горизонты в понимании геологических процессов региона.

Особое внимание было уделено созданию мощного аналитического центра, оснащенного современной высокоточной аппаратурой, который действовал как центр коллективного пользования, предоставляя возможность проводить полный комплекс исследований горных пород и минералов, включая определение легких изотопов и редкоземельных элементов. Благодаря этим усилиям институт стал лидером в области аналитических исследований и укрепил свои позиции на международной арене.

Помимо этого, под редакцией А.И. Ханчука была издана двухтомная коллективная монография «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России», которая стала важным научным вкладом в мировую науку. Также в этот период институт активно участвовал в международных научных проектах, что способствовало развитию международного сотрудничества и обмену опытом с ведущими научными учреждениями мира.

С 2017 по 2022 г. ДВГИ ДВО РАН возглавлял Игорь Александрович Александров. В этот период институт продолжил традиции научных исследований, заложенные предыдущими поколениями ученых, и укрепил свои позиции в международном научном сообществе, активно участвуя в международных грантах и проектах.

С 2022 г. Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН руководит доктор геолого-минералогических наук Ирина Андреевна Тарасенко.

В настоящее время ДВГИ ДВО РАН сосредоточен на фундаментальных и прикладных исследованиях в области геологии и металлогении Востока Азии и прилегающей части Тихоокеанского бассейна. Он включает научно-исследовательские отделы, занимающиеся исследованиями широкого спектра – от анализа минералогических особенностей, магматизма и метаморфизма в зоне перехода континент–океан до изучения экзогенных геодинамических процессов и сейсмической активности на Сахалине.

Институт активно адаптируется к современным вызовам, связанным с изменением технологического уклада мира и санкциями, введенными недружественными странами, уделяя особое внимание исследованию редких и благородных металлов, таких как титан, вольфрам, литий и бериллий, а также поиску новых типов полезных ископаемых на Дальнем Востоке.

ДВГИ ДВО РАН остается важным научным центром, который сохраняет свою историю и традиции. Переступив порог своего 65-летия, институт уверенно смотрит в будущее – впереди захватывающие перспективы развития. Сочетая мудрость опытных ученых с энергией молодых исследователей, институт готовится к новому этапу своей истории, полному амбициозных целей и инновационных проектов.

В ближайшие годы ДВГИ ДВО РАН сосредоточит свой потенциал на решении стратегических задач, поставленных руководством страны. Ключевой среди них станет повышение геологической изученности Дальнего Востока и Арктики. Используя накопленный опыт и передовые технологии, ученые института будут разрабатывать новые методы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, создавать инновационные геолого-картографические модели и совершенствовать технологии мониторинга опасных геологических процессов.

Особое внимание будет уделено цифровизации геологических данных и внедрению современных методов их анализа. Молодая команда исследователей возьмется за разработку

эффективных алгоритмов и программных средств для интерпретации больших массивов геологической информации, что откроет новые горизонты в прогнозировании месторождений.

Среди значимых направлений исследований изучение палеоклимата Востока Азии, оценка климатических рисков Дальнего Востока и Арктики, а также разработка технологий комплексного освоения техногенного сырья. Ученые института займутся поиском инновационных способов использования углей. Внимание будет уделено исследованию агрономического сырья Дальнего Востока. Планируется создать новые продукты для устойчивого сельского хозяйства, включая экологически чистые удобрения и почвенные ремедианты.

Дальневосточный геологический институт планирует расширять свое участие в международных проектах, активнее привлекая молодых ученых к работе над российскими и зарубежными грантами. Укрепление связей с индустриальными партнерами и органами власти Дальнего Востока откроет новые возможности для внедрения научных разработок в реальный сектор экономики.

Несмотря на масштабность и сложность поставленных задач, коллектив института полон оптимизма и готовности к новым свершениям. Как образно выразился один из ученых института, путь в науке – это «маршрут, где нет конечной точки». И действительно, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, подобно кораблю, продолжает свое путешествие по бескрайнему океану знаний, открывая новые горизонты и внося значительный вклад в развитие науки и экономики восточного форпоста России.

Обзорная статья  
УДК 568.(15+16+19):551.76  
DOI: 10.31857/S0869769824050011  
EDN: HQGZBA

## Обзор местонахождений мезозойских рептилий востока России и некоторые новые находки

Л. Г. Бондаренко<sup>✉</sup>, О. П. Смышляева

*Лиана Григорьевна Бондаренко*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
li\_bond@mail.ru  
<https://orsid.org/0000-0002-1383-9986>

*Ольга Петровна Смышляева*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
olgasmysh@mail.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-8029-8315>

**Аннотация.** В статье приводится обзор более 80 всех известных местонахождений мезозойских рептилий востока России, открытых за последние 100 с лишним лет. С начала нового тысячелетия значительно увеличился прирост новых данных и находок динозавров в районах Красноярского края, Забайкальского края, Бурятии, Амурской области и ихтиозавров на севере Сибири, Чукотке и в Южном Приморье. Дальнейшие поиски в этих и вновь обнаруженных местонахождениях позволят ученым-палеонтологам составить более детальное представление об органическом мире древних эпох мезозоя и дать более точные систематические определения представителям класса Reptilia.

**Ключевые слова:** триас, юра, мел, ихтиозавры, динозавры, Южное Приморье, Амурская область, Чукотка, Сахалин, Сибирь

**Для цитирования:** Бондаренко Л.Г., Смышляева О.П. Обзор местонахождений мезозойских рептилий востока России и некоторые новые находки // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 9–26. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050011>

**Благодарности.** Авторы выражают огромную благодарность к.г.-м.н. Ю.Л. Болотскому, руководителю лаборатории палеонтологии ИГиП ДВО РАН, который на протяжении многих лет возглавляет крупномасштабные исследования динозавров в Амурской области, за помощь в приобретении опыта извлечения и обработки костного материала, а также заместителю директора Приморского океанариума Д.Л. Петруку, нашему коллеге к.г.-м.н. А.М. Попову и заведующему Музеем ННЦМБ ДВО РАН В.К. Покровскому за организацию полевых выездов и помощь в сборе палеонтологического материала на о-ве Русский. Мы искренне благодарны д.г.-м.н. Ю.Д. Захарову за ценные замечания и советы, что позволило значительно улучшить подачу и оформление материала статьи. Особую благодарность выражаем профессору Я. Накаджиме (Ya. Nakajima, Япония) за помощь в определении костных остатков морских рептилий ладинского возраста.

# Review of locations of mesozoic reptiles in Eastern Russia and some new finds

L. G. Bondarenko, O. P. Smyshlyaeva

*Liana G. Bondarenko*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

li\_bond@mail.ru

<https://orcid.org/0000-0002-1383-9986>

*Olga P. Smyshlyaeva*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

olgasmysh@mail.ru

<https://orcid.org/0000-0002-8029-8315>

**Abstract.** The article provides an overview of more than 80 of all known locations of Mesozoic reptiles in eastern Russia, discovered over the last hundred-plus years. Since the beginning of the new millennium, the increase in new data and finds of dinosaurs in the regions of the Krasnoyarsk Territory, Transbaikal Territory, Buryatia, Amur Region and ichthyosaurs in the north of Siberia, Chukotka and Southern Primorye has increased significantly. Further searches in these and newly discovered locations will allow paleontologists to form a more detailed picture of the organic world of the ancient Mesozoic eras and give more accurate systematic definitions of representatives of the class Reptilia.

**Keywords:** Triassic, Jurassic, Cretaceous, ichthyosaurs, dinosaurs, Southern Primorye, Amur region, Chukotka, Sakhalin, Siberia

**For citation:** Bondarenko L.G., Smyshlyaeva O.P. Review of the locations of Mesozoic reptiles in Eastern Russia and some new finds. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024; (5):9–26. (In Russ.).  
<http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050011>

**Acknowledgments.** The authors express their deep gratitude to Ph.D. Yu.L. Bolotsky, head of the paleontology laboratory of the Institute of Geology and Pediatrics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, who for many years has been leading large-scale research on dinosaurs in the Amur region, for his invaluable experience in extracting and processing bone material, as well as Deputy Director of the Primorsky Oceanarium D.L. Petruk, our colleague Ph.D. A.M. Popov and the head of the Museum of the NSCMB FEB RAS V.K. Pokrovsky for organizing field trips and assistance in collecting paleontological material on the Russian island. We are sincerely grateful to Dr. Yu.D. Zakharov for the valuable comments and advice, which made it possible to significantly improve the presentation and design of the material. We express special gratitude to Professor Ya. Nakajima (Japan) for his help in identifying the bone remains of marine reptiles of Ladin age.

Территория России традиционно считается местом обитания многочисленных представителей класса Reptilia, живших в мезозойскую эру. На востоке находки рептилий, как в виде отдельных костей, так и полных скелетов встречались в разное время при проведении геолого-съёмочных, поисковых и иных работ. Проблема заключается в том, что от этих животных, живших около 250–65 млн лет назад, часто довольно крупных, в геологической летописи сохранилось не так много остатков и в основном это разрозненные зубы и кости. Полные скелеты встречаются в исключительных случаях, сразу становясь предметом бурных обсуждений. Наибольшее количество находок приходится буквально на последние 30 лет, и эти места привлекают пристальное внимание как широкой общественности, так и узких специалистов в области палеонтологии, особенно палеонтологии позвоночных.

Составлено большое количество справочного и обзорного материала, в котором размещена вся информация по обнаруженным ископаемым рептилиям. Однако каждый год благодаря стараниям геологов и людей, просто увлеченных палеонтологией, увеличивается число находок и расширяется их география. В этом отношении восток России является уникальным местом, поскольку на этих территориях в мезозое физико-географическая обстановка способствовала расселению как морских, так и наземных видов рептилий. Они появились здесь не одновременно: остатки мезозойских морских рептилий известны начиная с триаса, а самое древнее местонахождение наземных динозавров относится к середине юрского периода. Авторы статьи принимали непосредственное участие в обнаружении остатков и тех, и других; имеющийся в нашем распоряжении некоторый материал позволяет нам планировать дальнейшие исследования в данной области. Изучая триасовые разрезы Южного Приморья и определяя встречающиеся здесь виды таких групп морской фауны, как конodontы и аммоноидеи, мы периодически сталкиваемся с необходимостью предварительно идентифицировать и сопутствующие находки позвоночных. Чаще всего для этой цели привлекаются узкие специалисты в этой области из Японии (Ya. Nakajima) и европейской части России (М.С. Архангельский и Н.Г. Зверьков), мы же своими определениями беспозвоночных и микрофауны можем подтвердить или уточнить возраст вмещающих толщ. Все эти находки морских рептилий требуют дальнейшего изучения и в настоящее время хранятся и готовятся к экспозиции в Приморском океанариуме. Близость с Приморьем Амурской области, где имеется богатейшее местонахождение верхнемеловых наземных рептилий, позволила нам принять участие в раскопках, проводимых в 2022 г., и собрать небольшой материал, который, хоть и не является уникальным, но представляет собой научную ценность, и сейчас он хранится в музее Дальневосточного геологического института (ДВГИ ДВО РАН). В данной публикации рассматриваются только позвоночные класса Reptilia, приводится обзор всех известных и некоторых новых их местонахождений в пределах восточной части России (рис. 1).

## Триас

**Индский ярус.** На юго-западной окраине Омолонского массива Колымы, в верховье рек Омолон и Большая Гарманда [1] в отложениях индского яруса обнаружены наиболее древние триасовые морские рептилии, точнее обычно не идентифицируемые, представленные остатками некоторых разрозненных костей.

**Оленекский ярус.** В Южном Приморье на мысе Житкова (о-в Русский) среди верхнеоленекских отложений встречаются находки представителей *Ichthyosauromorpha – Ichthyopterygia* indet. [2].

**Анизийский ярус.** На Омолонском массиве Колымы в бассейне рек Русская–Омолонская, найден позвонок анизийской рептилии [1].

В Южном Приморье все анизийские находки ихтиозавров в настоящее время приурочены к прибрежным разрезам о-ва Русский. Так, в водораздельной части района бухты Парис (вблизи трассы) найден фрагмент челюсти ихтиозавра *Tholodus* cf. *schmidti* Meyer [3], ящера со сферическими коронками зубов давяще-дробящего типа [4]. В районе мыса Ахлестышева среди анизийских отложений обнаружены два небольших (около 1,5 см) шестиугольных позвонка *Ichthyopterygia* indet. A [5]. В районе залива Богдановича на поверхности расколотой штормом каменной плиты размерами 140 × 60 × 40 см обнажились остатки грудной клетки, включающие в анатомической последовательности двенадцать губчатых ребер, идентифицированных как *Reptilia* indet. cf. *Ichthyopterygia* A (рис. 2, а) [5]. На мысе Вятлина были обнаружены остатки другой грудной клетки, принадлежащей рептилии среднего или крупного размера, предварительно идентифицированной как *Ichthyopterygia* indet. B. Здесь на поверхности двух каменных плит размером 90 × 80 см установлены фрагменты единого экземпляра. Остатки ребер более мелкой рептилии, встреченной на мысе Вятлина и определенной как *Reptilia* indet. cf. *Ichthyosauria* B [5], также сохранились на поверхности двух плит 80 × 60 см (рис. 2, б). В этом захоронении грудной клетки рептилии присутствуют и мелкие позвонки [5].



Рис. 1. Местонахождения мезозойских рептилий на Востоке России. 1–4 – **Колыма**: Омолонский массив, верховья р. Омолон и р. Большая Гарманда – Т1i; Омолонский массив, р. Русская Омолонская – Т2a; запад Омолонского массива, басс. р. Хивач, Малая Туромча, Джугаджак, Омкучан – Т3к; басс. р. Колыма, руч. Утренний – Т3п. 5–11 – **Приморье**: о-в Русский, м. Житкова – Т1o; о-в Русский, бухта Парис – Т2a; о-в Русский, мыс Ахлестышева – Т2a; о-в Русский, залив Богдановича – Т2a; о-в Русский, мыс Вятлина – Т2a; Амурский залив, мыс Угольный – Т2l; Уссурийский залив, бухта Андреева, мыс Седловидный – р. Суходол – К1 al. 12–21 – **Таймыр и Северо-Сибирская низменность (север Красноярского края)**: Восток п-ова Таймыр, мыс Цветкова – Т2l; Устье р. Хатанга, п-ов Юрюнг-Тумус – J1t; п-ов Таймыр, горы Бырранга, р. Дябака-Тари – J3tt; юг п-ова Таймыр, р. Хета – J3tt; приток р. Хета, р. Левая Боярка – J3tt; Карское море, о-в Уединения – К1al; приток р. Пясины, р. Янгода – К2к; лев. приток р. Енисей, р. Танама – К2t-m; приток р. Малая Хета, р. Большая Лайда – К2km-m; приток р. Хатанга, р. Хета – К2st-km. 22–43 – **Север Якутии**: Новосибирские острова и о-в Котельный – Т3к-п; Анабарская губа – J1g-р; р. Анабар – J1g-р; басс. р. Оленек, р. Кыра-Хос-Терюттех – J1g; басс. р. Оленек, р. Келимьяр – J1p; лев. берег р. Лена, пос. Джордан и Говорова – J1p; р. Молодо, ниже устья р. Муогдан – J1t; р. Келимьяр, к югу от устья р. Хотугу-Муйоканда-Юрэгэ – J1t; р. Анабар – J1t; Анабарская губа – J1t; Анабарский залив – J1t; р. Молодо, ниже устья р. Сюнгюдэ – J2a; Анабарский залив, мыс Бус-Хая – J2b; р-н с. Жиганск – J2b; басс. р. Молодо – J2b; басс. р. Анабар, р. Половинная – J3o; к сев. от с. Жиганск, р. Тунгус-Апата – J3tt; Приверхоянский прогиб, р. Согоруу-Сасарангнаан и р. Огонньор-Юрэгэ – J3tt; басс. р. Оленек – J3tt; Анабарская губа, мыс Урдюк-Хая – J3tt; р. Анабар, устье р. Харабыл – К1v; р. Анабар, пос. Юрюнг-Хая – К1v. 44–58 – **Центральная Якутия**: басс. р. Вилюй, р. Тенкенская Нючуку – J1p; прав. берег р. Вилюй, устье р. Илигир – J1t; устье р. Кутюр-Юрях, урочище Марха – J1t; р. Марха, ниже пос. Улахан-Кюэль – J1t; р. Марха, ниже руч. Собо – J1t; р. Намана – J1t; басс. р. Вилюй, р. Марха – J1t; басс. р. Вилюй, р. Ыгыатта – J1t; р. Синяя – J1t; р. Вилюй – J1t; басс. р. Вилюй, р. Тюнг – J1t; к сев. от р. Байбыкан, р. Дорукчан – J1t-J2a; прав. берег р. Вилюй, ниже устья р. Илигир – J2a; басс. р. Вилюй, устье р. Тюнг – J2b; басс. р. Вилюй, руч. Тээтэ – К1b-br. 59–64 – **Красноярский край (юг Красноярского края)**: Шарыповский р-н, Березовский

**Ладинский ярус.** В Южном Приморье на западном побережье Амурского залива недалеко от мыса Угольный в разрезе ладинских отложений также было обнаружено скопление крупных ребер ихтиозавра [3]. Эти ребра, по устному сообщению Я. Накаджимы (Ya. Nakajima, Япония), могут принадлежать виду *Symbospondylus* – гигантскому, приблизительно 6–10-метровому морскому ящеру с вертикальным хвостовым плавником и огромной головой с длинной заостренной мордой.

На востоке п-ова Таймыр на побережье моря Лаптевых близ мыса Цветкова в породах ладинского яруса встречены значительная часть черепа, посткраниальный скелет, ребра и кости конечностей *Symbospondylus* sp. [6]; фрагмент позвоночника и неполный скелет ябоящера *Shastasaurus? nordensis* Ochev [1, 7].

**Карнийский и норийский ярусы.** Несколько находок, относящихся к карнийскому ярусу, обнаружены в западной части Омолонского массива Колымы, и приурочены к бассейнам рек Хивач, Малая Туромча, Джугаджак и Омкучан, где они представлены фрагментами позвоночника *Symbospondylus? sp.* и скоплениями ребер других рептилий [1]. В бассейне Колымы (руч. Утренний, впадающий в р. Иганджи), в отложениях норийского яруса, содержащих *Pseudomonotis*, был найден хвостовой позвонок ихтиозавра *Shastasaurus sieversi* Ryabinin [8], морского хищника с длинным, до 20 м, гибким телом и относительно небольшой головой с острой мордой и крючковатыми зубами.

Недавно в Российской Арктике на Новосибирских островах и на о-ве Котельный были сделаны находки раннекарнийских и средненорийских ихтиозавров, представленные изолированными позвонками и ребрами [9].

## Юра

**Плинсбахский–байосский ярусы.** Большинство ранне-среднеюрских местонахождений морских рептилий были открыты в северных и центральных районах Якутии. Северные разрезы приурочены к притокам и бассейнам рек, впадающих в море Лаптевых: р. Анабар, р. Оленек, р. Лена; разрезы центральной Якутии расположены в среднем течении р. Лена и вблизи ее притоков: р. Виллой, р. Синяя, р. Намана. В разные годы здесь работали многие геологи; зачастую находки были случайными, иногда их даже не описывали, а просто упоминали о них в статьях. Это в основном кости, позвонки, а также и разрозненные остатки морских ящеров различной сохранности,

карьер – J2bt; Тасеевский р-н, с. Тасеево – J3-K1; Козульский р-н, д. Большой Кемчуг – K1br-a; Козульский р-н, р. Большая Терехтоль – K1br-a; Козульский р-н, р. Березовая – K1br-a; Ачинский р-н, карьер Большой Илек K1br-a. 65–67 – **Забайкалье:** Чернышевский р-н, р. Кулинда – J2bt; Шилкинский р-н, с. Мирсаново – J3-K1; Петровск-Забайкальский р-н, с. Тарбагатай – K1a. 68 – **Тыва:** прав. берег р. Енисей, урочище Калбак-Кыры – J2-3. 69–72 – **Бурятия:** Селенгинский р-н, с. Могойто – K1v; Селенгинский р-н, с. Ацай и с. Борул – K1v; Еравнинский р-н, р. Заза – K1; Бичуринский р-н, с. Красный Яр – K1a. 73–77 – **Кемеровская область:** Чебулинский р-н, Шестаково-1 – K1a; Чебулинский р-н, Шестаково-3 – K1a; Чебулинский р-н, Смоленский яр – K1a; Тисульский р-н, с. Усть-Колба – K1a; Новокузнецкий р-н, пос. Ключи – K1a. 78, 79 – **Сахалин:** р. Амба – K2k-st; Южно-Сахалинск, с. Синегорск – K2st-km. 80 – **Чукотка:** Анадырский р-н, р. Каканаут – K2m. 81–85 – **Амурская область:** Михайловский р-н, р. Дим – K2m; Михайловский р-н, с. Асташиха – K2m; Тамбовский р-н, р. Гильчин – K2m; Архаринский р-н, пос. Кундур – K2m; г. Благовещенск – K2m. Условные обозначения: T1 – нижний триас, индский ярус; T1o – нижний триас, оленекский ярус; T2a – средний триас, анизий; T2l – средний триас, ладин; T3k – верхний триас, карний; T3n – верхний триас, норий; T3k-n – верхний триас, карний–норий; J1g – нижняя юра, геттанг; J1r – нижняя юра, плинсбах; J1g-p – нижняя юра, геттанг–плинсбах; J1t – нижняя юра, тоар; J2a – средняя юра, аален; J1t-J2a – нижняя–средняя юра, тоар–аален; J2b – средняя юра, байос; J2bt – средняя юра, бат; J2-3 – средняя–верхняя юра; J3o – верхняя юра, оксфорд; J3tt – верхняя юра, титон; J3-K1 – верхняя юра–нижний мел; K1 – нижний мел; K1b – нижний мел, берриас; K1v – нижний мел, валанжин; K1br – нижний мел, баррем; K1b-br – нижний мел, берриас–баррем; K1a – нижний мел, апт; K1br-a – нижний мел, баррем–апт; K1al – нижний мел, альб; K2t-m – верхний мел, турон–маастрихт; K2k – верхний мел, коньяк; K2k-st – верхний мел, коньяк–сантон; K2st-km – верхний мел, сантон–кампан; K2km-m – верхний мел, кампан–маастрихт; K2m – верхний мел, маастрихт

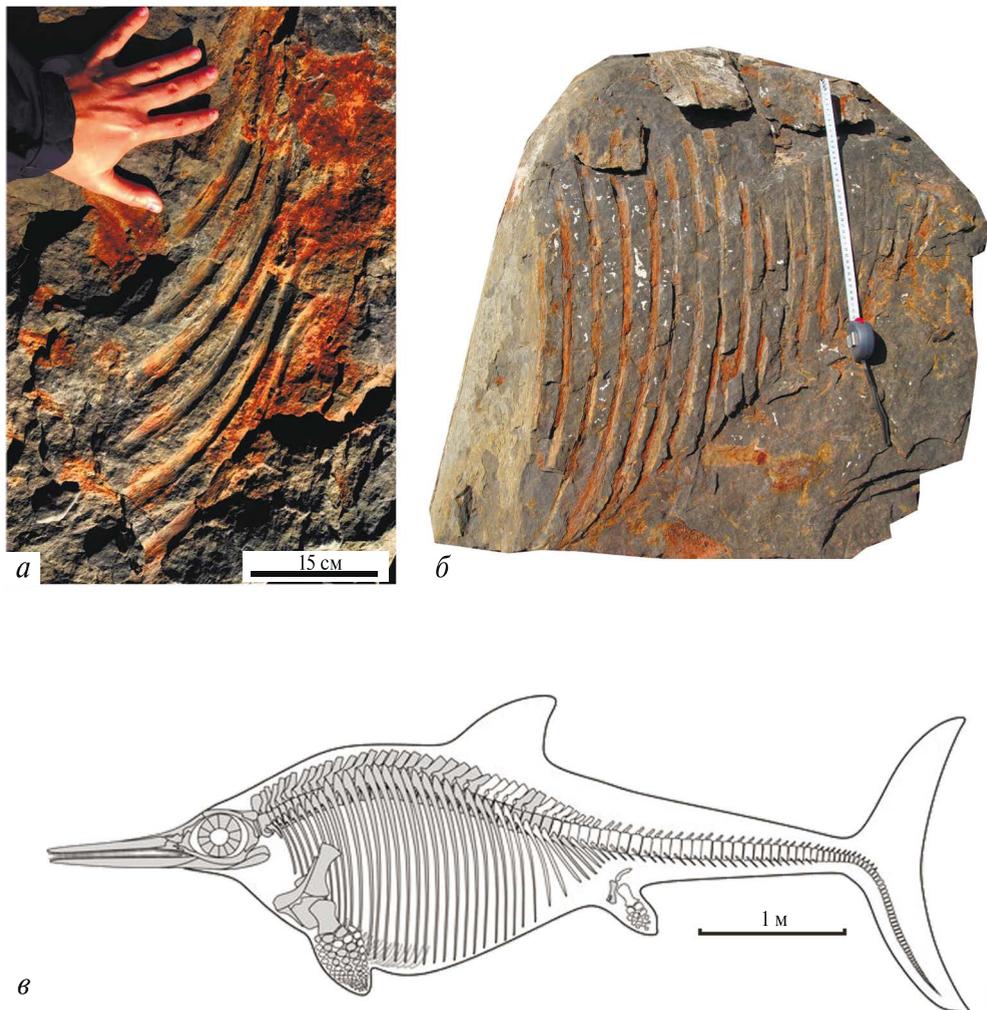


Рис. 2. Находки ребер морских рептилий в среднетриасовых отложениях о-ва Русский в Южном Приморье. *а* – Reptilia indet. cf. Ichthyopterygia A, бухта Богдановича; *б* – Reptilia indet. cf. Ichthyosauria B, мыс Вятлина; *в* – схема скелета ихтиозавра

часто неточно определяемые и идентифицированные в лучшем случае как Plesiosauria indet., Ichthyosauria indet., Reptilia indet. Тем не менее список этих упоминаний и описаний обширен и включает в себя работы прошлого века В.В. Меннера, Р.А. Биджиева и Ю.И. Минаевой, Т.И. Кириной, И.И. Тучкова, С.В. Мелединой и др., В.П. Девятова, Л.А. Несова, В.Г. Князева; ссылки на эти работы и их библиография приведены в работе М.А. Рогова и др. [10].

И лишь две находки морских рептилий из низов и верхов тоарского яруса встречены недалеко от устья р. Хатанга, также впадающей в море Лаптевых, на п-ове Юрюнг-Тумус [11, 12], но территориально они относятся уже к северным районам Красноярского края. Подробные перечисления и точные координаты сибирских находок как юрских, так и меловых морских ящеров приведены в табл. 1 статьи М.А. Рогова и соавторов [10].

**Батский ярус.** В Красноярском крае (Шарыповский район) в Березовском карьере – одном из древнейших в мире местонахождений рептилий батского века распространены многочисленные остатки динозавров [13]. Наибольшая известность принадлежит ящеротазовому динозавру килеску (что в переводе с хакасского языка значит «ящерица»), относящемуся к тероподам Tugannosauroida (семейство Proceratosauridae) и получившему

видовое название *Kileskus aristotocus* Averianov et al., 2010 [14]. От него здесь сохранились зубы и фрагменты черепа. Этот хищный динозавр, прародитель всех последующих тираннозавров, достигал 5–6 м в длину, 1,7 м в высоту и имел вес до 250 кг. В этом местонахождении обнаружены остатки и других ящеротазовых динозавров в виде разрозненных позвонков тероподовых целурозавров *Maniraptora* indet., похожих на птиц, а также зубов и хвостовых позвонков завропод *Mamenchisauridae* indet. – огромных динозавров с длинной, до 15 м, шеей и мощными ногами. Кроме того, здесь сохранилось множество остатков птицеподобных динозавров в виде многочисленных фрагментов сочлененных скелетов, отдельных костей и зубов травоядных семейства *Stegosauridae* indet. Считается, что они принадлежат древнейшему в мире небольшому (размером с корову) стегозавру, который мог быть прародителем своих более крупных сородичей. Обнаружено и множество зубов, возможно, всеядного ящера, отнесенного к семейству *Heterodontosauridae* (?) indet. [15–17] – небольшого, от 1,2 до 1,75 м, двуногого, с коротким телом и длинным хвостом динозавра, который имел узкий череп с роговым клювом на передней части и три типа зубов: маленьких резцеvidных, длинных клыкообразных бивней и долотообразных щечных.

В Забайкалье в горной долине р. Кулинда Чернышевского района вскрытые пласты батского яруса помимо отпечатков зубов ящеротазовых динозавров *Theropoda* indet. [13] содержат кости черепа, посткраниального скелета, а также уникальные остатки окаменелой кожи и перьев хорошей сохранности, принадлежащие птицеподобному динозавру *Kulindadromaeus zabaikalicus* Godefroit et al. 2014 [15, 18, 19]. Это был двуногий ящер с телом небольших размеров, до 1,5 м, на разных частях которого имелся разный кожный покров: чешуйки на голове, грудной клетке, хвосте и задних конечностях и перья на плечевых, бедренных костях и голени.

В Республике Тыва на правом берегу р. Енисей в урочище Калбак-Кыры в средне-верхнеюрских отложениях встречены зуб, хвостовые позвонки ящеротазового динозавра *Theropoda* indet. Сделанные здесь же находки птицеподобных динозавров состоят из мозговой коробки и костей посткраниального скелета стегозавра *Stegosauridae* indet. – четвероногого ящера с двумя рядами продольно ориентированных спинных пластин и острыми хвостовыми шипами, а также позвонков и эпифизов бедренных и локтевых костей, принадлежащих гипсилофодонтам (*Hypsilophodontia*) – ящерам, предположительно передвигавшимся на двух ногах [15, 17].

**Оксфордский и кимериджский ярусы.** Если в отложениях батского яруса на территории востока России морских рептилий нигде пока обнаружено не было, то в оксфорде и кимеридже встречаются лишь единичные находки, одна из которых сделана относительно недавно: в Красноярском крае на р. Левая Боярка (приток р. Хета) в кимериджских отложениях встречен позвонок ихтиозавра семейства *Ophthalmosauridae* indet. [10].

**Титонский ярус.** В том же местонахождении на р. Левая Боярка, но уже выше по разрезу, в волжских отложениях, найдена часть позвоночного столба *Ichthyosauria* indet. а немного севернее, на р. Хета, обнаружен неполный скелет ихтиозавра семейства *Ophthalmosauridae* – ящеров с огромными глазами, беззубой челюстью, 4–6-метровым дельфинообразным телом и мощным хвостом. До этого в Красноярском крае была сделана лишь одна находка [20], когда на Таймыре (р. Дябака-Тари) в средневолжских породах был найден позвонок ихтиозавра [10].

Одна из первых находок из волжских пород Сибирского региона относится к Якутии (р. Тунгус-Апата), откуда еще в начале прошлого века был описан материал [21], представленный позвонком и другими элементами плезиозавра *Plesiosauria* indet. В северной Якутии на мысе Урдюк-Хая в Анабарской губе неоднократно встречались кости морских рептилий волжского века, определенные как *Plesiosauria* indet. и *Ichthyosauria* indet. [20, 22].

В более южных районах Красноярского края в местонахождении неподалеку от с. Тасеево в пограничных отложениях верхней юры–нижнего мела найдена кость фаланги наземного звероногого ящера *Dinosauria* indet.? [23].

В Шилкинском районе Забайкалья близ с. Мирсаново из керна скважины выделены фрагменты метаподий (пястные на плечевой и плюсневые на тазовой конечностях), тоже, возможно, звероногого ящера из пограничных слоев юры и мела [17].

## Мел

**Берриасский–барремский ярусы.** В Якутии, в бассейне р. Анабар, в разное время были обнаружены остатки ихтиозавра *Ichthyosauria indet.* из низов нижнего мела вблизи пос. Юрюнг-Хая [6] и позвонки морских рептилий *Reptilia indet.* валанжинского возраста в устье р. Харабыл [24].

В Бурятии имеется несколько местонахождений наземных нижнемеловых рептилий. Большинство из них находится в Селенгинском районе и относится к валанжинскому веку. Близ с. Могойто встречены хвостовые позвонки, на основе которых был определен род ящеротазовых завропод *Tengrisaurus starkovi* [25] – растительноядный гигант длиной 12 м и весом до 20 т, а также зубы и пястная кость *Sauropoda indet.* Некоторые тероподы идентифицированы по различным костным остаткам: бедренная кость относится к *Ornithomimosauria indet.*, когтевые фаланги к *Therizinosauroida indet.*, а по множеству найденных зубов определены таксоны различных систематических рангов: *Dromaesauridae indet.*, *Richardoestesia sp.*, *Theropoda indet.* Лобковая и бедренная кости, а также некоторые зубы отнесены к *Jeholosauridae indet.* [15, 17, 23, 25, 26, 27, 28, 29]. Найденные неподалеку от сел Ацай и Борул в одновозрастных валанжинских отложениях кости и фрагменты костей определены как *Sauropoda indet.* и *Dinosauria indet.* соответственно [23]. Разрозненные кости *Dinosauria indet.* встречаются и в Еравнинском районе Бурятии в нижнемеловых отложениях бассейна р. Заза [23, 30].

На правом берегу руч. Тээтэ (бассейн р. Виллой) в Якутии из берриас-барремских отложений было извлечено множество костей, в том числе посткраниального скелета, и зубов ящеротазовых завропод *Macronaria indet.*, теропод *Theropoda indet.* и птицетазовых динозавров *Ornithischia indet.*, *Ornithopoda indet.* и *Stegosauria indet.* (предполагается, что стегозавры имели 5–6 м в длину и весили до 4 т) [15, 23, 26, 31, 32].

**Барремский и аптский ярусы.** Много местонахождений динозавров обнаружены в баррем-аптских отложениях нижнего мела в Красноярском крае. В Козульском районе близ деревни Большой Кемчуг найдены хвостовой позвонок и зубы ящеротазовых завропод *Lithostrotia indet.*, теропод *Theropoda indet.* и птицетазовых: *Stegosauria indet.*, *Ornithopoda indet.* [= *Hypsilophodontidae indet.*], а также вид *Psittacosaurus sp.*, относящийся к рогатым ящерам *Ceratopsia* [16, 32]. В том же районе в одновозрастных баррем-аптских захоронениях в бассейне р. Большая Терехтюль встречены зубы и фрагменты крупных костей хищных и травоядных динозавров: *Sauropoda indet.*, *Theropoda indet.*, *Stegosauria indet.* и птицеподобных ящеротазовых теропод *Troodontidae indet.* [16]; в бассейне р. Березовая – фрагменты костей *Dinosauria indet.* и зубы *Theropoda indet.* Такие же баррем-аптские находки: хвостовой позвонок завропод *Lithostrotia indet.*, изолированные зубы теропод *Theropoda indet.*, птицетазовых *Ornithischia indet.*, *Stegosauria indet.*, *Ceratopsia (Psittacosaurus sp.)* – сделаны в одном из крупнейших захоронений в разрезе Большой Илек Ачинского района [16, 32, 33].

Кемеровской области принадлежат несколько нижнемеловых местонахождений динозавров, живших в аптском веке. Наиболее богат ими Чебулинский район, где находится охраняемый государством заповедник, называемый «Шестаковский комплекс раннемеловых позвоночных». Раскопки проводились в обнажениях Шестаково-1, Шестаково-3 и Смоленский Яр. В Шестаково-1 был обнаружен скелет птицетазового динозавра с анатомически сочлененными костями, с фрагментами фаланг пальцев, ребрами, зубами и черепом. Он отнесен к виду *Psittacosaurus sibiricus* Averianov et Voronkevich, 2000 – представителю инфраотряда рогатых динозавров *Ceratopsia*. Кроме этого там встречены позвонок и зубы и других птицетазовых: *Stegosauria indet.*, *Ornithopoda indet.* [= *Hypsilophodontidae indet.*]. К ящеротазовым завроподам отнесены позвонки, зубы и крестец длиной около 1,5 м вида *Sibirotitan astrosacralis* Averianov et al., 2018 – ящера с массивным длинным хвостом и вытянутой шеей, который весил до 10 т и был длиной до 12 м. Тероподам принадлежат кости посткраниального скелета и некоторые зубы *Dromaesauridae indet.*, а также отдельные зубы *Troodontidae indet.* [15, 16, 17, 23, 26, 34, 35]. В Шестаково-3 было найдено (в 2006 г.) первое в России яйцо динозавра [36]. Здесь находится несколько целых и фрагментарных скелетов уже упомянутого вида *Psittacosaurus sibiricus* Averianov et Voronkevich, «ящера-попугая», который был длиной до 1,80 м и весом до 30 кг. Считается, что он имел большой клюв,

выросты, похожие на рожки, и, возможно оперенный, хвост. В разрезе Шестаково-3 найдены фрагментарные скелеты завропод *Sauropoda* indet. и теропод *Troodontidae* indet., а также зубы *Theropoda* indet. [16, 37, 38, 39]. В разрезе Смоленский Яр обнаружены изолированные зубы ящеротазовых завропод *Sauropoda* indet., теропод *Therizinosauria* indet. и *Theropoda* indet., а также птицетазовых: стегозавров *Stegosauria* indet. и цератопсид *Psittacosaurus* sp. [16]. К югу, в Тисульском районе возле с. Усть-Колба, в тех же аптских отложениях присутствуют изолированные зубы ящеротазовых теропод: *Troodontidae* indet., *Theropoda* indet. и птицетазовых цератопсид *Psittacosaurus* sp. [16], а еще южнее, в Новокузнецком районе близ пос. Ключи, встречены фрагменты костей крупного, предположительно ящеротазового завропода *Dinosauria* indet. [17].

В Забайкальском крае в Петровск-Забайкальском районе недалеко от с. Тарбагатай из нижнемеловых отложений аптского яруса выделены мелкие кости динозавров *Dinosauria* indet. Некоторые из костей являются составляющими метатарзалии ящеротазового *Theropoda* indet., условно отнесенного к виду *Allosaurus* (?) *sibiricus* Riabinin, 1914, nomen nudum [15, 23, 26, 40]. В Бичуринском районе Бурятии возле села Красный Яр отложениям аптского яруса относятся многочисленные находки изолированных зубов, принадлежащих как завроподам *Titanosauriformes* indet., так и тероподам: *Dromaeosauridae* indet., *Theropoda* indet., *Ornithopoda* indet. [17, 23].

**Альбский ярус.** В Южном Приморье известно несколько местонахождений морских рептилий из альбских отложений верхов нижнего мела, получивших название «костеносная толща», поскольку все они расположены в полосе, простирающейся на 20 км от мыса Седловидный в бухте Андреева на восточном берегу Уссурийского залива до бассейна р. Суходол близ с. Новонежино. Здесь в разное время в поле зрения геологов попадали разрозненные крупные обломки костей рептилий [41], а также платицельный хвостовой позвонок, отнесенный к *Plesiosauria* indet. [42, 43].

До этого была сделана лишь одна находка одновозрастного альбского плезиозавра *Elasmosauridae* indet. [11], но гораздо севернее – на о-ве Уединения в Карском море.

**Туронский–маастрихтский ярусы.** Несколько находок морских рептилий из верхнемеловых отложений было обнаружено в бассейнах рек, впадающих в Карское море. На р. Янгода (приток р. Пясины) из отложений коньякского яруса верхнего мела была извлечена пара позвонков [44]. В бассейне р. Енисей находили в основном разрозненные кости: на р. Танама, левом притоке р. Енисей, в туроне–маастрихте [44, 45], а также на р. Большая Лайда (приток р. Малая Хета) – в кампане–маастрихте [46].

По последним данным [10], на р. Хета (приток р. Хатанга, впадающей в море Лаптевых) были обнаружены фрагменты костей плезиозавров сантон-кампанского возраста.

Более 100 лет назад в коньяк-сантонских отложениях на о-ве Сахалин была найдена и впоследствии описана фаланга плезиозавра [47], в настоящее время переопределенная как *Plesiosauria* indet. [48], и там же, на Сахалине в Синегорском разрезе сантона–кампана в 1934 г. была сделана пока единственная находка фрагментарного скелета молодой особи птицетазового травоядного утконосого динозавра длиной около 7,5 м, описанного как вид *Nipponosaurus sachaliensis* Nagaо, 1936, относящийся к семейству *Hadrosauridae* [49, 50].

На Чукотке, на берегу р. Каканут в Анадырском районе в разрезе маастрихтского яруса в терригенных толщах встречаются слои, в которых содержится большое количество остатков многих морских позвоночных, среди которых находятся и кости морских ящеров с длинной шеей – плезиозавров семейства *Elasmosauridae* [51]. Это место известно еще и потому, что является самой северной точкой обнаружения сухопутных динозавров. Здесь помимо вышеупомянутых скелетов морских ящеров обнаружены многочисленные зубы, кости, а также фрагменты яичной скорлупы динозавров обоих отрядов, принадлежащих как минимум к семи семействам. Среди ящеротазовых определены тероподы: *Tyrannosauridae* indet., *Dromaeosauridae* indet. – и два таксона завропод: *Troodontidae* indet. и *Troodon* cf. *formosus* Leidy, 1856. Из птицетазовых встречены *Ornithopoda* indet., *Hadrosauridae* indet., *Ankylosauria* indet. и цератопсиды *Neoceratopsia* indet. [51, 52].

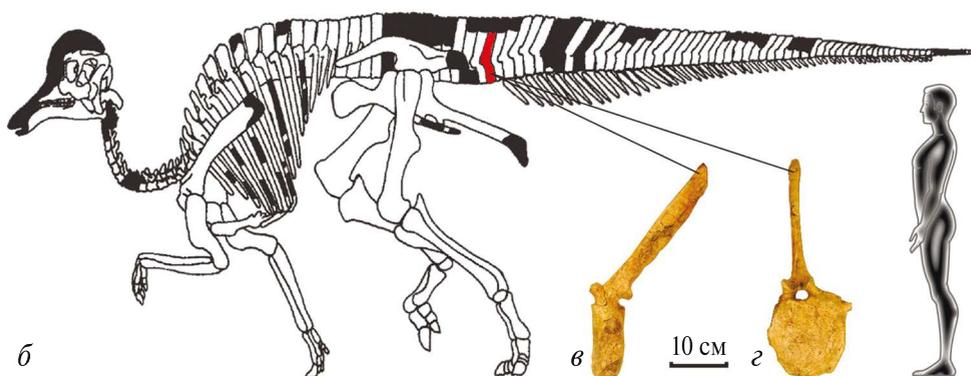
В Амурской области в рыхлых маастрихтских породах помимо разрозненных находок динозавров обнаружены и внушительные по количеству остатков местонахождения. Разрозненные остатки находятся в Михайловском районе. Здесь на одном местонахождении

на правом берегу р. Дим обнаружены кости посткраниального скелета птицетазового динозавра, относящегося к птиценогим гаврозавридам *Lambeosaurinae indet.*, а на втором, неподалеку от с. Асташиха, крупная кость динозавра [23, 53, 54]. В соседнем (Тамбовском) районе на берегу р. Гильчин найдены несколько костей черепа и позвонков птицетазовых орнитопод *Nadrosauridae indet.*, *Lambeosaurinae indet.* и зуб теропода *Tyrannosauridae indet.* [53].

На этом фоне по обильности, сохранности и уникальности находок резко выделяется местонахождение Кундур Архаринского района. Там среди огромного кладбища динозавров на рубеже второго и третьего тысячелетий был обнаружен первый в России полный скелет птицетазового утконосого динозавра прекрасной сохранности, полу-



*a*



*б*

*в*

10 см

*г*

Рис. 3. *Amurosaurus riabinini* Bolotsky et Kurzanov, 1991 из Благовещенского верхнемелового местонахождения. *a* – скульптура амурозавра на набережной р. Амур вблизи от местонахождения; *б* – схема скелета *Amurosaurus riabinini*; *в*, *г* – хвостовой позвонок (*в* – вид сбоку, *г* – вид сзади)

чившего название *Olorotitan arharensis* Godefroit, Bolotsky et Alifanov, 2003, или «лебедь-гигант» [55]. Этот ящер мог достигать 12 м в длину, имел на черепе крупный полый гребень, благодаря которому, вероятно, мог издавать трубные звуки. Кроме олоротитана там были встречены остатки и других птицетазовых: множество расчлененных и фрагментарных экземпляров, составляющих вид *Kundurosaurus nagorny* Godefroit, Bolotsky et Lauters, 2012 [56], хвостовые позвонки, отнесенные к виду *Arkharavia heterocoelica* Alifanov et Bolotsky, 2010 [57], а также зубы и остеодермы анкилозавров или панцирных динозавров *Nodosauridae* (?) indet. В этих раскопках найдены многочисленные зубы и позвонки, принадлежащие ящеротазовым тероподам: *Theropoda* indet., *Richardoestesia* sp., тираннозавру “*Aublysodon*” sp., оперенным дромазавридам cf. *Saurornitholestes* sp. [15, 53, 55, 56, 58, 59, 60, 61, 62].

Не менее важным по значимости и уникальности является местонахождение, расположенное непосредственно в городской черте г. Благовещенска. Здесь по находкам зубов различных форм и размеров выделен комплекс ящеротазовых хищных динозавров, относящихся к различным семействам. Это титанозавриды (*Sauropoda* indet. [= “*Titanosauridae*” indet.]), различные звероногие тираннозавриды (*Tarbosaurus* sp., “*Aublysodon*” sp.), дромазавриды (cf. *Dromaesaurus* sp.), и небольшие птицеподобные троодонтиды (*Troodon* sp.). Птицетазовые травоядные формы представлены двумя видами утконосых динозавров. Мозговая коробка и кости черепа одного из них принадлежат крупному ящеру длиной около 10 м, который, несмотря на отсутствие гребня, по таким признакам, как широкий клюв и многочисленные зубы, отнесен к утконосым гадрозавридам *Kerberosaurus manakini* Bolotsky et Godefroit, 2004 [63]. Но наиболее распространенными в этом местонахождении являются частично сочлененные многочисленные кости черепа и посткраниального скелета преимущественно молодых особей птицетазовых утконосых гадрозаврид *Amurosaurus riabinini* Bolotsky et Kurzanov, 1991 [64]. Это был достаточно большой ящер, до 3 м в холке, с утинообразным клювом и челюстями, которые несли тысячи зубов, а его череп заканчивался высоким гребнем [53, 59, 60, 63, 65, 66, 67, 68]. В раскопках на территории Благовещенского местонахождения во время полевого сезона 2022 г. принимали участие и авторы статьи. Отсюда из множества вновь обнаруженных остатков нами был получен в дар фрагмент позвоночника, а именно хвостовой позвонок *Amurosaurus riabinini* Bolotsky et Kurzanov, 1991 (рис. 3), который пополнил коллекцию экспонатов Музея ДВГИ ДВО РАН.

## Заключение

Обнаруженные за последние 20–30 лет остатки рептилий на востоке России позволяют планировать дальнейший мониторинг находок и более детальные исследования костного материала. В Южном Приморье наиболее перспективными для поисков информативных скелетных образований среднетриасовых ихтиозавров являются два разреза. Это анизийские терригенные породы мыса Вятлина на о-ве Русский [5] и ладинские алевро-аргиллиты тракторной свиты, обнажающиеся на правом борту безымянного ручья, впадающего в Амурский залив в 500 м юго-западнее мыса Угольный [69]. В этих отложениях обнаружены как фрагменты грудных клеток, так и большие скопления разрозненных крупных ребер. Здесь в результате детальных исследований, по нашему мнению, могут быть найдены и остатки черепа ихтиозавра, и фрагменты посткраниального скелета и конечностей. Без сомнения, требуют дальнейших исследований уже ставшие широко известными юрские местонахождения динозавров в долине р. Кулинда (Забайкалье), Шестаково (Кемеровская область) и меловые – в долине р. Каканут (Чукотка), Кундурское и Благовещенское (Амурская область).

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Полуботко И.В., Очев В.Г. Новые находки ихтиозавров в триасе Северо-Востока СССР и некоторые замечания об условиях их захоронения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 3. С. 36–42.

2. Nakajima Y., Shigeta Y., Houssaye A., Zakharov Y.D., Popov A.M., Sander P.M. The Early Triassic ichthyosauriform fossils from the Russian Far East // *Scientific Reports*. 2022. Vol. 12, N5546. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-09481-6>
3. Zakharov Y.D., Arkhangelsky M.S., Zverkov N.G., Borisov I.V., Popov A.M. Age of beds with ichthyosaur *Tholodus* in South Primorye // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2015. Vol. 34, N5. P. 390–397.
4. Архангельский М.С., Зверьков Н.Г., Захаров Ю.Д., Борисов И.В. О первой достоверной находке остатков представителя рода *Tholodus* (Reptilia: Ichthyopterygia) на азиатской окраине Панталассы // *Палеонтологический журнал*. 2016. № 1. С. 73–81.
5. Zakharov Y.D., Nakajima Y., Arkhangelsky M.S., Popov A.M., Bondarenko L.G., Smyshlyayeva O.P., Pokrovsky V.K. New finds of Triassic marine reptiles from Eastern Russia: ammonoid age control and possible evidence for Ichthyopterygian affinities // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2024. Vol. 32, N3. P. 242–264.
6. Ефимов В.М., Ефимов В.В. Новые находки останков морских рептилий в мезозое Сибири // *Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя борейальных районов*. Т. I. Мезозой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 84–87.
7. Шишкин М.А., Лозовский В.Р. Лабиринтодонг из триаса Приморья // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 246, № 1. С. 201–205.
8. Рябинин А.Н. Позвонок ихтиозавра из верхнего триаса Колымского края // *Природа*. 1946. № 9. С. 57–58.
9. Zverkov N.G., Grigoriev D.V., Wolniewicz A.S., Konstantinov A.G., Sobolev E.S. Ichthyosaurs from the Upper Triassic (Carnian-Norian) of the New Siberian Islands, Russian Arctic, and their implications for the evolution of the ichthyosaurian basicranium and vertebral column // *Earth and Environmental Science of the Royal of Edinburg*. 2022. Vol. 113, N1. P. 51–74. <https://doi.org/10.1017/S1755691021000372>
10. Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2019. Т. 27, № 4. С. 13–39.
11. Рябинин А.Н. О новых находках Plesiosauria в Советской Арктике и шейном позвонке *Plesiosaurus latispinus* Owen с о. Уединения в Карском море // *Проблемы Арктики*. 1939. № 9. С. 49–55.
12. Калинко М.К. Геология и нефтегазоносность полуострова Нордвик (Юрюнг-Тумус) // *Труды НИИГА*. 1953. Т. 75. 168 с.
13. Cincotta A., Pestchevitskaya E.B., Sinitsa S.M., Markevich V.S., Debaille V., Reshetova S.A., Mashchuk I.M., Frolov A.O., Gerdes A., Yans J., Godefroit P. The rise of feathered dinosaurs: *Kulindadromeus zabaikalicus*, the oldest dinosaur with “feather-like” structures // *Peer J*. 2019. Vol. 7. e6239.
14. Averianov A.O., Krasnolutskii S.A., Ivantsov S.V. A new basal coelurosaur (Dinosauria: Theropoda) from the Middle Jurassic of Siberia // *Proceedings of the Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences*. 2010. N1. P. 42–57.
15. Алифанов В.Р. Надотряд Dinosauria // *Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые рептилии и птицы*. Ч. 2. М.: Геос, 2012. С. 153–309.
16. Averianov A.O., Ivantsov S.V., Skutschas P.P. Theropod teeth from the Lower Cretaceous Ilek Formation of Western Siberia, Russia // *Proceedings of the Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences*. 2019. N2. P. 65–84.
17. Аверьянов А.О., Лопатин А.В. Динозавры России: обзор местонахождений // *Вестник РАН*. 2023. Т. 93, № 4. С. 342–354.
18. Godefroit P., Sinitsa S.M., Dhouiilly D., Bolotsky Y.L., Sizov A.V., McNamara M.E., Benton M.J., Spagna P. A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales // *Science*. 2014. N6195. P. 451–455.
19. Алифанов В.Р. Об открытии позднеюрских динозавров в России // *Докл. АН*. 2014. № 4. С. 421–423.
20. Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия борейальной верхней юры и неокома // *Труды ИГиГ СО АН СССР*. 1981. Вып. 458. С. 1–270.
21. Jakowlew N. Ueber Plesiosaurierreste aus der Wolgastufe an der Lena in Siberien // *Записки Минералогического общества*. Сер. 2. 1903. Т. 41. С. 13–16.
22. Ильина В.И. Палинология юры Сибири // *Труды ИГиГ СО АН СССР*. 1985. Вып. 638. С. 1–237.
23. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. 134 с.
24. Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Н.М. Стратиграфия юрской и меловой системы севера СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

25. Averianov A. O., Skutschas P. P. A new lithostrotian titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) from the Early Cretaceous of Transbaikalia, Russia // *Biological Communications*. 2017. N1. P. 6–18.
26. Рождественский А. К. Изучение меловых рептилий в России // *Палеонтологический журнал*. 1973. № 2. С. 90–99.
27. Дмитриев Г. А. Новые находки динозавров в Бурятии // *Палеонтологический журнал*. 1960. № 1. С. 148.
28. Averianov A. O., Sizov A. V., Skutschas P. P. Gondwanan affinities of *Tengrisaurus*, Early Cretaceous titanosaur from Transbaikalia, Russia (Dinosauria, Sauropoda) // *Cretaceous Research*. 2021. Vol. 122. 104731.
29. Averianov A. O., Sizov A. V., Grigoriev D. V., Pestchevitskaya E. B., Vitenko D. D., Skutschas P. P. New data on dinosaurs from the Lower Cretaceous Murtoi Formation of Transbaikalia, Russia // *Cretaceous Research*. 2022. Vol. 138. 105287.
30. Саркисян С. Г. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 338 с.
31. Колосов П. Н., Ивенсен Г. В., Михайлова Т. Е., Курзанов С. М., Ефимов М. Б., Губин Ю. М. Тафономия позднемезозойского местонахождения тетрапод Тээтэ (Якутия) // *Палеонтологический журнал*. 2009. № 2. С. 79–85.
32. Averianov A. O., Ivantsov S. V., Skutschas P. P. Caudal vertebrae of titanosaurian sauropod dinosaurs from the Lower Cretaceous Ilek Formation in Western Siberia, Russia // *Cretaceous Research*. 2020. Vol. 107. 104309.
33. Лешинский С. В., Файнгерц А. В., Иванцов С. В. Большой Илек – стратотип илекской свиты нижнего мела и новое местонахождение динозавровой и мамонтовой фаун юго-востока Западной Сибири // *Докл. АН*. 2019. № 5. С. 513–516.
34. Averianov A. O., Ivantsov S. V., Skutschas P. P., Faingertz A. V., Leshchinskiy S. V. A new sauropod dinosaur from the Lower Cretaceous Ilek Formation, Western Siberia, Russia // *Geobios*. 2018. N1. P. 1–14.
35. Аверьянов А. О., Лопатин А. В. Новые данные о *Sibirotitan*, титанозавриформном завропode из раннего мела Западной Сибири // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. № 1. С. 280–284.
36. Skutschas P. P., Markova V. D., Boitsova E. A., Leshchinskiy S. V., Ivantsov S. V., Maschenko E. N., Averianov A. O. Theropod egg from the Lower Cretaceous Ilek Formation of Western Siberia, Russia // *Historical Biology*. 2017. N7. P. 836–844.
37. Лопатин А. В., Машенко Е. Н., Тарасенко К. К., Подлеснов А. В., Демиденко Н. В., Кузьмина Е. А. Уникальное захоронение раннемеловых позвоночных в Западной Сибири (местонахождение Шестаково-3, Кемеровская область) // *Докл. АН*. 2015. № 5. С. 620–623.
38. Подлеснов А. В. Морфология соединения черепа и шейных позвонков *Psittacosaurus sibiricus* (Ornithischia: Ceratopsia) // *Палеонтологический журнал*. 2018. № 6. С. 74–87.
39. Skutschas P. P., Morozov S. S., Averianov A. O., Leshchinskiy S. V., Ivantsov S. V., Fayngerts A. V., Feofanova O. A., Vladimirova O. N., Slobodin D. A. Femoral histology and growth patterns of the ceratopsian dinosaur *Psittacosaurus sibiricus* from the Early Cretaceous of Western Siberia // *Acta Palaeontologica Polonica*. 2021. N2. P. 437–447.
40. Рябинин А. Н. Заметка о динозавре из Забайкалья // *Труды Геологического музея имени Петра Великого Императорской академии наук*. 1914. Т. 8. С. 133–140.
41. Беляевский Н. А., Громов Ю. А., Елисеева В. К., Путинцев В. К. Геология Приморского края: объяснительная записка к геологической карте Приморского края масштаба 1:500000. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1955. 339 с.
42. Аверьянов А. О., Попов В. К. Первая находка плезиозавра в Приморском крае // *Докл. АН*. 2005. Т. 401, № 1. С. 133–135.
43. Попов В. К. О находке плезиозавра в раннемеловых отложениях Приморья // *Успехи наук о жизни*. 2011. № 3. С. 61–68.
44. Захаров В. А., Бейзель А. Л., Зверев К. В., Лебедева Н. К., Хоментовский О. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгоде). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 70 с.
45. Захаров В. А., Хоментовский О. В. Новые данные по стратиграфии морского верхнего мела Усть-Енисейской впадины // *Труды ИГиГ СО АН СССР*. 1989. Вып. 722. С. 176–184.
46. Маринов В. А., Соболев Е. С. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Усть-Енисейского района (север Западной Сибири) // *Палеонтология, стратиграфия и палеогеография бореального мезозоя*. Новосибирск: Гео, 2006. С. 22–24.

47. Рябинин А.Н. Заметка о плезиозавре с о. Сахалин // Геологический вестник. 1915. Т. 1, № 2. С. 82–84.
48. Storrs G. W., Arkhangelsky M. S., Efimov V. M. The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. P. 187–210.
49. Nagao T. *Nipponosaurus sachalinensis*: a new genus and species of trachodont dinosaur from Japanese Saghalien // Journal of Faculty of Science of Hokkaido Imperial University. Ser. 4. 1936. Vol. 3. P. 185–220.
50. Takasaki R., Chiba K., Kobayashi Y., Currie P. J., Fiorillo A. R. Reanalysis of the phylogenetic status of *Nipponosaurus sachalinensis* (Ornithomimidae: Dinosauria) from the Late Cretaceous of Southern Sakhalin // Historical Biology. 2017. N5. P. 694–711.
51. Несов Л.А. Головнева Л.В. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем селоне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО РАН, 1990. С. 191–212.
52. Godefroit P., Golovneva L. B., Shchepetov S. V. et al. The last polar dinosaurs: high diversity of latest Cretaceous arctic dinosaurs in Russia // Naturwissenschaften. 2009. N4. P. 495–501.
53. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: Амур НЦ ДВО РАН. 1997. 54 с.
54. Рождественский А.К. О местонахождениях верхнемеловых динозавров на р. Амур // Vertebrata Palasiatica. 1957. № 4. P. 285–291.
55. Godefroit P., Bolotsky Y. L., Alifanov V. R. A remarkable hollow-crested hadrosaur from Russia: an Asian origin for lambeosaurines // Comptes Rendus Palevol. 2003. N2. P. 143–151.
56. Godefroit P., Bolotsky Y. L., Bolotsky I. Y. Osteology and relationships of *Olorotitan arharensis*, a hollow-crested hadrosaurid dinosaur from the latest Cretaceous of Far Eastern Russia // Acta Palaeontologica Polonica. 2012. N3. P. 527–560.
57. Алифанов В.Р., Болотский Ю.Л. *Arkharavia heterocoelica* gen. et sp. nov. – новый завроподный динозавр из верхнего мела Дальнего Востока России // Палеонтологический журнал. 2010. № 1. С. 76–83.
58. Bolotsky I. Y. On paleoecology of carnivorous dinosaurs (Tyrannosauridae, Dromaeosauridae) from Late Cretaceous fossil deposits of Amur Region, Russian Far East // Global Geology. 2011. N1. P. 1–6.
59. Болотский Ю.Л., Ермацанс И.А., Болотский И.Ю. Остатки хищных динозавров семейства Tyrannosauridae из местонахождений Благовещенск и Кундур (Приамурье, Россия) // Биота и среда природных территорий. 2021. № 2. С. 49–70.
60. Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В., Маркевич В.С. Динозавры и среда их обитания в конце мелового периода (Зейско-Буреинский бассейн, Российский Дальний Восток) // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 73–82.
61. Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров Приамурья // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 96–107.
62. Туманова Т.А., Болотский Ю.Л., Алифанов В.Р. Первые находки панцирных динозавров в верхнем мелу России (Приамурье) // Палеонтологический журнал. 2004. № 1. С. 68–72.
63. Bolotsky Y. L., Godefroit P. A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia // Journal of Vertebrate Paleontology. 2004. N2. P. 351–365.
64. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления: материалы международного симпозиума «Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления». Ч. 3. Благовещенск: ДВО РАН, 1991. С. 94–103.
65. Godefroit P., Bolotsky Y. L., van Itterbeeck J. The lambeosaurine dinosaur *Amurosaurus riabinini*, from the Maastrichtian of Far Eastern Russia // Acta Palaeontologica Polonica. 2004. N4. P. 585–618.
66. Lauters P., Vercauteren M., Bolotsky Y. L. et al. Cranial endocast of the lambeosaurine hadrosaurid *Amurosaurus riabinini* from the Amur Region, Russia // PLOS One. 2013. Vol. 8, N11. e78899.
67. Болотский И.Ю., Болотский Ю.Л., Сорокин А.П. Первая находка когтевой фаланги дромеозавриды (Dinosauria: Dromaeosauridae) из Благовещенского местонахождения позднемеловых динозавров (Амурская область) // Докл. АН. 2019. № 2. С. 184–186.
68. Bertozzo F., Bolotsky I. Y., Bolotsky Y. L. et al. A pathological ulna of *Amurosaurus riabinini* from the Upper Cretaceous of Far Eastern Russia // Historical Biology. 2023. N2. P. 268–275.
69. Триас и юра Сихотэ-Алиня / под ред. П.В. Маркевича, Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука, 2004. 420 с.

## REFERENCES

1. Polubotko I.V., Ochev V.G. Novye nakhodki ikhtiozavrov v triase Severo-Vostoka SSSR i nekotorye zamechaniya ob usloviyakh ikh zakhoroneniya = [New finds of ichthyosaurs in the Triassic of the North-East of the USSR and some comments on the conditions of their burial]. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*. 1972;(3):36–42. (In Russ.).
2. Nakajima Y., Shigetani Y., Houssaye A., Zakharov Y.D., Popov A.M., Sander P.M. The Early Triassic ichthyosauriform fossils from the Russian Far East. *Scientific Reports*. 2022;12(5546). <https://doi.org/10.1038/s41598-022-09481-6>
3. Zakharov Y.D., Arkhangel'skiy M.S., Zver'kov N.G., Borisov I.V., Popov A.M. Age of beds with ichthyosaur *Tholodus* in South Primorye. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2015;34(5):390–397.
4. Arhangel'skiy M.S., Zver'kov N.G., Zakharov Yu.D., Borisov I.V. O pervoj dostovernoy nakhodke ostatkov predstavatelya roda *Tholodus* (Reptilia: Ichthyopterygia) na aziatskoj okraine Pantalassy = [About the first reliable discovery of remains of a representative of the genus *Tholodus* (Reptilia: Ichthyopterygia) on the Asian outskirts of Panthalassa]. *Paleontologicheskij Zhurnal*. 2016;(1):73–81. (In Russ.).
5. Zakharov Y.D., Nakajima Y., Arkhangel'skiy M.S., Popov A.M., Bondarenko L.G., Smyshlyaeva O.P., Pokrovsky V.K. New finds of Triassic marine reptiles from Eastern Russia: ammonoid age control and possible evidence for Ichthyopterygian affinities. *Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya*. 2024;32(3):242–264.
6. Efimov V.M., Efimov V.V. Novye nakhodki ostankov morskikh reptilij v mezozoe Sibiri = [New discoveries of remains of marine reptiles in the Mesozoic of Siberia]. In: *Paleontologiya, Stratigrafiya i Paleogeografiya Mezozoya i Kajnozoya Boreal'nykh Rajonov*. Vol. I. Mezozoj. Novosibirsk: INGG SO RAN; 2011. P. 84–87. (In Russ.).
7. Shishkin M.A., Lozovskij V.R. Labirintodont iz triasa Primor'ya = [Labyrinthodont from the Triassic of Primorye]. *Dokl. AN SSSR*. 1979;246(1):201–205. (In Russ.).
8. Ryabinin A.N. Pozvonok ikhtiozavra iz verkhnego triasa Kolym'skogo kraja = [Ichthyosaur vertebra from the Upper Triassic of the Kolyma region]. *Priroda*. 1946;(9):57–58. (In Russ.).
9. Zver'kov N.G., Grigoriev D.V., Wolniewicz A.S., Konstantinov A.G., Sobolev E.S. Ichthyosaurs from the Upper Triassic (Carnian-Norian) of the New Siberian Islands, Russian Arctic, and their implications for the evolution of the ichthyosaurian basicranium and vertebral column. *Earth and Environmental Science of the Royal Society of Edinburgh*. 2022;113(1):51–74. <https://doi.org/10.1017/S1755691021000372>.
10. Rogov M.A., Zver'kov N.G., Zakharov V.A., Arkhangel'skiy M.S. Morskie reptilii i klimat yury i mela Sibiri = [Marine reptiles and the climate of the Jurassic and Cretaceous of Siberia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya*. 2019;27(4):13–39. (In Russ.).
11. Ryabinin A.N. O novykh nahodkakh Plesiosauria v Sovetskoj Arktike i shejnom pozvonke Plesiosaurus latispinus Owen s o. Uedineniya v Karskom more = [About new finds of Plesiosauria in the Soviet Arctic and the cervical vertebra of Plesiosaurus latispinus Owen from the Solitude Island in the Kara Sea]. *Problemy Arktiki*. 1939;(9):49–55. (In Russ.).
12. Kalinko M.K. Geologiya i neftegazonosnost' poluostrova Nordvik (Yuryung-Tumus) = [Geology and oil and gas potential of the Nordvik Peninsula (Jurung-Tumus)]. *Trudy NIIGA*. 1953;75:1–168. (In Russ.).
13. Cincotta A., Pestchevitskaya E.B., Sinitsa S.M., Markevich V.S., Debaille V., Reshetova S.A., Mashchuk I.M., Frolov A.O., Gerdes A., Yans J., Godefroit P. The rise of feathered dinosaurs: *Kulindadromeus zabaikalicus*, the oldest dinosaur with “feather-like” structures. *Peer J*. 2019;7. e6239.
14. Averianov A.O., Krasnolutskii S.A., Ivantsov S.V. A new basal coelurosaur (Dinosauria: Theropoda) from the Middle Jurassic of Siberia. *Proceedings of the Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences*. 2010;(1):42–57.
15. Alifanov V.R. Nadotryad Dinosauria. = [Superorder Dinosauria]. *Fossil vertebrates of Russia and neighboring countries. Fossil reptiles and birds*. M.: Geos; 2012. Ch. 2. P. 153–309. (In Russ.).
16. Averianov A.O., Ivantsov S.V., Skutschas P.P. Theropod teeth from the Lower Cretaceous Ilek Formation of Western Siberia, Russia. *Proceedings of the Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences*. 2019;(2):65–84.
17. Aver'yanov A.O., Lopatin A.V. Dinozavry Rossii: obzor mestonakhozhdenij = [Dinosaurs of Russia: overview of locations]. *Vestnik RAN*. 2023;93(4):342–354. (In Russ.).
18. Godefroit P., Sinitsa S.M., Dhouiailly D., Bolotsky Y.L., Sizov A.V., McNamara M.E., Benton M.J., Spagna P. A Jurassic ornithischian dinosaur from Siberia with both feathers and scales. *Science*. 2014;(6195):451–455.

19. Alifanov V.R. Ob otkrytii pozdneyurskikh dinozavrov v Rossii = [On the discovery of Late Jurassic dinosaurs in Russia]. *Dokl. AN.* 2014;(4):421–423. (In Russ.).
20. Zakharov V.A. Bukhiidy i biostratigrafiya boreal'noj verkhnej yury i neokoma = [Buchiids and biostratigraphy of the Boreal Upper Jurassic and Neocomian]. *Trudy IGIG SO AN SSSR.* 1981;(458):1–270. (In Russ.).
21. Jakowlew N. Ueber Plesiosaurierreste aus der Wolgastufe an der Lena in Siberien. *Notes of the Mineralogical Society.* Ser. 2. 1903;41:13–16.
22. Il'ina V.I. Palinologiya yury Sibiri = [Palynology of the Jurassic of Siberia]. *Trudy IGIG SO AN SSSR.* 1985;(638):1–237. (In Russ.).
23. Nesov L.A. Dinovavry Severnoj Evrazii: novye dannye o sostave kompleksov, ehkologii i paleobiogeografii = [Dinosaurs of Northern Eurasia: new data on the composition of complexes, ecology and paleobiogeography]. SPb.: Izd-vo SPBGU; 1995. 134 p. (In Russ.).
24. Saks V.N., Ronkina Z.Z., Shul'gina N.I., Basov V.A., Bondarenko N.M. Stratigrafiya yurskoj i melovoj sistemy severa SSSR = [Stratigraphy of the Jurassic and Cretaceous system of the north of the USSR]. M.; L.: Izd-vo AN SSSR; 1963. 227 p. (In Russ.).
25. Averianov A.O., Skutschas P.P. A new lithostrotian titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) from the Early Cretaceous of Transbaikalia, Russia. *Biological Communications.* 2017;(1):6–18.
26. Rozhdestvenskij A.K. Izuchenie melovykh reptilij v Rossii = [Study of Cretaceous reptiles in Russia]. *Paleontologicheskij Zhurnal.* 1973;(2):90–99. (In Russ.).
27. Dmitriev G.A. Novye nakhodki dinozavrov v Buryatii = [New discoveries of dinosaurs in Buryatia]. *Paleontologicheskij Zhurnal.* 1960;(1):148. (In Russ.).
28. Averianov A.O., Sizov A.V., Skutschas P.P. Gondwanan affinities of *Tengrisaurus*, Early Cretaceous titanosaur from Transbaikalia, Russia (Dinosauria, Sauropoda). *Cretaceous Research.* 2021;122. 104731.
29. Averianov A.O., Sizov A.V., Grigoriev D.V., Pestchevitskaya E.B., Vitenko D.D., Skutschas P.P. New data on dinosaurs from the Lower Cretaceous Murtoi Formation of Transbaikalia, Russia. *Cretaceous Research.* 2022;138. 105287.
30. Sarkisyan S.G. Mezozojskie i tretichnye otlozheniya Pribajkal'ya, Zabajkal'ya i Dal'nego Vostoka = [Mesozoic and Tertiary deposits of the Baikal region, Transbaikalia and the Far East]. M.: Izd-vo AN SSSR; 1958. 338 p. (In Russ.).
31. Kolosov P.N., Ivensen G.V., Mikhajlova T.E., Kurzanov S.M., Efimov M.B., Gubin Yu.M. Tafonomiya pozdne mezozojskogo mestonakhozheniya tetrapod Tehehteh (Yakutiya) = [Taphonomy of the Late Mesozoic tetrapod locality Teete (Yakutia)]. *Paleontologicheskij Zhurnal.* 2009;(2):79–85. (In Russ.).
32. Averianov A.O., Ivantsov S.V., Skutschas P.P. Caudal vertebrae of titanosaurian sauropod dinosaurs from the Lower Cretaceous Ilek Formation in Western Siberia, Russia. *Cretaceous Research.* 2020;107. 104309.
33. Leshchinskij S.V., Fajngerc A.V., Ivancov S.V. Bol'shoj Ilek – stratotip ilekskoj svity nizhnego mela i novoe mestonakhozhenie dinozavrovoj i mamontovoj faun yugo-vostoka Zapadnoj Sibiri = [Bolshoi Ilek – stratotype of the Ilek Formation of the Lower Cretaceous and a new location of dinosaur and mammoth faunas in the southeast of Western Siberia]. *Dokl. AN.* 2019;(5):513–516. (In Russ.).
34. Averianov A.O., Ivantsov S.V., Skutschas P.P., Faingertz A.V., Leshchinskij S.V. A new sauropod dinosaur from the Lower Cretaceous Ilek Formation, Western Siberia, Russia. *Geobios.* 2018;(1):1–14.
35. Aver'yanov A.O., Lopatin A.V. Novye dannye o Sibirotitan, titanozavriformnom zavropode iz rannego mela Zapadnoj Sibiri = [New data on Sibirotitan, a titanosauriform sauropod from the Early Cretaceous of Western Siberia]. *Dokl. RAN. Nauki o Zemle.* 2022;(1):280–284. (In Russ.).
36. Skutschas P.P., Markova V.D., Boitsova E.A., Leshchinskij S.V., Ivantsov S.V., Maschenko E.N., Averianov A.O. Theropod egg from the Lower Cretaceous Ilek Formation of Western Siberia, Russia. *Historical Biology.* 2017;(7):836–844.
37. Lopatin A.V., Mashchenko E.N., Tarasenko K.K., Podlesnov A.V., Demidenko N.V., Kuz'mina E.A. Unikal'noe zakhoronenie rannemelovykh pozvonochnykh v Zapadnoj Sibiri (mestonakhozhenie Shestakovo-3, Kemerovskaya oblast') = [A unique burial of Early Cretaceous vertebrates in Western Siberia (Shestakovo-3 locality, Kemerovo region)] *Dokl. AN.* 2015;(5):620–623. (In Russ.).
38. Podlesnov A.V. Morfologiya soedineniya cherepa i shejnykh pozvonkov *Psittacosaurus sibiricus* (Ornithischia: Ceratopsia) = [Morphology of the junction of the skull and cervical vertebrae of *Psittacosaurus sibiricus* (Ornithischia: Ceratopsia)]. *Paleontologicheskij Zhurnal.* 2018;(6):74–87. (In Russ.).
39. Skutschas P.P., Morozov S.S., Averianov A.O., Leshchinskij S.V., Ivantsov S.V., Fayngerts A.V., Feofanova O.A., Vladimirova O.N., Slobodin D.A. Femoral histology and growth patterns of the ceratop-

sian dinosaur *Psittacosaurus sibiricus* from the Early Cretaceous of Western Siberia. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2021;(2):437–447.

40. Ryabinin A.N. Zametka o dinozavre iz Zabajkal'ya = [A note about a dinosaur from Transbaikalia]. *Trudy Geologicheskogo Muzeya imeni Petra Velikogo Imperatorskoj Akademii Nauk*. 1914;(8):133–140. (In Russ.).

41. Belyaevskij N. A., Gromov Yu. A., Eliseeva V. K., Putincev V. K. Geologiya Primorskogo kraja = [Geology of Primorsky Krai]. Ob'yasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte Primorskogo kraja masshtaba 1:500000. M.: Gosudarstvennoe Nauchno-Tekhnicheskoe Izdatel'stvo Literatury po Geologii i Okhrane Nedr; 1955. 339 p. (In Russ.).

42. Aver'yanov A. O., Popov V. K. Pervaya nakhodka pleziozavra v Primorskom krae = [The first discovery of a plesiosaur in the Primorsky Territory]. *Dokl. AN*. 2005;401(1):133–135. (In Russ.).

43. Popov V. K. O nahodke pleziozavra v rannemelovykh otlozheniyakh Primor'ya = [About the discovery of a plesiosaur in the Early Cretaceous deposits of Primorye]. *Uspekhi Nauk o Zhizni*. 2011;(3):61–68. (In Russ.).

44. Zakharov V. A., Bejzel' A. L., Zverev K. V., Lebedeva N. K., Khomentovskij O. V. Stratigrafiya verkhmelovykh otlozhenij Severnoj Sibiri (razrez po r. Yangode) = [Stratigraphy of Upper Cretaceous deposits of Northern Siberia (section along the Yangoda River)]. Novosibirsk: IGIG SO AN SSSR; 1989. 70 p. (In Russ.).

45. Zakharov V. A., Khomentovskij O. V. Novye dannye po stratigrafii morskogo verkhnego mela Ust'-Enisejskoj vpadiny = [New data on the stratigraphy of the marine Upper Cretaceous of the Ust-Yenisei depression]. *Trudy IGIG SO AN SSSR*. 1989;722:176–184. (In Russ.).

46. Marinov V. A., Sobolev E. S. Novye dannye po stratigrafii verkhnego mela Ust'-Enisejskogo rajona (sever Zapadnoj Sibiri) = [New data on the stratigraphy of the Upper Cretaceous of the Ust-Yenisei region (northern Western Siberia)]. *Paleontologiya, Stratigrafiya i Paleogeografiya Boreal'nogo Mezozoya*. Novosibirsk: Geo; 2006. P. 22–24. (In Russ.).

47. Ryabinin A. N. Zametka o pleziozavre s o. Sakhalin = [A note about a plesiosaur from Sakhalin Island]. *Geologicheskij vestnik* 1915;1(2):82–84. (In Russ.).

48. Storrs G. W., Arkhangel'sky M. S., Efimov V. M. The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia. Cambridge: Cambridge Univ. Press; 2000. P. 187–210.

49. Nagao T. *Nipponosaurus sachalinensis*: a new genus and species of trachodont dinosaur from Japanese Saghalien. *Journal of Faculty of Science of Hokkaido Imperial University. Ser. 4*. 1936;3:185–220.

50. Takasaki R., Chiba K., Kobayashi Y., Currie P. J., Fiorillo A. R. Reanalysis of the phylogenetic status of *Nipponosaurus sachalinensis* (Ornithopoda: Dinosauria) from the Late Cretaceous of Southern Sakhalin. *Historical Biology*. 2017;(5):694–711.

51. Nesov L. A., Golovneva L. V. Istoriya razvitiya flory, fauny pozvonochnykh i klimat a v pozdnem senone na severo-vostoke Koryak'skogo nagor'ya = [History of the development of flora, vertebrate fauna and climate in the late Senonian in the northeast of the Koryak Highlands]. *Kontinental'nyj mel SSSR*. Vladivostok: DVO RAN; 1990. P. 191–212. (In Russ.).

52. Godefroit P., Golovneva L. B., Shchepetov S. V. et al. The last polar dinosaurs: high diversity of latest Cretaceous arctic dinosaurs in Russia. *Naturwissenschaften*. 2009;(4):495–501.

53. Moiseenko V. G., Sorokin A. P., Bolotskij Yu. L. Iskopaemye reptilii Priamur'ya = [Fossil reptiles of the Amur region]. Khabarovsk: Amur NC DVO RAN; 1997. 54 p. (In Russ.).

54. Rozhdestvenskij A. K. O mestonakhozhdeniyakh verkhmelovykh dinozavrov na r. Amur [On the locations of Upper Cretaceous dinosaurs on the Amur River]. *Vertebrata Palasiatica*. 1957;(4):285–291. (In Russ.).

55. Godefroit P., Bolotsky Y. L., Alifanov V. R. A remarkable hollow-crested hadrosaur from Russia: an Asian origin for lambeosaurines. *Comptes Rendus Palevol*. 2003;(2):143–151.

56. Godefroit P., Bolotsky Y. L., Bolotsky I. Y. Osteology and relationships of *Olorotitan arharensis*, a hollow-crested hadrosaurid dinosaur from the latest Cretaceous of Far Eastern Russia. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2012;(3):527–560.

57. Alifanov V. R., Bolotskij Y. L. *Arkharavia heterocoelica* gen. et sp. nov. – novyj zavropodnyj dinozavr iz verkhnego mela Dal'nego Vostoka Rossii = [*Arkharavia heterocoelica* gen. et sp. nov. – a new sauropod dinosaur from the Upper Cretaceous of the Russian Far East]. *Paleontologicheskij Zhurnal*. 2010;(1):76–83. (In Russ.).

58. Bolotsky I. Y. On paleoecology of carnivorous dinosaurs (Tyranosauridae, Dromaeosauridae) from Late Cretaceous fossil deposits of Amur Region, Russian Far East. *Global Geology*. 2011;(1):1–6.

59. Bolotskij Y. L., Ermacans I. A., Bolotskij I. Y. Ostatki khishchnykh dinozavrov semejstva Tyrannosauridae iz mestonakhozhdenij Blagoveshchensk i Kundur (Priamur'e, Rossiya) = [Remains of carnivorous

dinosaurs of the family Tyrannosauridae from the Blagoveshchensk and Kundur localities (Amur region, Russia)]. *Biota i Sreda Prirodnykh Territorij*. 2021;(2):49–70. (In Russ.).

60. Bolotskij Y.L., Bugdaeva E.V., Markevich V.S. Dinozavry i sreda ikh obitaniya v konce melovogo perioda (Zejsko-Bureinskij bassejn, Rossijskij Dal'nij Vostok) = [Dinosaurs and their habitat at the end of the Cretaceous period (Zeysk-Bureya basin, Russian Far East)]. *Vestnik of the FEB RAS*. 2009;(4):73–82. (In Russ.).

61. Markevich V.S., Bolotskij YU.L., Bugdaeva E.V. Kundurskoe mestonakhozhdenie dinozavrov Priamur'ya = [Kundursky location of dinosaurs of the Amur region]. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 1994;(6):96–107. (In Russ.).

62. Tumanova T.A., Bolotskij Yu.L., Alifanov V.R. Pervye nakhodki pancirnykh dinozavrov v verkhnem melu Rossii (Priamur'e) = [The first finds of armored dinosaurs in the Upper Cretaceous of Russia (Amur region)]. *Paleontologicheskij Zhurnal*. 2004;(1):68–72. (In Russ.).

63. Bolotsky Y.L., Godefroit P. A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia. *Journal of Vertebrate Paleontology*. 2004;(2):351–365.

64. Bolotskij Yu.L., Kurzanov S.M. Gadrozavry Priamur'ya = [Hadrosaurs of the Amur region]. In: *Geologiya Tikhookeanskogo obramleniya. Materialy mezhdunarodnogo simpoziuma "Glubinnoe stroenie Tikhogo okeana i ego kontinental'nogo obramleniya"*. Ch. III. Blagoveshchensk: DVO RAN; 1991. P. 94–103. (In Russ.).

65. Godefroit P., Bolotsky Y.L., van Itterbeeck J. The lambeosaurine dinosaur *Amurosaurus riabinini*, from the Maastrichtian of Far Eastern Russia. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2004;(4):585–618.

66. Lauters P., Vercauteren M., Bolotsky Y.L., Godefroit P. Cranial endocast of the lambeosaurine hadrosaurid *Amurosaurus riabinini* from the Amur Region, Russia. *PLOS One*. 2013;8(11). e78899.

67. Bolotskij I.Yu., Bolotskij Yu.L., Sorokin A.P. Pervaya nakhodka kogtevoj falangi dromeozavrida (Dinosauria: Dromaeosauridae) iz Blagoveshchenskogo mestonakhozhdeniya pozdnemelovykh dinozavrov (Amurskaya oblast') = [The first discovery of the claw phalanx of a dromaeosaurid (Dinosauria: Dromaeosauridae) from the Blagoveshchensk locality of Late Cretaceous dinosaurs (Amur region)]. *Dokl. AN*. 2019;(2):184–186. (In Russ.).

68. Bertozzo F., Bolotsky I. Y., Bolotsky Y.L. et al. A pathological ulna of *Amurosaurus riabinini* from the Upper Cretaceous of Far Eastern Russia. *Historical Biology*. 2023;(2):268–275.

69. Markevich P.V., Zakharov Yu.D. (ed). Trias i yura Sikhoteh-Alinya = [Triassic and Jurassic of Sikhote-Alin]. Vladivostok: Dal'nauka; 2004. 420 p. (In Russ.).

Научная статья  
УДК 561.4.551.78(571.63)  
DOI: 10.31857/S0869769824050023  
EDN: HQGXRM

## Заключительный этап в эволюции позднекайнозойских флор тургайского экологического типа на территории Приморья

Б. И. Павлюткин<sup>✉</sup>, И. Ю. Чекрыжов, Т. И. Петренко

*Борис Иванович Павлюткин*

доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
pavlyutkin@fegi.ru  
<https://orcid.org/0009-0003-8297-1985>

*Игорь Юрьевич Чекрыжов*

научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
chekr2004@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

*Татьяна Ивановна Петренко*

научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
tipetro@fegi.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-4312-181X>

**Аннотация.** На основе сравнения позднеолигоцен-миоценовых флор в Приморье (флоры Нежино и карьера Дорожный) с известной позднеолигоценовой флорой горы Ашутас с территории Казахстана – одной из типичных тургайского экологического типа – обоснована правомерность отнесения приморских вариантов к указанному типу. Даны замечания к использованию понятий *растительность*, *флора*, *расселение видов*. Приведены фото-изображения наиболее типичных растений из нового местонахождения усть-суифунской флоры (т. 9155) с краткими комментариями к ним в свободной форме.

**Ключевые слова:** растительность, тургайская флора, поздний олигоцен, миоцен, Приморье

**Для цитирования:** Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Заклучительный этап в эволюции позднекайнозойских флор тургайского экологического типа на территории Приморья // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 27–39. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050023>

# Final evolutionary stage of late Cenozoic floras of the Turgay ecological type in Primorye

B. I. Pavlyutkin, I. Yu. Chekryzhov, T. I. Petrenko

*Boris I. Pavlyutkin*

Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Leading Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
pavlyutkin@fegi.ru  
<https://orcid.org/0009-0003-8297-1985>

*Igor Yu. Chekryzhov*

Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
chekr2004@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

*Tatyana I. Petrenko*

Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
tipetro@fegi.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-4921-8938>

**Abstract.** Based on the comparison of the Late Oligocene-Miocene floras of Primorye (floras of Nezhino and Dorozhny quarry) with the well-known Late Oligocene flora of Ashutas Mountain in Kazakhstan, which is one of the most typical floras of the Turgay ecological type, it is proven that Primorye floras also belong to the above-mentioned type. Comments are given on the use of the concepts of vegetation, flora, and species distribution. Photographs of the most typical plants from a new locality of the Ust-Suifun flora (pt. 9155) are presented with brief free-form comments.

**Keywords:** vegetation, Turgay flora, Late Oligocene, Miocene, Primorye

**For citation:** Pavlyutkin B.I., Chekryzhov I.Yu., Petrenko T.I. Final evolutionary stage of late Cenozoic floras of the Turgay ecological type in Primorye. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):27–39. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050023>

## Введение

Многими поколениями геологов и палеоботаников получены неоспоримые доказательства эволюции растительного мира Земли в целом и отдельных ее районов. Облик современных растений оформился еще в раннемеловой период (145–100 млн лет), хотя представители некоторых архаичных семейств уходят своими корнями в более древние периоды мезозойской эры. Многие растения из позднемелового периода не преодолели рубеж *мезозой/кайнозой*, другие в трансформированном варианте вошли в состав новых, кайнозойских сообществ. Мел – это период расцвета новой систематической группы, так называемых покрытосеменных (= цветковых) растений, занявших во многих климатических зонах доминирующие позиции в последующие геологические эпохи.

Геохронологический интервал от начала кайнозойской эры (66,0 млн лет) до рубежа эоцен/олигоцен (34,0 млн лет) ознаменовался элиминацией (исчезновением) из растительных сообществ (палеофитоценозов) одних родов и видовым обеднением других. Этот этап в развитии растительного мира получил у палеоботаников название *ранний кайнофит*. На смену ему

пришел *поздний кайнофит*, когда почти все растения, определяющие его, имеют близких аналогов в современном растительном мире. Переход от раннего к позднему кайнофиту, по общепринятому мнению, осуществился в раннем олигоцене (34–28 млн лет). К этому времени на обширных пространствах в умеренных широтах Голарктики (внетропическая область Северного полушария) сформировался особый тип лесной теплоумеренной растительности, основу которого составляли хвойно-широколиственные леса, преимущественно листопадные, с незначительной примесью вечнозеленого ценотического элемента в группе цветковых растений. Об этом свидетельствуют данные по олигоцен-раннемиоценовым флорам весьма удаленных территорий – от Западного Казахстана, через Тибет, Приморье до Британской Колумбии (юго-запад Канады) [1–5]. Перечисленные регионы расположены в полосе между 45–50° с.ш., поэтому корреляция названных флор вполне корректна.

В России для этого типа растительности выдающимся русским палеоботаником Африканом Николаевичем Кристофовичем был предложен термин *тургайская флора*, получивший известность даже за пределами круга специалистов по палеофитогеографии. Вопросы соотношения тургайской флоры в ее типовом варианте (флоротипе) и одновозрастных флор, известных с территории Приморского края (= Приморья), рассмотрены в данном сообщении.

### Фактический материал и методика

В 2009 г. нами было обнаружено ранее неизвестное сообщество растительных остатков в слоях позднемиоценовой усть-суйфунской свиты. Оно связано с эпизодически действующим карьером по добыче гравийно-галечной смеси, используемой для отсыпки полотна ремонтируемой автотрассы в окрестностях с. Нежино на юге Приморья (рис. 1, т. 9155).

В стенке карьера экспонирована часть разреза упомянутой свиты, представленная толщей галечников, перекрытых вблизи кромки уступа слоем желтовато-белых, светло-серых слоистых туффитов с многочисленными остатками листьев и единично – плодов (см. рис. 2, А, 1).

Из слоя туффитов нами собрана представительная коллекция штуфов с отпечатками растений, насчитывающая 362 экз. Растительная ткань на отпечатках полностью замещена минеральной субстанцией, а сами отпечатки по цвету не резко отличаются от породы. Листья ориентированы по слоистости, в большинстве случаев не деформированы, не скручены, хотя иногда листовая пластинка частично подвернута. Это указывает на спокойные условия захоронения листового материала, вероятно, в протоке или старице какой-то древней реки. Характер края и рисунок жилкования обычно выражены достаточно отчетливо, что позволяет уверенно определить родовую принадлежность большинства отпечатков. Значительная часть экземпляров, слишком фрагментарных и неудовлетворительной сохранности, не включена нами в таксономический список.

Фотоизображения обнажения и ископаемых растений выполнены с использованием цифровой камеры Canon G9 и последующей обработкой в программе Adobe Photoshop, но без ретуширования фрагментов жилкования и края листьев.



Рис. 1. Местоположение карьера Дорожный, т. 9155



Рис. 2. Листья и плоды из местонахождения усть-суйфунской флоры, т. 9155. А: 1 – фрагмент юго-восточной стенки карьера Дорожный, т. 9155; 2 – *Ulmus suifunensis* Klimova, обр. 9155/300; 3 – *Ulmus drepanodonta* Grub., обр. 9155/343; 4 – *Alnus schmalhauseni* Grub., обр. 9155/124; 5 – *Carpinus macrophylla* Pavlyutkin, обр. 9155/299; 6 – *Pterocarya primorica* Pavlyutkin, обр. 9155/123; 7 – *Carya* sp., обр. 9155/310. Б: 8 – *Pterocarya* sp. (fructus), обр. 9155/103; 9 – *Celtis inequilateralis* Pavlyutkin, обр. 9155/269; 10 – *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Bůžek et Kotlaba, обр. 9155/177; 11 – *Populus zaisanica* Iljinskaja, обр. 9155/80; 12 – *Phellodendron grandifolium* Iljinskaja, обр. 9155/358; 13 – *Acer nezhiense* Pavlyutkin, обр. 9155/357; 14 – *Acer* sp.-1 (samara), обр. 9155/137; 15 – *Acer monoides* Shap. (folium), обр. 9155/107; 16 – *Acer* sp.-2 (samara), обр. 9155/382; 17 – *Aesculus mayus* (Nath.) Tanai (foliolum), обр. 9155/192; 18 – *Alangium* sp., обр. 9155/129; 19 – *Cornus miowaltherii* Hu et Chaney, обр. 9155/346. В: 20 – *Ampelopsis* sp. (folium compositum), обр. 9155/228; 21 – *Ampelopsis* sp. (laterale foliolum), обр. 9155/20a; 22 – *Ampelopsis* sp. (terminale foliolum), обр. 9155/156; 23 – *Parthenocissus* sp. (laterale foliolum), обр. 9155/112; 24 – *Parthenocissus* sp. (terminalre foliolum), обр. 9155/183; 25 – *Syringa* sp., обр. 9155/170; 26 – *Osmanthus* sp., обр. 9155/314; 27 – *Lonicera krassilovii* Pavlyutkin, обр. 9155/360

## Результаты и их обсуждение

Поскольку данное сообщение рассчитано прежде всего на потенциального читателя, представляющего неботанические научные дисциплины, необходимо дать пояснение к использованным в статье терминам, а также коснуться некоторых общих вопросов палеоботаники. В повседневной жизни люди иногда сталкиваются с остатками древних растений, запечатленных на сколах горных пород. Такие фрагменты в виде листовых отпечатков или окаменевших (фоссилизированных) плодов вызывают неподдельный интерес даже у лиц, весьма далеких от геологии и палеоботаники. Скопления таких остатков приуроченные к определенным слоям горных пород, называются захоронениями древних растений или тафоценозами, а пункты соответствующих находок – местонахождениями этих растений. Специалисты-палеоботаники в процессе изучения местонахождений производят сборы таких остатков, естественно, вместе с фрагментами породы, на которой они запечатлены, формируя коллекции из многих сотен и даже тысяч экземпляров для последующего изучения. Некоторые местонахождения приобретают мировую известность, они сопровождаются описанием геологической ситуации с точной привязкой пункта сборов для последующих посещений другими исследователями.

После операции препарирования, сравнимой по аккуратности с работой реставраторов древних фресок, тщательной подготовки образцов к фотографированию и описанию, перед специалистами встает в первую очередь задача по установлению принадлежности каждого остатка (макрофитофоссилии) к определенной таксономической группе растений, называемой родом, а в пределах рода к виду как основной таксономической единице. Речь идет, как правило, о древесно-кустарниковых представителях растительного мира, ибо травянистые растения редко попадают в захоронения из-за отсутствия у них сезонной листопадности. Находки в захоронениях остатков этой группы, иногда довольно многочисленные, принадлежат обычно водным растениям. На первый взгляд, определение систематической принадлежности растения по его небольшому фрагменту (например, листу, чаще даже неполному) представляется невероятным. Однако палеоботаники научились этому, тщательно выявляя особенности архитектуры листовой пластинки у современных растений – представителей различных родов, создав для описания специальную терминологию [6].

Так как в названии данного сообщения фигурирует понятие *флора*, необходимо дать некоторое пояснение этому термину и его соотношению с другим распространенным термином – *растительность*, поскольку в представлении обычного человека эти понятия рассматриваются либо в качестве синонимов, либо как соподчиненные категории. Например, флора является частью растительности, свойственной какой-либо территории, конкретному району, растительной формации, фитоценозу и пр. Это не совсем правильно. В реальном мире мы имеем дело с растительностью как частью окружающего нас живого мира – биоты. Мы можем наблюдать ее отдельные фрагменты, фотографировать их, изучать и коллекционировать, создавая гербарии, т.е. взаимодействовать с ней. Как известно, растительный мир, возникший задолго до появления человека, эволюционировал, одни его составляющие вымирали, на смену им приходили другие, «не подозревая» о том, что они относятся к каким-то родам, видам или иным таксономическим категориям. Но вот появились первые ботаники и сразу приступили к систематизации составляющих растительного мира на иерархически соподчиненные, таксономические единицы (порядки, семейства, роды, виды и т.д.), располагаемые в строго определенной последовательности, неодинаковой в разных научных школах. Параллельно структурирование растительного мира происходило по другой линии – объединению сообществ растений в ценоотические единицы, важнейшими из которых являются фитоценозы, экологически связанные с определенными местообитаниями (биотопами). Теперь растительный мир каждой территории предстает перед нами, с одной стороны, как совокупность фитоценозов (сообществ), объединяемых в более крупные таксономические единицы – ассоциации, формации, группы формаций и, наконец, типы растительности, а с другой стороны, как флора, т.е. набор видов, представленный в форме таксономической таблицы (см. таблицу ниже), построенной по иерархическому принципу.

В таблице каждый таксон имеет свое единственное законное название на латыни в соответствии с правилами так называемой ботанической номенклатуры, периодически корректируемой

**Таксономический состав усть-суйфунской флоры (местонахождение 9155)**

Семейство	Род	Вид
Taxodiaceae	<i>Metasequoia</i>	<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newb.) Chaney
Cercidiphyllaceae	<i>Cercidiphyllum</i>	<i>Cercidiphyllum latisinuatum</i> Cheleb.
Ulmaceae	<i>Ulmus</i>	<i>Ulmus drepanodonta</i> Grub.
		<i>Ulmus suifunensis</i> Klimova
		<i>Ulmus nezhinoensis</i> Pavlyutkin
	<i>Zelkova</i>	<i>Zelkova zelkovifolia</i> (Ung.) Bůžek et Kotlaba
	<i>Celtis</i>	<i>Celtis inequilateralis</i> Pavlyutkin
		<i>Celtis subintegerrima</i> Pavlyutkin
Moraceae	<i>Morus</i>	<i>Morus</i> sp.
Betulaceae	<i>Alnus</i>	<i>Alnus schmalhauseni</i> Grub.
	<i>Carpinus</i>	<i>Carpinus macrophylla</i> Pavlyutkin
	<i>Corylus</i>	<i>Corylus takaminensis</i> Uemura
Salicaceae	<i>Salix</i>	<i>Salix preobrajenskyi</i> Cheleb.
	<i>Populus</i>	<i>Populus zaisanica</i> Iljinskaja
		<i>Populus jarmolenkoi</i> (Iljinskaja) Iljinskaja
Juglandaceae	<i>Pterocarya</i>	<i>Pterocarya primorica</i> Pavlyutkin
		<i>Pterocarya</i> sp. (fructus)
	<i>Carya</i>	<i>Carya</i> sp.
Clethraceae	<i>Clethra</i>	<i>Clethra maximoviczii</i> Nath.
Rutaceae	<i>Phellodendron</i>	<i>Phellodendron grandifolium</i> Iljinskaja
Aceraceae	<i>Acer</i>	<i>Acer nezhinoense</i> Pavlyutkin
		<i>Acer monoides</i> Shap.
		<i>Acer</i> cf. <i>nordenskioldii</i> Nath.
		<i>Acer</i> sp.-1 (samara)
		<i>Acer</i> sp.-2 (samara)
Hippocastanaceae	<i>Aesculus</i>	<i>Aesculus majus</i> (Nath.) Tanai
Oleaceae	<i>Syringa</i>	<i>Syringa</i> sp.
	<i>Osmanthus</i>	<i>Osmanthus</i> sp.
Alangiaceae	<i>Alangium</i>	<i>Alangium</i> sp.
Cornaceae	<i>Cornus</i>	<i>Cornus miowaltherii</i> Hu et Chaney
Araliaceae	<i>Acanthopanax</i>	<i>Acanthopanax ustsuiunensis</i> Pavlyutkin
Vitaceae	<i>Ampelopsis</i>	<i>Ampelopsis</i> sp.
	<i>Parthenocissus</i>	<i>Parthenocissus</i> sp.
Caprifoliaceae	<i>Lonicera</i>	<i>Lonicera krassilovii</i> Pavlyutkin

на очередном международном ботаническом конгрессе. Нередко такой таксономический список и отождествляется с флорой. Таким образом, растительность – это категория материального мира, предстающая перед нами либо в своем первозданном, «не актуализированном» виде, либо определенным образом структурированная специалистами-геоботаниками. Флора же есть сущность мира информационного, виртуального, поэтому выражения типа «центром возникновения тургайской флоры является...» строго говоря не совсем корректны. Правильно следовало бы говорить: «растительная ассоциация, называемая нами тургайской флорой, возникла...». Однако по молчаливому согласию специалистов используется первый, упрощенный вариант.

Аналогичным образом обстоит дело и с таксономическими единицами. В материальном мире нет никаких видов, родов и таксонов более высокого ранга. Все они – продукт рефлексии мозговой деятельности человека, но им отвечает материальный эквивалент в виде группы растений, обладающих общими морфологическими признаками, лимитируемыми диагнозами соответствующих таксонов и объединяемых таким понятием, как *ареал*. В палеоботанике исследователь имеет дело с фрагментами растений, попавших когда-то в захоронение и им откопанных, поэтому к видам, основанным на ископаемом материале, понятие *ареал* не применимо. Здесь можно говорить лишь об ареале находок, контуры которого абсолютно неопределенны и могут кардинально измениться в будущем.

Следует остановиться на вопросе миграции или расселения видов – терминах, нередко используемых даже в специализированных публикациях [7]. В контексте сказанного говорить можно не о миграции видов, а лишь о таковой отдельных компонентов растительных сообществ, но такая миграция есть один из результатов смещения границ между сопредельными флористическими областями (фитохориями). Такое смещение, вызванное чаще всего климатическими причинами, сопровождается частичной переработкой флористического спектра взаимодействующих растительных группировок в переходной (экотонной) полосе. Никакое «самостоятельное» внедрение представителей иной флоры в устойчивые (климаксовые) чужие фитоценозы, тем более перемещение отдельных видов (как материальной сущности) «в глубоком тылу» сопредельной фитохории нереально. Это возможно только в пределах нарушенных человеком исходных местообитаниях растений, в так называемых антропогенных ландшафтах, и при содействии человека.

Наконец, следует заметить, что понятие *флора* в ботанике и палеоботанике – это далеко не одно и то же. В ботанике исследователь имеет возможность изучать растения в их целостности, тогда как палеоботаник сталкивается с ископаемыми остатками растений, чаще с так называемыми листовыми отпечатками. Поэтому понятие вида как главного элемента флоры в палеоботанике сводится к систематике исключительно по морфологическому признаку сообществ листовых отпечатков, захороненных в слоях горных пород. Последние объединяются в стратиграфии (одной из геологических дисциплин, изучающей осадочные породы) в таксономические единицы – стратоны различного иерархического уровня, важнейшим из которых является свита. Согласно Стратиграфическому кодексу России [8] под свитой понимается совокупность отложений, отличающихся от ниже- и вышележащих составом и структурами пород, комплексом остатков организмов и рядом других признаков.

После высказанных замечаний общего плана самое время вернуться к нашей теме, а именно к содержанию понятия *тургайская флора*. А.Н. Криштофович как автор этого понятия [3] связывал появление некоторых родов, занявших доминирующие позиции в будущей тургайской лесной растительности, с позднемеловой эпохой. Однако эти роды были представлены архаичными секциями, либо вымершими к началу становления флоры нового типа (олигоцен), либо вошедшими в ее состав в качестве реликтовых ценотических элементов. Большинство специалистов по палеофитогеографии считает центром возникновения и последующей экспансии флоры тургайского типа Северо-Восточную Азию, где она сформировалась на базе предшествующей, арктотретичной флоры – понятия, введенного в научный обиход немецким палеоботаником А. Энглером еще в XIX в.

Любая флора, как и слагающие ее элементы-виды, нуждается в типификации, т.е. выборе эталона, с которым можно сравнивать другие флоры того же или похожего типа иных регионов. Исторически сложилось так, что наиболее изученной оказалась тургайская флора на территории одноименного Тургайского плато в Западном Казахстане, откуда и происходит

ее название и где она охарактеризована комплексами из нескольких местонахождений. Время существования там указанной флоры охватывает интервал от позднего олигоцена до раннего миоцена включительно (28–15 млн лет). Ее дальнейшая история оборвалась в связи с аридизацией климата и сменой лесной растительности на лесостепную и степную, почти не оставивших о себе никаких документальных свидетельств.

С.Г. Жилин – один из ведущих специалистов по проблемам, связанным с историей тургайской флоры [7], подчеркивает, что не всякая теплоумеренная флора может относиться к категории тургайского типа. В частности, он не считает позднеолигоцен-раннемиоценовые дальневосточные флоры принадлежащими к ней. По его мнению, для этого, кроме общего родового состава, необходимо наличие у них достаточного количества видов, общих с типичными тургайскими флорами Казахстана.

Что касается теплоумеренных флор названного интервала, известных с территории Приморья, то такое заключение представляется неверным. Оно во многом объясняется ограниченными данными о них, имевшимися к началу 80-х годов прошлого столетия. За последующее время объем знаний по этим флорам в Приморье существенно вырос, а монографически обработанные флоры из новых местонахождений характеризуются довольно объемными (до 1,5–2,0 тыс. образцов) коллекциями растительных остатков [9–13]. Это в определенной мере распространяется и на открытое нами местонахождение 9155.

По результатам обработки собранной коллекции растений установлено присутствие в ее составе представителей 34 видов из 25 родов, входящих в 17 семейств (см. таблицу).

В откопанном сообществе (ориктоценозе) растительных остатков преобладают листья ильмов, относящихся к трем видам. Это доминирующая группа, обычно приуроченная к аллювиальным отложениям и выступающая как один из эдификаторов в фитоценозах речных долин. Роль субдоминантов выполняют несколько родов, среди них относительно большим числом экземпляров представлены граб, бархатное дерево, клены (4 вида), алангум, виноградные и жимолость. Степень присутствия двух последних компонентов в других усть-суйфунских флористических комплексах оценивается по шкале *нет–единично*, поэтому их заметное присутствие в данном ориктоценозе, вероятнее всего, результат влияния локальных факторов. В захоронении преобладают растения преимущественно листопадные, сохраняющие этот признак даже в гораздо более южных территориях, включая тропики, хотя и в качестве других видов.

Анализ таксономического состава флоры *карьера Дорожный* и других приморских теплоумеренных флористических комплексов, из которых наиболее известна флора Нежино [13], позволил выявить присутствие в них значительного количества общих видов с тургайскими флорами в типовом варианте последних. В частности, с одной из наиболее представительной флорой тургайского типа, известной как флора *горы Ашутас* в Восточном Казахстане [14], установлены следующие общие либо викарирующие (разобщенные в пространстве) виды, известные под другими названиями: *Osmunda heerii* Gaudin/*O. doroshiana* Goeppl.<sup>1</sup>, *Pseudolarix japonica* Tanai et Onoe/*P. fossilis* Jarm., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Typha latissima* A. Br., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) R.W. Brown, *Liquidambar europaea* A. Br., *Ulmus carpinoides* Goeppl., *Ulmus drepanodonta* Grub., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Bužek et Kotlaba, *Alnus schmalhauseni* Grub., *Ostrya antiqua* Grub., *Cyclocarya ashutassica* Пјинская, *C. weylandii* Straus, *Populus zaisanica* Пјинская, *Tilia irtyschensis* (Shap.) Grub., *Sorbus praetorminalis* Krysh. et Baik., *Phellodendron grandifolium* Пјинская, *Ailanthus yezoensis* Oishi et Huz./*A. confucii* Ung., *Acer monoides* Shap., *Acer neuburgae* Baik.

Развернутый анализ сравниваемых флор вряд ли уместен в рамках данной статьи с учетом специфики журнала, но приведенный впечатляющий список общих видов дает основание рассматривать приморские теплоумеренные флоры позднего олигоцена–раннего миоцена как аналоги тургайских, причем не только в экологическом смысле, но и в систематическом плане. Незначительные отличия от типовых тургайских проявляются в некотором присутствии в них восточно-азиатского элемента, но эти отличия не меняют сформулированного вывода.

<sup>1</sup> Первое название в сопряженных парах относится к флорам из Приморья.

На территории Приморья в отличие от Казахстана история флоры тургайского типа не заканчивается на рубеже ранний/средний миоцен, а продолжается до раннего плиоцена включительно, судя по составу пыльцевых спектров, отражающих лесную растительность, существовавшую в условиях теплоумеренного климата. И только флора позднего плиоцена свидетельствует о появлении нового типа формации – темнохвойной тайги на склонах и водоразделах с преобладанием елово-пихтовых ассоциаций и участием берез, в том числе кустарниковых, при сохранении широколиственных пород в долинных группировках. В начале четвертичного времени (гелазийский век) территорию Приморья, особенно ее северо-западную часть, затронула аридизация климата и обусловленный ею распад сомкнутых лесов нового, таежного типа, но еще сохранявших в долинных сообществах отдельные элементы тургайского происхождения. После восстановления гумидного типа климата в эоплейстоцене лесная растительность региона приобрела почти современный облик, при этом в ее составе сохранились представители предшествующего этапа ксерофитизации флоры – некоторые виды из родов *Quercus*, *Spiraea*, *Armeniaca*, *Caragana*, *Rhododendron*, *Fraxinus* [15]. В Приханковье доминирующие позиции заняли квазистепные ландшафты открытых пространств, а древесная растительность сформировала там дубово-березовые сообщества-рощи островного типа на склонах и водоразделах и галерейные леса вдоль речных долин с преобладанием представителей семейства ивовых.

Возраст усть-суйфунской флоры определяется временным интервалом формирования одноименной свиты как совокупности слоев с растительными остатками. С момента установления свиты в качестве номенклатурной единицы (конец 1950-х годов) возраст ее традиционно принимался как отвечающий позднему миоцену (11,6–5,3 млн лет). Эти цифры фигурируют и в материалах последнего по времени Межведомственного стратиграфического совещания [16]. Однако в последнее время высказано мнение [17] о более древнем возрасте свиты (23–24 млн лет), что отвечает примерно рубежу олигоцен/миоцен в Международной стратиграфической шкале. Оно основано на результатах радиоизотопного датирования U–Pb методом цирконов, извлеченных из пород усть-суйфунской свиты, в нашем случае (т. 9155) из галек пемзы – одного из компонентов галечников. Следует напомнить, что любое датирование физическими методами **осадочных пород** (!) фиксирует только возможную нижнюю границу их возраста. В данном случае мы определяем возраст вулканической породы (пемзы), послужившей одной из составляющих при формировании галечниковой толщи. Само применение метода корректно только в отношении вулканических пород, с возникновением которых совпадает рождение в них цирконов. Использование же для указанной цели туффитов с растительными остатками и осадочными текстурами (слоистостью) в изучаемом геологическом разрезе неправомерно.

Ниже даны краткие комментарии в свободном варианте к некоторым видам, установленным в усть-суйфунском флористическом комплексе (т. 9155) (рис. 2, А–В).

*Ulmus suifunensis* Klimova (ильм суйфунский) – рис. 2, А, 2. Вид, один из наиболее часто встречающихся в местонахождениях усть-суйфунской флоры. Имеет близкого аналога *Ulmus carpinoides* Goerrp. во флорах тургайского экологического типа.

*Ulmus drepanodonta* Grub. (ильм серпозубчатый) – рис. 2, А, 3. Вид впервые установлен в составе флоры горы Ашутас (= ашутасской флоры), одной из типовых тургайских. Это обычный компонент усть-суйфунской флоры.

*Alnus schmalhauseni* Grub. (ольха Шмальхаузена) – рис. 2, А, 4. Вид, впервые установленный также в составе ашутасской флоры и присутствующий почти во всех усть-суйфунских комплексах.

*Carpinus macrophylla* (граб крупнолистный) – рис. 2, А, 5. Данный вид, особенно обильно представленный во флоре Нежино, впервые установлен в составе тереховской флоры в бассейне р. Раздольная. Морфологически близкий граб в типовой тургайской флоре фигурирует под названием *Carpinus subcordata* Nath. [1].

*Pterocarya primorica* Pavlyutkin (птерокария приморская) – рис. 2, А, 6. Птерокария – один из родов в семействе ореховых. Орехи у его видов мелкие, не более 5 мм с крылатым околоплодником. Данный вид установлен в одном из усть-суйфунских захоронений в окрестностях с. Вольно-Надеждинское [11]. Близкий к нему вид *Pterocarya paradisiaca* (Ung.) Pjinskaja известен в ашутасской флоре. В настоящее время на территории России птерокария

произрастает в естественных условиях на Северном Кавказе, где она известна под местным названием *лапина*. В Приморье один из видов этого рода культивируется в Ботаническом саду-институте на станции Санаторная. Это очень красивое, особенно осенью, дерево с крупными перисто-сложными листьями.

*Carya* sp. (кария) – рис. 2, А, 7. Это другой представитель семейства ореховых. Виды рода *Carya* распространены в более южных по отношению к Приморью районах. Род представлен наибольшим числом видов на территории Северной Америки, местное название этих деревьев – *гикори*. Плоды карии, довольно крупные, особенно у культурных вариантов, похожие на плоды (эндокарпы) ореха, но с более гладкой поверхностью, употребляются в пищу. Листья, как и у всех ореховых, также перисто-сложные. Вид из захоронения 9155 приведен в открытой номенклатуре, т.е. только с указанием родовой принадлежности. Близкие аналоги его в других ископаемых флорах пока не удалось установить, возможно, это новый вид.

*Pterocarya* sp. (fructus) – рис. 2, Б, 8. Упомянутый выше плод и листочек, возможно, происходят с одного растения, но поскольку они установлены не в органической связи, то их объединение в рамках одного вида было бы нарушением Кодекса ботанической номенклатуры.

*Celtis inequilateralis* Pavlyutkin (каркас неравнобокий) – рис. 2, Б, 9. Каркас – род в семействе ильмовых. В современной флоре России виды рода *Celtis* известны в Крыму и на Кавказе. На Востоке Азии род в настоящее время широко распространен в Китае, Корею и Японии. У всех его видов листья простые, у большинства – с зубчатым краем, хотя в тропиках есть каркасы с цельнокрайной листовой пластинкой; плоды (сочные костянки) отдельных видов довольно крупные, съедобные. Древесина очень прочная. В фитокомплексе 9155 род *Celtis* представлен двумя видами (см. таблицу).

*Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Bůžek et Kotlaba (дзельква) – рис. 2, Б, 10. Это один из наиболее часто упоминаемых ископаемых вид рода дзельква, типовые образцы его происходят из Европы, вид присутствует в составе ашутасской флоры и почти во всех местонахождениях миоценовых флор в Приморье. На Южных Курилах известны одиночные деревья дзельквы, вероятно из старых посадок, ныне одичавшие.

*Populus zaisanica* Iljinskaja (тополь зайсанский) – рис. 2, Б, 11. Данный вид, установленный в ашутасской флоре, обильно представлен в большинстве миоценовых захоронений в Приморье. Его приморские экземпляры ничем не отличаются от типовых ашутасских.

*Phellodendron grandifolium* (бархатное дерево крупнолисточковое) – рис. 2, Б, 12. Данный ископаемый вид, установленный в ашутасской флоре, представитель семейства рутовых, известного нам по плодам цитрусовых. Современный *Phellodendron amurense* Rupr. (бархат амурский) – едва ли не единственный вид, продвинутый так далеко на север в умеренную климатическую зону, тогда как большинство представителей семейства обитает в субтропиках и тропиках. Листья у рутовых сложные, даже если они с одним листочком, который крепится не к побегу, а к оси (рахису) сложного листа.

*Acer nezhinoense* Pavlyutkin (клен нежинский) – рис. 2, Б, 13. Данный вид установлен в составе флоры Нежино [13]. Морфологически он близок к современному, произрастающему на юге Дальнего Востока клену приречному (*Acer ginnala* Maxim.). Листья у него, вероятно, тоже простые, но довольно изменчивые в пределах даже одного побега, что наблюдается у его предполагаемого современного аналога.

*Acer* sp.-1. – рис. 2, Б, 14. Крылатка клена, похожая на крылатки другого подвида клена приречного – *Acer ginnala* subsp. *theiformum* (Fang) Fang с территории Китая.

*Acer monoides* Shar. – рис. 2, Б, 15. Это один из самых обычных видов клена во флорах тургайского экологического типа, имеющий близкий аналог (*Acer mono* Maxim.) в современной флоре юга Дальнего Востока, наиболее далеко продвинутый на север.

*Acer* sp.-2. – рис. 2, Б, 16. Крылатка клена, весьма похожая на таковые у *Acer mono*.

*Aesculus mayus* (Nath.) Tanai – рис. 2, Б, 17. Данный вид из семейства конскокаштановых – довольно обычный компонент усть-суйфунской флоры. На фотографии изображен отпечаток листочка – сохранившейся части пальчатого-сложного листа. Конский каштан, напомним, не является даже дальним родственником каштана настоящего из семейства буковых.

*Alangium* sp. – рис. 2, Б, 18. Это один из видов однородного семейства алангиевых. В захоронении 9155 он представлен листьями с очень четким рисунком жилок. Листья

у него простые, некоторые очень крупные, край у них цельный с двумя лопастевидными зубцами. Близкий современный аналог известен во флоре Кореи.

*Cornus miowaltherii* Hu et Chaney (кизил Вальтера миоценовый) – рис. 2, Б, 19. Отпечатки из т. 9155, скорее всего, принадлежат другому таксону из семейства кизиловых – роду *Swida*. В современной флоре Приморья к нему относится так называемая свидина красная – раскидистый куст с красными ветками, белыми цветками в многоцветковых зонтичных соцветиях и белыми или голубовато-белыми сочными плодами-костянками. Листья кизиловых очень похожи у представителей разных родов семейства.

*Ampelopsis* sp. – рис. 2, В, 20–22. Вид из семейства виноградных, известный под названием *виноградовник*. Деревянистая лиана с листьями как простыми, так и сложными, трехлисточковыми. Ягоды несъедобные. В захоронении 9155 он представлен отпечатками листочков и частью сложного листа. Близким к ископаемому виду в современной флоре Приморья является *Ampelopsis japonica* (Tunb.) Makino, распространенный на юге региона.

*Parthenocissus* sp. – рис. 2, В, 23, 24. Еще один вид из семейства виноградных, известный под названием *девичий виноград*. В захоронении 9155 он представлен отпечатками листочков и сложного листа. В отличие от виноградовника это лазящая деревянистая лиана с присосками на концах коротких усиков, используемых обычно для подъема растения на скалы. Листья простые и/или сложные, трехлисточковые. Ягоды несъедобные.

*Syringa* sp. (сирень) – рис. 2, В, 25. Род из семейства оливковых. В захоронении 9155 он представлен отпечатками листьев. В современной флоре Приморья его аналогом является *Syringa amurensis* Rupr. (сирень амурская). Это – небольшое дерево, приуроченное обычно к поймам рек и ручьев, цветки белые в кистевидных соцветиях, с тяжеловатым запахом в отличие от другого представителя рода в Приморской флоре – сирени Вольфа.

*Osmanthus* sp. (османт) – рис. 2, В, 26. Это, пожалуй, единственный вид в захоронении 9155, явно относящийся к группе вечнозеленых кустарниковых растений из семейства оливковых. Листья у современных видов, распространенных в южных, прилегающих к Приморью районах Кореи, Китая и в Японии, супротивно расположенные, цельнокрайные или выемчато-зубчатые, причем те и другие у некоторых видов могут быть на одной ветке.

*Lonicera krassilovii* (жимолость Красиловой) – рис. 2, В, 27. Вид в захоронении 9155 представлен несколькими прекрасно сохранившимися листьями с цельным краем. Данные по нему опубликованы ранее [18].

## Заключение

Изложенное выше дает основание для формулирования определенных выводов.

1. На территории Приморья в позднем олигоцене–миоцене существовала флора, близкая по своему составу типовой тургайской флоре из Западного Казахстана, хотя и с некоторой примесью восточно-азиатского элемента – видов из оливковых, виноградных.

2. Флора тургайского экотипа просуществовала на юге Дальнего Востока как минимум до позднего миоцена, возможно, раннего плиоцена, постепенно теряя в ходе эволюции свои относительно термофильные элементы.

3. Приморский тип тургайской флоры слагают роды, распространенные в настоящее время либо на территории Приморья, либо в сопредельных областях с несколько более теплыми климатическими условиями. Некоторые виды из последних успешно культивируются на юге региона.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Жилин С.Г. Третичные флоры Устюрта. Л.: Наука, 1974. 124 с.
2. Zhou Z., Liu J., Chen L., Spicer R.A., Li S., Huang J., Zhang S., Huang Y., Jia L., Hu J., Su T. Cenozoic plants from Tibet: An extraordinary decade of discovery, understanding and implications // Science China Earth Sciences. 2023. Vol. 66(2). P. 205–226.

3. Криштофович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы // *Материалы по истории флоры и растительности СССР*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Вып. 2. С. 21–82.
4. Chaney R. W., Axelrod D.I. Miocene Floras of the Columbia Plateau. Carnegie Institution, 1959. 237 p.
5. Devore M.L., Pigg K.B. Floristic composition and comparison of middle Eocene to late Eocene and Oligocene floras in North America // *Bulletin of Geosciences*. 2010. Vol. 85(1). P. 111–134.
6. Hickey L.J. Classification of the architecture of Dicotyledonous Leaves // *American J. of Botany*. 1973. Vol. 60, N1. P. 17–33.
7. Жилин С.Г. Основные этапы формирования умеренной лесной флоры в олигоцене–раннем миоцене Казахстана. Л.: Наука, 1984. 112 с. (Комаровские чтения; Вып. 33).
8. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е, испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 93 с.
9. Аблаев А.Г., Тащи С.М., Васильев И.В. Миоцен Ханкайской впадины Западного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1994. 168 с.
10. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора Тереховки, Южное Приморье. Владивосток: Дальнаука, 2001. 128 с.
11. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 192 с.
12. Павлюткин Б.И. Среднемиоценовая Ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 216 с.
13. Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Геология и флора нижнего миоцена юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 194 с.
14. Криштофович А.Н., Палибин И.В., Шапаренко К.А., Ярмоленко А.В., Байковская Т.Н., Грубов В.И., Ильинская И.А. Оligоценовая флора горы Ашутас в Казахстане. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 178 с. (Тр. БИН АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника; Вып. 1).
15. Васильев И.Н. Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // *Материалы по истории флоры и растительности СССР*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 3. С. 361–457.
16. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГПИ, 1994. 124 с. (Препр.)
17. Максимов С.О. Временные импульсы кайнозойского эксплозивно-фреатического вулканизма в Юго-Западном Приморье, корреляция изотопных и фитостратиграфических датировок // *Тихоокеан. геология*. 2022. Т. 41, № 3. С. 50–75.
18. Pavlyutkin B.I. A New Species of *Lonicera* (Caprifoliaceae) from the Miocene of Primorye Region (the Russian Far East) // *Botanica Pacifica*. 2015. Vol. 4, N2. P. 157–160.

#### REFERENCES

1. Zhilin S.G. Tretichnyye flory Ustyurta. L.: Nauka; 1974. 124 s (In Russ.)
2. Zhou Z., Liu J., Chen L., Spicer RA., Li S., Huang J., Zhang S., Huang Y., Jia L., Hu J., Su T. Cenozoic plants from Tibet: An extraordinary decade of discovery, understanding and implications. *Science China Earth Sciences*. 2023;66(2):205–226.
3. Krishtofovich A.N. Evolyutsiya rastitel'nogo pokrova v geologicheskom proshlom i yeye osnovnyye factory. In: *Materialy po istorii flory i rastitel'nosti SSSR*. M.;L.: Izd-vo AN SSSR; 1946. Vyp. 2. S. 21–82. (In Russ.)
4. Chaney R. W., Axelrod D.I. Miocene Floras of the Columbia Plateau. Carnegie Institution; 1959. 237 p.
5. Devore M.L., Pigg K.B. Floristic composition and comparison of middle Eocene to late Eocene and Oligocene floras in North America. *Bulletin of Geosciences*. 2010;85(1):111–134.
6. Hickey L.J. Classification of the architecture of Dicotyledonous Leaves. *American J. of Botany*. 1973;60(1):17–33.
7. Zhilin S.G. Osnovnyye etapy formirovaniya umerennoy lesnoy flory v oligotsene–rannem miotsene Kazakhstana. L.: Nauka; 1984. 112 s. (Komarovskiye chteniya; Vyp. 33). (In Russ.)
8. Stratigraficheskiy kodeks Rossii (izdaniye tret'ye, ispravlennoye i dopolnennoye). SPb.: Izd-vo VSEGEI; 2019. 93 s. (In Russ.)
9. Ablayev A. G., Tashchi S. M., Vasil'yev I. V. Miotsen Khankayskoy vpadiny Zapadnogo Primor'ya. Vladivostok: Dal'nauka; 1994. 168 s. (In Russ.)

10. Pavlyutkin B.I. Pozdnemiotsenovaya flora Terekhovki, Yuzhnoye Primor'ye. Vladivostok: Dal'nauka; 2001. 128 s. (In Russ.).
11. Pavlyutkin B.I. Pozdnemiotsenovaya flora yuga Primor'ya. Vladivostok: Dal'nauka; 2002. 192 s. (In Russ.).
12. Pavlyutkin B.I. Srednemiotsenovaya Khankayskaya flora Primor'ya. Vladivostok: Dal'nauka; 2005. 216 s. (In Russ.).
13. Pavlyutkin B.I., Chekryzhov I.YU., Petrenko T.I. Geologiya i flora nizhnego miotsena yuga Primor'ya. Vladivostok: Dal'nauka; 2012. 194 s. (In Russ.).
14. Krishtofovich A.N., Palibin I.V., Shaparenko K.A., Yarmolenko A.V., Baykovskaya T.N., Grubov V.I., Il'inskaya I.A. Oligotsenovaya flora Gory Ashutas v Kazakhstane. M.; L.: Izd-vo AN SSSR; 1956. 178 s. (Tr. BIN AN SSSR. Ser. 8. Paleobotanika. Vyp. 1). (In Russ.).
15. Vasil'yev I.N. Proiskhozhdeniye flory i rastitel'nosti Dal'nego Vostoka i Vostochnoy Sibiri. Materialy po istorii flory i rastitel'nosti SSSR. M.; L.: Izd-vo AN SSSR; 1958. Vyp. 3. S. 361–457. (In Russ.).
16. Resheniya 4-go Mezhdomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu i fanerozoju yuga Dal'nego Vostoka i Vostochnogo Zabaykal'ya (Khabarovsk, 1990 g.). Khabarovsk: KHGGGP; 1994. 124 s. (Prepr.) (In Russ.).
17. Maksimov S.O. Time Pulses of Cenozoic Explosive Phreatic Eruptions in Southwestern Primorye: Correlation of the Results of Isotopic and Phytostratigraphic Age Dating. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2022;16(3):218–242.
18. Pavlyutkin B.I. A New Species of *Lonicera* (Caprifoliaceae) from the Miocene of Primorye Region (the Russian Far East). *Botanica Pacifica*. 2015;4(2):157–160.

Научная статья  
УДК 550.42+551.2.03  
DOI: 10.31857/S0869769824050038  
EDN: НРХАФА

## Изотопная аномалия серы в магматической сульфидной минерализации Мончегорского плутона как свидетельство процессов субдукции в архее

Т. А. Веливецкая✉, А. В. Игнатьев, С. В. Высоцкий, В. В. Яковенко

*Татьяна Алексеевна Веливецкая*

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
velivetskaya@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-2833-1062>

*Александр Васильевич Игнатьев*

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
ignatiev@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-4452-5496>

*Сергей Викторович Высоцкий*

доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
vysotskiy@fegi.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-5194-5616>

*Виктория Васильевна Яковенко*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
yakovenko\_v.v@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0003-3834-3626>

**Аннотация.** В статье представлена интерпретация данных по изучению состава стабильных изотопов серы-34 и -33 в сульфидных минералах раннепалеопротерозойского (~2,5 млрд лет) Мончегорского плутона, расположенного в центральной части Кольского полуострова, Россия. Имеющиеся данные показывают, что сера сульфидов имеет как мантийный, так и атмосферный источник серы с изотопной аномалией. Мы полагаем, что атмосферная сера (продукт фотохимических реакций в бескислородной атмосфере архея) была перемещена из атмосферы в глубокие слои мантии в процессах субдукции океанической коры вместе с осадками и последующим их переплавлением. Гомогенный изотопный состав серы-34 и -33 для сульфидной минерализации Мончегорского плутона указывает на достаточно интенсивное перемешивание серы различных источников. Таким образом, заархивированная в магматических сульфидных минералах Мончегорского плутона изотопная аномалия серы предоставляет возможность отследить глобальный круговорот земного вещества в древней истории Земли.

**Ключевые слова:** изотопная аномалия серы, Мончегорский плутон, субдукция

*Для цитирования:* Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Высоцкий С.В., Яковенко В.В. Изотопная аномалия серы в магматической сульфидной минерализации Мончегорского плутона как свидетельство процессов субдукции в архее // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 40–50. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050038>

*Финансирование.* Исследование выполнено по госзаданию ДВГИ ДВО РАН.

Original article

# Sulfur isotope anomaly in magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk pluton as evidence of subduction processes in the Archean

T. A. Velivetskaya, A. V. Ignatiev, S. V. Vysotskiy, V. V. Yakovenko

*Tatyana A. Velivetskaya*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Leading Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[velivetskaya@mail.ru](mailto:velivetskaya@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-2833-1062>

*Aleksandr V. Ignatiev*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Leading Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[ignatiev@fegi.ru](mailto:ignatiev@fegi.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-4452-5496>

*Sergey V. Vysotskiy*

Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[vysotskiy@fegi.ru](mailto:vysotskiy@fegi.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-5194-5616>

*Viktoriya V. Yakovenko*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[yakovenko\\_v.v@mail.ru](mailto:yakovenko_v.v@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0003-3834-3626>

**Abstract.** The article presents an interpretation of data for stable isotope composition of sulfur-34 and -33 from sulfide minerals of the Early Paleoproterozoic (~2.5 Ga) Monchegorsk pluton, located in the central part of the Kola Peninsula, Russia. Available data indicate that the sulphide sulfur has both a mantle source and an atmospheric sulfur source with an isotopic anomaly. We believe that atmospheric sulfur (a product of photochemical reactions in the oxygen-free atmosphere of Archean) was transferred from the atmosphere into the deep layers of the mantle due to the processes of subduction of the oceanic crust along with sediments and their subsequent melting. The homogeneous sulfur isotopic composition of sulfur-34 and -33 for sulfide mineralization of the Monchegorsk pluton indicates fairly intense mixing of sulfur from different sources. Thus, the sulfur isotope anomaly archived in the magmatic sulfides of the Monchegorsk pluton provides an opportunity to trace the global circulation of terrestrial matter in the ancient history of the Earth.

**Keywords:** sulfur isotope anomaly, Monchegorsk pluton, subduction

**For citation:** Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Vysotskiy S.V., Yakovenko V.V. Sulfur isotope anomaly in magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk pluton as evidence of subduction processes in the Archean. *Vestnik of the FEB RAS.* 2024;(5):40–50. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050038>

**Funding.** The study was carried out according to the state order of the FEGI FEB RAS.

## Введение

Важным источником получения информации о глобальных геохимических и геодинамических процессах является изучение генезиса и эволюции магматических систем. Состав первичной минералообразующей среды магматических образований может сильно различаться в зависимости от условий формирования магмы. Поскольку сера – весьма важный компонент во многих магматических процессах, знание ее происхождения имеет большое значение для понимания механизмов глобального оборота вещества в магматических системах. Первичный источник серы может быть идентифицирован при помощи исследования соотношений изотопов серы ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ), так как природные соединения серы, встречающиеся в магматических породах в виде сульфидов и сульфатов, обнаруживают систематические вариации изотопного состава серы в зависимости от генезиса и процессов, в которые была вовлечена сера. Например, интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  для мантийной серы (глубинный источник серы) определен в узких пределах около нуля ( $\delta^{34}\text{S} \approx 0 \text{ ‰}$ ), существенное увеличение  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах магматического генезиса ( $\delta^{34}\text{S} \gg 0 \text{ ‰}$ ) может отражать коровую контаминацию магмы в верхних горизонтах литосферы [1].

Применение данных по изотопам серы для изучения магматических процессов существенно расширилось за счет привлечения данных по малораспространенным изотопам серы  $^{33}\text{S}$  ( $\delta^{33}\text{S}$ ). В ряде случаев было обнаружено аномальное содержание изотопа серы  $^{33}\text{S}$  в сульфидах магматического происхождения – в них наблюдались ненулевые значения  $\Delta^{33}\text{S}$  (т.е.  $\Delta^{33}\text{S} \neq 0 \text{ ‰}$ ), тогда как в соответствии с теорией термодинамического фракционирования изотопов серы величина  $\Delta^{33}\text{S}$ , рассчитанная из выражения  $\Delta^{33}\text{S} = \delta^{33}\text{S} - 0,5 \times \delta^{34}\text{S}$ , должна принимать нулевое значение (см. например, [2]). Изотопная аномалия серы была обнаружена в образцах коматитов и толеитов ( $\Delta^{33}\text{S}$  от  $-0,1$  до  $-0,5 \text{ ‰}$ ) из формации Комати и Вельтевреден возрастом 3,5 млрд лет, зеленокаменный пояс Барбертон [3]; в сингенетичных сульфидных включениях ( $\Delta^{33}\text{S}$  от  $-0,1$  до  $+0,6 \text{ ‰}$ ) в алмазах архейского возраста из Кимберлитовой трубки, кратон Каапваал–Зимбабве, Ботсвана [4]; в образцах сульфидной минерализации ( $\Delta^{33}\text{S}$  от  $-0,2$  до  $-0,1 \text{ ‰}$ ) из Мончегорского магматического комплекса, Кольский полуостров, Россия [5].

Согласно теоретическим моделям [6] и последним экспериментальным данным [7], изотопная аномалия серы, сохранившаяся в земных породах, имеет фотохимическую природу происхождения. Она связана с атмосферными процессами, в которых фотохимические реакции взаимодействия диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ) с солнечным ультрафиолетом приводят к формированию элементарной серы ( $\text{S}^0$ ) и сульфатной серы ( $\text{SO}_3$ ) с изотопными аномалиями – положительной  $\Delta^{33}\text{S} > 0 \text{ ‰}$  и отрицательной  $\Delta^{33}\text{S} < 0 \text{ ‰}$  соответственно. Вовлечение в сферу земного круговорота этих изотопно-аномальных форм серы является причиной формирования в горных породах сульфидных и сульфатных минералов с аномальным изотопным составом серы (т.е.  $\Delta^{33}\text{S} \neq 0 \text{ ‰}$ ). Роль серы фотохимического происхождения, несомненно, велика; она, бесспорно, является важнейшим источником серы для формирования сульфидных минералов в архейских осадочных и вулканогенно-осадочных породах, сформированных на сравнительно неглубоких уровнях земной коры [8]. Однако значительный объем сульфидной минерализации связан не с поверхностными (или близповерхностными) процессами, а с глубинными плутоническими комплексами, которые могут содержать только серу мантийного генезиса, но, как уже упоминалось выше, и в таких магматических образованиях может встречаться фотохимическая сера, происхождение которой имеет прямое отношение к фотохимическими процессами в атмосфере, поскольку сульфиды интрузивных тел демонстрируют наличие изотопной аномалии.

В чем же причина появления изотопной аномалии серы в мантийных породах? Если исходить из того факта, что внутримантийные процессы фракционирования изотопов, включая термодинамические, кинетические и диффузионно-контролируемые, исключают возможность возникновения изотопной аномалии серы, то такая изотопная аномалия должна была попасть в магму извне в ходе развития интрузивного магматического тела. Возможные пути формирования магм с изотопно-аномальной серой можно объяснить следующими механизмами: 1) смещение мантийной и фотолитической серы в глубокой магматической камере как следствие погружения в мантию океанической коры вместе с осадочными породами, содержащими изотопно-аномальную серу; 2) развитие механизмов ассимиляции и переноса изотопной аномалии из вмещающих пород в магму при ее подъеме к поверхности. В зависимости от условий и истории развития конкретного интрузивного магматического тела будет проявлен тот или иной механизм. В этом плане могут оказаться особенно полезными исследования сохранившихся изотопных аномалий серы в магматической породе в качестве изотопного трассера для установления путей и механизмов перемещения серы между атмосферой, корой и архейской мантией, что, в конечном итоге, дает возможность сделать аргументированные выводы о происхождении и эволюции определенных магматических систем.

Цель настоящего исследования – распознать механизм поступления изотопно-аномальной серы в магматические породы раннепалеопротерозойского (~2,5 млрд лет) Мончегорского плутона, расположенного в центральной части Кольского полуострова (Россия). В статье рассмотрены данные по изучению состава стабильных изотопов серы  $^{34}\text{S}$  и  $^{33}\text{S}$  в сульфидах Мончегорского плутона, которые проинтерпретированы в контексте современных представлений о закономерностях фракционирования изотопов серы в магматических и атмосферных фотохимических процессах.

## **Геологическая характеристика Мончегорского плутона**

Мончегорский мафит-ультрамафитовый плутон (Мончеплутон) входит в состав Мончегорского комплекса расслоенных интрузий, расположенных в северо-восточной части Фенноскандинавского щита в центральной части Кольского полуострова [9, 10]. Временной период формирования Мончеплутона по U–Pb изотопно-геохронологическим данным отвечает интервалу 2501–2453 млн лет [11]. На геологической карте Мончеплутон задокументирован в форме двух ветвей, показанных в рельефе горами: одна ветвь включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная, другая ветвь – горы Сопча, Нюд и Поаз (рис. 1).

Состав плутона представлен чередованием кумулатов: дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты, нориты, габбронориты и анортозиты. Со времени своего образования Мончеплутон практически не претерпел деформаций и метаморфических преобразований, лишь в его юго-восточной части на тектоническом контакте с вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзугского зеленокаменного пояса отмечена наиболее низкотемпературная ступень регионального метаморфизма.

Сульфидная минерализация, обнаруженная в пределах Мончеплутона, в основном представлена вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением. Сульфидные проявления соотносятся со строением плутона, имеют сингенетический характер и залегают согласно с расслоенностью массива. В сульфидных телах количественные соотношения между сульфидными минералами варьируют, наиболее распространенными сульфидами в рудных парагенезисах являются пирротин, пентландит, халькопирит и пирит. Установлено, что сульфиды генетически связаны с магматическими породами, образовались при кристаллизационной дифференциации исходного расплава и являют собой первично-магматические образования [9].

## **Изотопная ( $\delta^{34}\text{S}$ , $\Delta^{33}\text{S}$ ) характеристика Мончегорского плутона**

Оценка изотопного состава серы в сульфидах Мончеплутона была сделана Л.Н. Гриненко с соавторами [13] еще в 60-х годах XX в. Они показали, что величина  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах из жильных и вкрапленных руд Мончеплутона обнаруживает довольно узкие

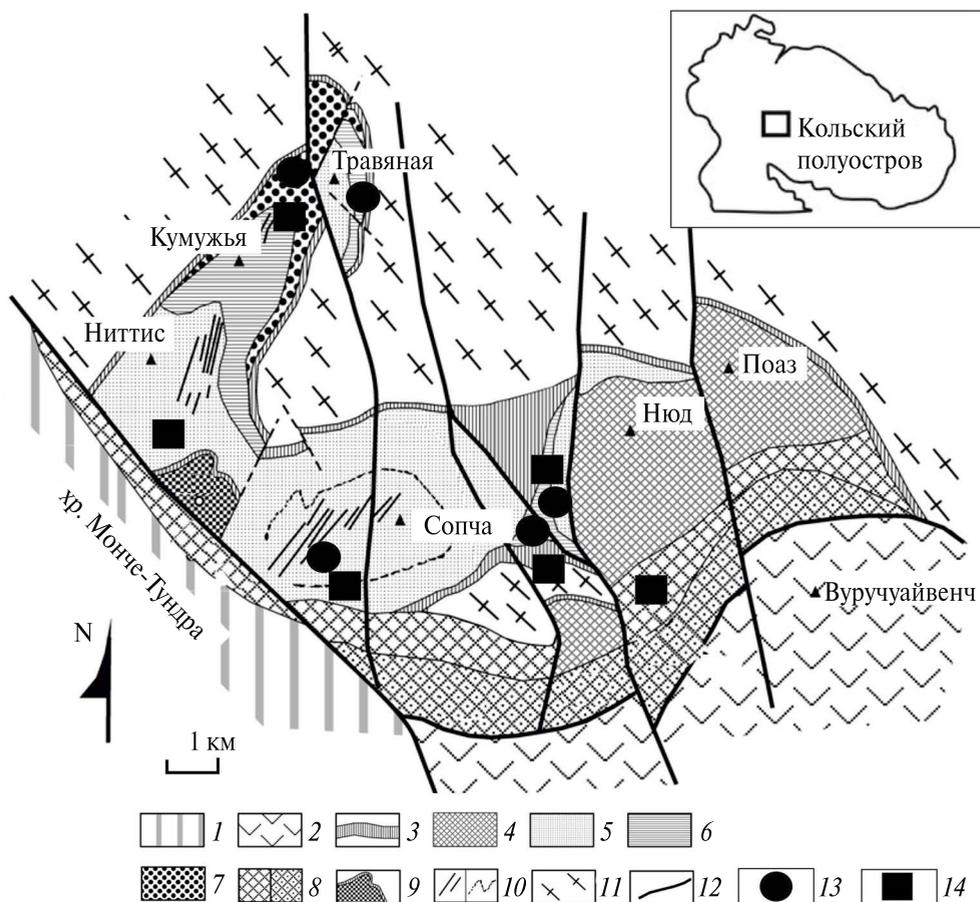


Рис. 1. Геологическая карта Мончегорского плутона с указанием местонахождения образцов, использованных в данном исследовании. 1 – габбро-нориты Мончетундровского массива; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы; 3–9 – образования Мончегорского плутона: 3 – краевая быстроохлажденная зона, 4 – норитовая зона, 5 – пироксенитовая зона, 6 – перидотитовая зона, 7 – нижняя часть этой зоны, 8 – метаморфизованные породы, 9 – линза дунитов с габброидной оторочкой; 10 – сульфидное оруденение; 11 – архейские породы; 12 – тектонические нарушения; 13 – места отбора проб для изотопного анализа из работы [5]; 14 – места отбора проб для изотопного анализа из работы [12]. Рисунок модифицирован из работ [9, 11]

пределы колебаний между 0,2 и 1,6 ‰. Такие небольшие вариации  $\delta^{34}\text{S}$ , приближающиеся к нулю, дали основания авторам этой работы связывать происхождение сульфидной минерализации преимущественно с серой мантийного генезиса.

Новые исследования вариаций изотопного состава серы в сульфидах Мончеплутона были предприняты сравнительно недавно. Они охватывают большинство известных рудопоявлений, которые до сих пор оставались неизученными в отношении изотопии серы. Нами были получены данные по изотопному составу серы для сульфидов из донной залежи массивов Сопча и Травяная, из «критического» горизонта массива Нюд, а также из Волчьетундровского массива главного хребта (места взятия проб отмечены на рис. 1). Результаты этих исследований были представлены на V Международной конференции по ультрамафит-мафитовым комплексам в г. Улан-Удэ и содержатся в материалах конференции [12]. Ранее [5] были опубликованы данные по изотопному составу серы во вмещающих породах, а также в зонах сульфидной минерализации из массивов Сопча, Ниттис, Травяная и «критического» горизонта массива Нюд (места отбора проб обозначены на рис. 1). На рис. 2 сведены воедино и представлены графически данные по величинам  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$  для сульфидной минерализации из Мончегорского плутона.

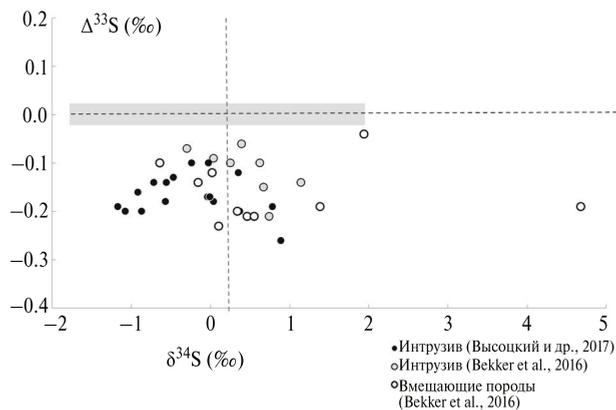


Рис. 2. Значения изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) и изотопной аномалии серы ( $\Delta^{33}\text{S}$ ), измеренные в образцах сульфидной минерализации Мончегорского плутона. Для сравнения сплошной серой зоной показана область значений  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$ , отвечающих мантийному источнику серы [4, 14]

Новые факты выявили следующие особенности изотопных характеристик серы. Было обнаружено, что для сульфидной минерализации из разных массивов Мончеплутона свойственен достаточно узкий интервал колебаний величин  $\delta^{34}\text{S}$  между  $-1,0$  и  $+1,1$  ‰, тогда как сульфиды из вмещающих пород характеризуются более широкими вариациями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0,6$  до  $+4,7$  ‰. Кроме того, особую ценность представляет обнаружение изотопной аномалии серы  $\Delta^{33}\text{S}$ , величина которой изменяется от  $-0,1$  до  $-0,3$  ‰ в сульфидах Мончеплутона и от  $-0,04$  до  $-0,2$  ‰ в сульфидах вмещающих пород. Эти факты необходимо учитывать при моделировании условий возникновения и развития интрузивного магматического тела.

### Модель формирования Мончегорского плутона с изотопной аномалией серы

Основная цель, связанная с исследованиями изотопной серы в сульфидных проявлениях, заключается в получении информации об источниках серы и химизма минералообразующей среды, отражающей некоторые аспекты истории формирования конкретной геологической формации. Общий подход к интерпретации изотопных данных по сере состоит в том, что узкий интервал изменения величин  $\delta^{34}\text{S}$  рассматривается как признак магматического генезиса серы [1]. Следуя этому принципу, на основании одних лишь данных  $\delta^{34}\text{S}$ , полученных для сульфидов Мончеплутона, интервал изменения которых достаточно узок со средним значением около  $0$  ‰ (рис. 2), можно утверждать, что сера Мончеплутона имела магматический источник и поступала из верхней мантии. Такой вывод вполне согласуется с деталями геологического строения самого Мончеплутона. Однако возникает ряд вопросов в связи с обнаружением изотопной аномалии серы  $\Delta^{33}\text{S}$  в сульфидах Мончеплутона, величина которой достигает  $-0,3$  ‰ (рис. 2). Эти данные представляют собой однозначное доказательство того, что помимо мантийной серы существенный вклад в формирование сульфидов вносила сера, прошедшая цикл фотохимических преобразований в архейской бескислородной атмосфере. Если возникновение изотопно-аномальной серы обусловлено атмосферными фотохимическими процессами, то как объяснить ее проявление в глубинных магматических породах, формирование которых не предполагает контакта с атмосферой?

Для решения поставленной задачи важно учесть тот факт, что известные нам резервуары накопления и сохранения изотопно-аномальной серы в архейское время – это породы осадочного генезиса, в которых сульфидные и сульфатные минералы формировались в приповерхностных морских условиях в окислительно-восстановительных процессах

с участием атмосферной серы [6]. Очевидно, перенос изотопной аномалии серы в магму происходил в результате ее взаимодействия с осадочными породами.

С учетом вышеизложенного можно предположить два наиболее достоверных механизма, объясняющих формирование магмы с изотопной аномалией серы. Первый из них связан с действием механизмов ассимиляции и растворения изотопно-аномальных вмещающих пород в магме; второй механизм – субдукция пород океанической коры и их осадочного чехла с последующим внедрением изотопно-аномальной серы в глубокую мантию.

А. Беккер с соавторами в своей работе [5] пришли к выводу о том, что ассимиляция большого объема силикатного материала из вмещающих пород вызвала сульфидное насыщение магм Мончегорского комплекса. В этом случае коровая сера, изначально содержащая изотопную аномалию, смешивалась с магмой, что обуславливает содержание аномальной серы в магматических породах Мончегорского комплекса. Отметим, что на основании данных, приведенных в работе [5], вмещающие породы действительно характеризуются наличием изотопно-аномальной серы, причем величина  $\Delta^{33}\text{S}$  этих вмещающих пород оценивается в тех же пределах, что и в магматических породах Мончеплутна (рис. 2). Однако если действовал какой-либо из механизмов ассимиляции, то следует ожидать наличие градиента величины  $\Delta^{33}\text{S}$  в пределах магматического интрузивного тела от зоны его контакта с вмещающими породами к центру интрузива. Судя по наблюдаемым изотопным характеристикам серы в породах Мончеплутона, проявления такой закономерности не обнаруживаются, интрузив довольно однороден в отношении величин  $\Delta^{33}\text{S}$ , пределы изменения которых не существенны – всего 0,1 %. Это слишком мало, чтобы сделать определенные выводы о каких-либо закономерностях. Кроме того, пока остается неясным механизм перехода сульфидных фаз в магму в процессах ассимиляции.

Мы полагаем, что наличие изотопной аномалии серы и ее гомогенное распределение в породах Мончеплутона отражает процессы субдукции, т.е. погружения океанической коры в мантию Земли. На рис. 3 схематично проиллюстрирован механизм формирования магматического расплава с изотопной аномалией серы.

Изначально изотопная аномалия серы образуется, когда атмосферный диоксид серы вулканогенного происхождения фотодиссоциирует под действием солнечного ультрафиолетового излучения. Продукты этих фотохимических реакций – атмосферная элементарная сера ( $\text{S}_8$ ) с положительными величинами  $\Delta^{33}\text{S}$  и атмосферный сульфат ( $\text{SO}_4$ ) с отрицательными величинами  $\Delta^{33}\text{S}$  – попадают в морскую среду и включаются в наземный цикл серы с образованием сульфидных и сульфатных минералов в осадочных породах океанической коры. Как следствие осадочный чехол получает аномальную характеристику по изотопам серы. В дальнейшем океаническая кора вместе с осадочным чехлом погружается в мантию. В этом процессе сама океаническая литосфера не подвергается плавлению, она слишком холодная для прямого плавления. Однако создаются благоприятные условия для плавления мантийных пород, расположенных над погружающейся океанической плитой. Этому благоприятствуют процессы дегидратации, т.е. выделение воды из многочисленных водосодержащих минералов, присутствовавших в океанической коре. Вода катализирует частичное плавление мантийных пород над плитой, что дает начало магматическим и вулканическим процессам. Поскольку такие расплавы имеют преимущественно кислый состав, приводящий к формированию андезитов, то представляется сомнительным, чтобы развитие этих процессов явилось причиной формирования Мончегорского интрузива основного и ультраосновного состава.

Формирование Мончегорского интрузива, содержащего изотопно-аномальную серу, является результатом непосредственного плавления океанической коры и осадочного чехла в мантии. При погружении в более глубокие и горячие горизонты мантии обезвоженное вещество слэба претерпевает «сухое» плавление. В этом случае расплав будет содержать изотопно-аномальную серу, имеющую исключительно атмосферное фотохимическое происхождение. Образующийся расплав вследствие пониженной плотности начинает восходящее движение с постепенным остыванием. Факт выявления гомогенности изотопного состава серы, включая изотопно-аномальную серу, свидетельствует

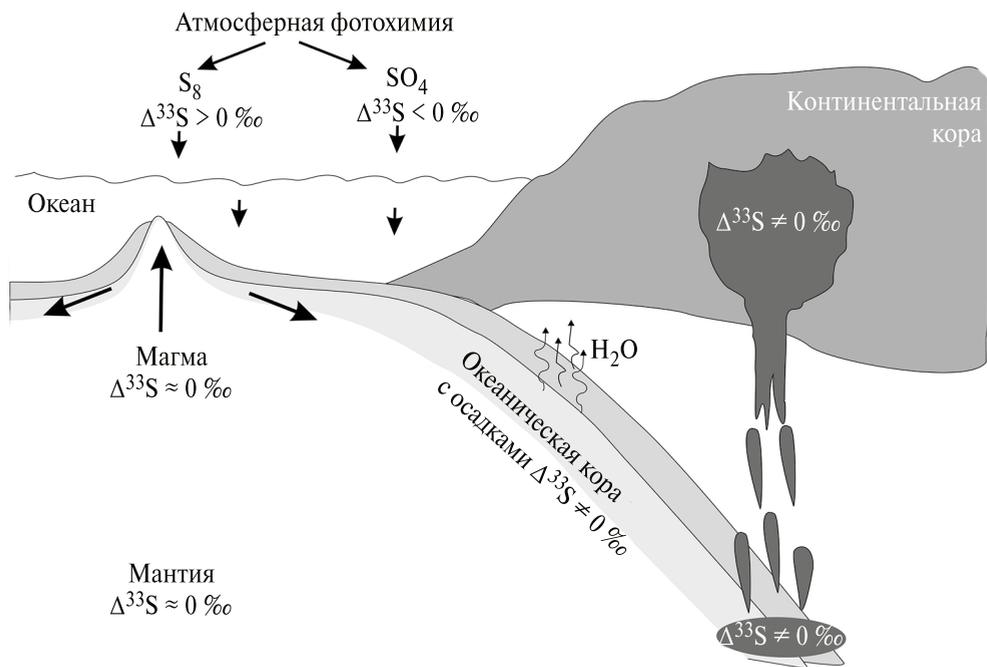


Рис. 3. Схематическое представление процессов образования магматических пород Мончеплутона с изотопно-аномальной серой. Объяснения см. в тексте

о длительном остывании расплава и достаточно интенсивных процессах перемешивания в магматической камере.

Таким образом, предложенная модель формирования Мончеплутона логично объясняет установленные факты распределения изотопов серы-34 и -33 в магматических породах за счет глубинной переработки ранее субдцированной коры, содержащей изотопную аномалию серы. Это означает, что геодинамический цикл Земли, т.е. тектоника плит и субдукция в глубокую мантию, уже функционировал около 2,5 млрд лет назад. Данный вывод согласуется с современными оценками временного масштаба глубокой рециркуляции земной коры, начавшейся примерно 3,3 млрд лет назад [15].

## Заключение

Данные по изотопам серы-34 и -33 ( $\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$ ) для сульфидных проявлений в породах Мончегорского плутона четко показывают, что в процесс образования сульфидов была вовлечена не только глубинная мантийная сера, но и атмосферная изотопно-аномальная сера, захороненная в верхней части земной коры. Закономерности распределения величин  $\delta^{34}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$ , установленные в пределах Мончеплутона, рассматриваются как отражение путей перемещения соединений серы из архейской атмосферы в осадочные породы океанической коры и затем в мантию Земли. Показано, что генезис родоначальной магмы Мончегорского плутона с изотопно-аномальной серой связан с погружением корового материала, содержащего изотопную аномалию серы, в мантию и последующим его плавлением. Это дает представление о глобальном круговороте земного вещества в древней истории Земли.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2006. Vol. 61. P. 633–677. DOI: 10.2138/rmg.2006.61.12.
2. Johnston D.T. Multiple sulfur isotopes and the evolution of Earth's surface sulfur cycle // *Earth-Science Reviews*. 2011. Vol. 106. P. 161–183. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.02.003.
3. Montinaro A., Strauss H., Mason P.R.D., Roerdink D., Münker C., Schwarz-Schampera U., Arndt N.T., Farquhar J., Beukes N.J., Gutzmer J., Peters M. Paleoproterozoic sulfur cycling: Multiple sulfur isotope constraints from the Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 267. P. 311–322. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.06.008.
4. Farquhar J., Wing B.A., McKeegan K.D., Harris J.W., Cartigny P., Thiemens M.H. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth // *Science*. 2002. Vol. 298. P. 2369–2372. DOI: 10.1126/science.1078617.
5. Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B.A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // *Mineralium Deposita*. 2016. Vol. 51. P. 1035–1053. DOI: 10.1007/s00126-015-0604-1.
6. Ono S. Photochemistry of sulfur dioxide and the origin of mass-independent isotope fractionation in earth's atmosphere // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2017. Vol. 45. P. 301–329. DOI: 10.1146/annurev-earth-060115-012324.
7. Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Яковенко В.В. Масс-независимое фракционирование изотопов серы в фотохимических процессах SO<sub>2</sub> под воздействием УФ излучения различных длин волн // *Геохимия*. 2020. Т. 65, № 11. С. 1080–1091. DOI: 10.31857/S0016752520110102.
8. Высоккий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Асеева А.В., Яковенко В.В. Влияние архейской атмосферы на формирование вулканогенно-осадочных сульфидных руд (по данным мультиизотопного состава серы) // *Вестник ДВО РАН*. 2023. № 4 (230). С. 70–81. DOI: 10.37102/0869-7698\_2023\_230\_04\_5.
9. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультра-мафитовом комплексе (Кольский полуостров) // *Геология рудных месторождений*. 2014. Т. 56. С. 171–194. DOI: 10.7868/S0016777014030046.
10. Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54, № 5. С. 416–440. DOI: 10.1134/S1075701512050029.
11. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // *Геология рудных месторождений*. 2016. Т. 58, № 1. С. 41–63. DOI: 10.7868/S0016777016010020.
12. Высоккий С.В., Орсов Д.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Асеева А.В. Источник серы для Ni-Cu сульфидной минерализации Мончегорского интрузивного комплекса (Кольский полуостров, Россия) по мультиизотопным данным // *Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Международной конференции. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2017. С. 83–86.*
13. Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Ляхницкая И.В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова // *Геология рудных месторождений*. 1967. Т. 9, № 4. С. 3–17.
14. Labidi J., Cartigny P., Hamelin C., Moreira M., Dosso L. Sulfur isotope budget (<sup>32</sup>S, <sup>33</sup>S, <sup>34</sup>S and <sup>36</sup>S) in Pacific–Antarctic ridge basalts: A record of mantle source heterogeneity and hydrothermal sulfide assimilation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. Vol. 133. P. 47–67. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.023>

15. Sobolev A. V., Asafov E. V., Gurenko A. A. et al. Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago // *Nature*. 2019. Vol. 571. P. 555–559. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1399-5>

## REFERENCES

1. Seal R. R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2006;(61):633–677. DOI: 10.2138/rmg.2006.61.12.
2. Johnston D. T. Multiple sulfur isotopes and the evolution of Earth's surface sulfur cycle. *Earth-Science Reviews*. 2011;(106):161–183. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.02.003.
3. Montinaro A., Strauss H., Mason P. R. D., Roerdink D., Münker C., Schwarz-Schampera U., Arndt N. T., Farquhar J., Beukes N. J., Gutzmer J., Peters M. Paleoproterozoic sulfur cycling: Multiple sulfur isotope constraints from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*. 2015;(267):311–322. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.06.008.
4. Farquhar J., Wing B. A., McKeegan K. D., Harris J. W., Cartigny P., Thiemens M. H. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth. *Science*. 2002;(298):2369–2372. DOI: 10.1126/science.1078617.
5. Bekker A., Grokhovskaya T. L., Hiebert R., Sharkov E. V., Bui T. H., Stadnek K. R., Chashchin V. V., Wing B. A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia. *Mineralium Deposita*. 2016;(51):1035–1053. DOI: 10.1007/s00126-015-0604-1.
6. Ono S. Photochemistry of sulfur dioxide and the origin of mass-independent isotope fractionation in earth's atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2017;(45):301–329. DOI: 10.1146/annurev-earth-060115-012324.
7. Veliveckaya T. A., Ignat'ev A. V., Yakovenko V. V. Mass-nezavisimoe frakcionirovanie izotopov sery v fotokhimicheskikh processakh SO<sub>2</sub> pod vozdejstviem UF izlucheniya razlichnykh dlin voln. *Geokhimiya*. 2020;(65):1080–1091. (In Russ.). DOI: 10.31857/S0016752520110102.
8. Vysockij S. V., Veliveckaya T. A., Ignat'ev A. V., Aseeva A. V., Yakovenko V. V. Vliyanie arkhejskoj atmosfery na formirovanie vulkanogenno-osadochnykh sul'fidnykh rud (po dannym mul'tiizotopnogo sostava sery). *Vestnik of the FEB RAS*. 2023;(4):70–81. (In Russ.). DOI: 10.37102/0869-7698\_2023\_230\_04\_5.
9. Sharkov E. V., Chistyakov A. V. Geologo-petrologicheskie aspekty EHPG-Cu-Ni-orudneniya v rannepaleoproterozojском Monchegorskom rassloennom mafit-ul'tra-mafitovom komplekse (Kol'skij poluostrov). *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenij*. 2014;(56):171–194. (In Russ.). DOI: 10.7868/S0016777014030046.
10. Grohovskaya T. L., Ivanchenko V. N., Karimova O. V., Griboedova I. G., Samoshnikova L. A. Geologicheskoe stroenie, mineralogiya i genезis EHPG mineralizacii massiva Yuzhnaya Sopcha, Monchegorskij kompleks, Rossiya. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenij*. 2012;(54):416–440. (In Russ.). DOI: 10.1134/S1075701512050029.
11. Chashchin V. V., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P., Serov P. A. Malosul'fidnye platinometal'nye rudy paleoproterozojского Monchegorskogo plutona i ego yuzhnogo obramleniya (Kol'skij poluostrov, Rossiya): geologicheskaya kharakteristika i izotopno-geokhronologicheskie svidetel'stva polikhronnosti rudno-magmaticeskikh sistem. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenij*. 2016;(58):41–63. (In Russ.). DOI: 10.7868/S0016777016010020.
12. Vysockij S. V., Orsoev D. A., Ignat'ev A. V., Veliveckaya T. A., Aseeva A. V. Istochnik sery dlya Ni-Cu sul'fidnoj mineralizacii Monchegorskogo intruzivnogo kompleksa (Kol'skij poluostrov, Rossiya) po mul'tiizotopnym dannym. In: *Ul'tramafit-mafitovye komplekсы: geologiya, stroenie, rudnyj potencial: Materialy V Mezhdunarodnoj konferencii*. Ulan-Udeh: Izdatel'stvo Buryatskogo Gosudarstvennogo Universiteta; 2017. P. 83–86. (In Russ.).
13. Grinenko L. N., Grinenko V. A., Lyakhnickaya I. V. Izotopnyj sostav sery sul'fidov medno-nikelevykh mestorozhdenij Kol'skogo poluostrova. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenij*. 1967;(9):3–17. (In Russ.).

14. Labidi J., Cartigny P., Hamelin C., Moreira M., Dosso L. Sulfur isotope budget ( $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  and  $^{36}\text{S}$ ) in Pacific–Antarctic ridge basalts: A record of mantle source heterogeneity and hydrothermal sulfide assimilation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014;(133):47–67.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.023>
15. Sobolev A. V., Asafov E. V., Gurenko A. A. et al. Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago. *Nature*. 2019;(571):555–559.  
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1399-5>

Научная статья  
УДК 553.08  
DOI: 10.31857/S0869769824050044  
EDN: HPVXEC

## Формы нахождения редкоземельных элементов в туфогенных породах из районов активной геофагии в горах Сихотэ-Алиня (Приморский край, Россия)

А.В. Руслан✉, И.Ю. Чекрыжов, А.М. Паничев, Н.Ю. Попов

*Алексей Валерьевич Руслан*

кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
aleksei\_ruslan@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0003-4034-2251>

*Игорь Юрьевич Чекрыжов*

научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
chekr2004@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

*Александр Михайлович Паничев*

доктор биологических наук, кандидат геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник  
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия  
sikhote@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0001-5223-443X>

*Никита Юрьевич Попов*

младший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
povov\_ni22@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-3401-2849>

**Аннотация.** На сканирующем электронном микроскопе с аналитической приставкой проведен анализ основных минеральных форм нахождения редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах туфов из трех районов активной геофагии в пределах Сихотэ-Алиня. Установлен рассеянно-вкрапленный характер концентрации фаз РЗЭ размером от единиц до сотен микрометров во вмещающей, преимущественно алюмосиликатной, матрице. Выявленные РЗЭ-фазы представлены фосфатами, силикатами и карбонатами с явным преобладанием в них элементов цериевой подгруппы. Выделены две генерации минералов РЗЭ: эндогенная (монацит, ксенотим и алланит) и гипергенная (рабдофан, бастнезит и калкинсит).

**Ключевые слова:** редкоземельные элементы, туфы, геофагия, солонцы-кудуры, Сихотэ-Алинь

*Для цитирования:* Руслан А.В., Чекрызов И.Ю., Паничев А.М., Попов Н.Ю. Формы нахождения редкоземельных элементов в туфогенных породах из районов активной геофагии в горах Сихотэ-Алиня (Приморский край, Россия) // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 51–61. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050044>

Original article

## Occurrence forms of rare-earth elements in tuffogenic rocks from active geofacies areas in the Sikhote-Alin Mountains (Primorsky Krai, Russia)

A.V. Ruslan, I.Yu. Chekryzhov, A.M. Panichev, N.Yu. Popov

*Alexei V. Ruslan*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Junior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[aleksei\\_ruslan@mail.ru](mailto:aleksei_ruslan@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0003-4034-2251>

*Igor Yu. Chekryzhov*

Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[chekr2004@mail.ru](mailto:chekr2004@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

*Alexander M. Panichev*

Doctor of Science in Biology, Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy,  
Leading Researcher  
Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[sikhote@mail.ru](mailto:sikhote@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0001-5223-443X>

*Nikita Yu. Popov*

Junior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[popov\\_ni22@mail.ru](mailto:popov_ni22@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-3401-2849>

**Abstract.** The main mineral occurrence forms of rare-earth elements (REE) in tuff samples from three areas of active geophagy at three sites within Sikhote-Alin were analyzed using scanning electron microscope with analytical attachment. It was established that the concentration of REE phases ranging in size from units to hundreds of microns in the host, mainly, aluminosilicate matrix is scattered and disseminated. The revealed REE phases are represented by phosphates, silicates and carbonates with clear predominance of cerium subgroup elements. Two generations of REE minerals are distinguished: endogenous (monazite, xenotime, and allanite) and hypergenic (rhabdophane, bastnaesite and calkinsite).

**Keywords:** rare-earth elements, tuffs, geophagy, mineral licks-kudurs, Sikhote-Alin

**For citation:** Ruslan A.V., Chekryzhov I.Yu., Panichev A.M., Popov N.Yu. Occurrence forms of rare-earth elements in tuffogenic rocks from active geofacies areas in the Sikhote-Alin Mountains (Primorsky Krai, Russia). *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):51–61. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050044>

## Введение

В местах регулярного поедания дикими и домашними животными горных пород формируются характерные, легко узнаваемые ландшафтные комплексы, которые в русскоязычной литературе принято называть природными солонцами. Во избежание терминологической путаницы с солонцами и солончаками из почвоведения, а также в связи с тем, что данные объекты чаще всего содержат ничтожные количества растворимых солей, с 2013 г. в научных публикациях мы используем для их обозначения термин «кудур» [1], заимствованный из лексики тюркских пастухов, или иногда двойной термин – «солонец-кудур». Производный термин «кудурит» обозначает минеральные грунты, потребляемые животными на кудурах.

Проведенные ранее исследования в Сихотэ-Алине [2] позволили выявить в пределах территории Приморского края семь районов активной геофагии, где дикие животные (преимущественно копытные) регулярно употребляют грунты (кудуриты). Общими геологическими характеристиками для всех этих районов являются наличие ранне-среднекайнозойских вулканитов риолит-дацитового состава с характерной поствулканической цеолит-смектитовой минерализацией, а также редкометалльная (в том числе редкоземельная) и золото-серебряная рудная металлогеническая специализация.

Ранее, основываясь на результатах анализа собственных, а также опубликованных данных других исследователей по геохимии кудуритов в различных регионах мира, была предложена гипотеза о том, что причина геофагии может быть как-то связана с редкоземельными элементами (РЗЭ) [3]. Позднее, после детального геолого-геохимического изучения двух районов активной геофагии в Сихотэ-Алине нами впервые были выявлены ландшафтные аномалии РЗЭ, подтверждаемые повышенными концентрациями этих элементов в горных породах, почвах, поверхностных водах, растительности, а также в тканях животных-геофагов [4].

В настоящей статье акцентируется внимание на данных электронно-микроскопических исследований образцов туфогенных пород (слагающих природные солонцы-кудуры), собранных в трех районах на территории Сихотэ-Алиня с целью изучения форм нахождения и элементного состава РЗЭ-фаз, которые могут быть причиной отмечаемой там активной геофагии.

## Краткая характеристика районов исследования

Для изучения закономерностей распределения РЗЭ в сихотэ-алинских туфогенных породах были выбраны три района активной геофагии (рис. 1, А).

Первый район находится в пределах Ванчинской вулканотектонической грабеноподобной впадины в южной части главного водораздела Сихотэ-Алиня на территории национального парка «Зов тигра» и охватывает верховья р. Милоградовка (район «Ванчин») (рис. 1, А, В). Второй район приурочен к Шандуйскому палеовулкану в центральной части Сихотэ-Алиня, большей частью на территории Сихотэ-Алинского биосферного заповедника (район «Шандуй») (рис. 1, А, Г). Третий район («Бикин») приурочен к Верхнебикинской палеовулканоструктуре в приводораздельной части рек Бикин и Максимовка. Со стороны Бикина данная территория входит в состав национального парка «Бикин».

По данным [5] чехол Ванчинской вулканотектонической впадины выполнен палеоцен-эоценовыми угленосными вулканогенно-осадочными отложениями мощностью в первые сотни метров. Они прорываются экструзиями и перекрываются небольшими покровами эоценовых риолитов, дацитов и трахиандезитов. Кайнозойские вулканогенно-осадочные отложения чехла Ванчинской впадины несогласно залегают на породах фундамента, представленных юрскими и нижнемеловыми терригенными толщами, а также позднемеловыми–раннепалеоценовыми эффузивами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса среднего и кислого составов. В пределах Ванчинского грабена выявлена объемная цеолитизация туфогенных пород, а также многочисленные золото-серебряные, оловянные и полиметаллические рудопроявления и, кроме того, германиевая и редкоземельная минерализации в углях [6]. Здесь известны более 15 природных солонцов-кудуrow в вулканогенных породах



Рис. 1. Местоположение районов исследования и типичные природные солонцы-кудуры. А – районы исследования: 1 – «Ванчин»; 2 – «Шандуй»; 3 – «Бикин»; Б – лось и изюбры на кудуре в оглиненных туфах района «Бикин»; В – пятнистые олени на кудуре в туффитах района «Ванчин»; Г – Н.Ю. Попов на кудуре в витрокристаллических туфах района «Шандуй»

(преимущественно туффитах), регулярно посещаемых дикими копытными животными (изюбры, пятнистые олени, косули) (рис. 1, В).

Вторая исследованная область (район «Шандуй») охватывает верховья рек Заболоченная, Солонцовая и Тасжная, включая гору Солонцовая, в центральной части хребта Сихотэ-Алинь. Данная территория приурочена к руинам Солонцовского (Шандуйского) палеовулкана, слабо проявленного в современном рельефе [7]. Вулканическая постройка сложена палеоценовыми кислыми и средними эффузивами, с преобладанием их пирокластических разновидностей, вмещающих гидротермальную цеолитовую и серебряную минерализацию [8]. В районе «Шандуй» выявлено более 10 солонцов-кудуров, посещаемых изюбрами и косулями и приуроченных к обнажениям оглиненных вулканогенных пород (преобладают витрокристаллокластические туфы) (рис. 1, Г). Большинство выходов кудуритов образовалось в результате широко развитых в этом районе оползней.

Третий район исследования («Бикин») находится в северо-восточной части Приморского края, охватывая водораздельную часть главного хребта Сихотэ-Алинь в верховьях рек Бикин и Максимовка. Распространенные здесь кислые вулканы верхнемелового–раннекайнозойского возраста и, в меньшей степени, среднекайнозойские эффузивы контрастной серии, а также раннекайнозойские вулканогенно-осадочные слабоугленосные отложения формируют Верхнебикинскую палеовулканоструктуру. В пределах данного района установлены участки развития объемной цеолитизации в туфогенных породах, а также небольшие рудопроявления золота, олова и полиметаллов [9]. Здесь выявлено около 30 солонцов-кудуров (в интенсивно оглиненных обнажениях туфов и туффитов), регулярно посещаемых изюбрами, лосями и косулями (рис. 1, Б).

Практически все кудуриты в изученных районах представлены выходами цеолитизированных и оглиненных субгоризонтально слоистых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (витрокристаллокластические туфы, туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники). Витрокристаллокластические туфы риолитов состоят из уплощенных,

реже угловатых обломков разложенного вулканического стекла различной размерности. Цементирующая основная масса сложена частицами стекла псаммитовой размерности и обломками кристаллов кварца, серицитизированных зерен калиевого полевого шпата и опалитизированных чешуек биотита. Туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты состоят из угловатых обломков кварца, полевого шпата, вулканического стекла и редких обломков пород фундамента. Цементирующая масса сложена обломками пелитовой и алевритовой размерности. В минеральном составе туфогенных пород преобладают глинистые (преимущественно смектит) от 10 до 95% и цеолиты (преимущественно клиноптилолит и гейландит) от 10 до 60% объема. Примесь зерен кварца и полевых шпатов от 15 до 50% [2, 5, 8].

## **Материалы и методы**

При изучении распределения редких элементов, в частности РЗЭ, в различных горных породах исследователи в большинстве случаев сталкиваются с трудностями поиска и анализа микро- и тонкодисперсных форм их выделений. В данной работе использовалась уже апробированная методика, заключающаяся в исследовании форм нахождения редких металлов в сколах и порошках пород с помощью сканирующей электронной микроскопии [10].

Материалы для лабораторных исследований были получены в ходе полевых работ в 2020–2021 гг. Всего на кудурах в трех исследованных районах было отобрано около 130 образцов вулканогенных пород.

Идентификация форм выделений РЗЭ была проведена в ЦКП ДВГИ ДВО РАН на сканирующих электронных микроскопах Tescan Lyra 3 XMN и JSM-6490LV, оснащенных аналитическими приставками (ЭДС) AZtec X-Max 80 и INCA Energy соответственно. Предварительная пробоподготовка включала в себя дробление и измельчение каменного материала, квартование и расситовку продуктов измельчения. Сканирование обособленных частиц туфогенных пород (в виде порошка разных фракций), закрепленных с помощью углеродистого скотча на алюминиевых цилиндрических столбиках, проводилось как в автоматическом, так и в ручном режимах. Для автоматического поиска и анализа РЗЭ-фаз использовался уникальный программный модуль AZtecFeature. Шаг сканирования электронного зонда в данном режиме составлял 200 нм, а минимальный размер анализируемых РЗЭ-фаз – 450 нм. В ручном режиме анализ осуществлялся по нескольким точкам, включающим как сами редкоземельные фазы, так и вмещающую их матрицу. Энергетические спектры в выбранных точках были получены при ускоряющем напряжении 20 кВ. Полуколичественные данные энергодисперсионного анализа интерпретировались с учетом влияния химического состава вмещающей матрицы (алюмосиликаты), напыления образцов углеродом (карбонаты) и структурно-морфологических особенностей выделений РЗЭ-фаз (водные и безводные фосфаты).

## **Результаты и обсуждение**

В ходе съемки в режиме автоматического поиска 16 порошковых проб туфов из трех исследованных районов были обнаружены выделения (размером до 100 мкм) редкоземельных фаз в количестве от первых десятков до первых сотен в одной пробе.

Анализ их составов в ручном режиме показал присутствие РЗЭ (лантаноидов и Y), в собственных минеральных формах, соответствующих фосфатам, силикатам, карбонатам и фторкарбонатам.

### ***Ванчинская вулканотектоническая впадина***

Некоторые данные сканирующей электронной микроскопии образцов туфов Ванчинской вулканотектонической впадины приведены на рис. 2. Редкоземельные фазы представлены рабдофаном, бастнезитом и монацитом. Рабдофан и бастнезит слагают

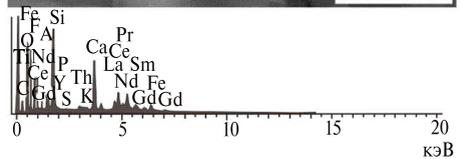
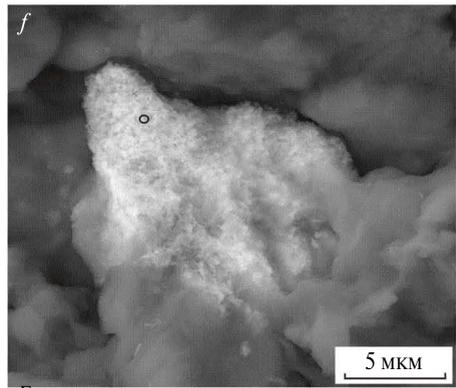
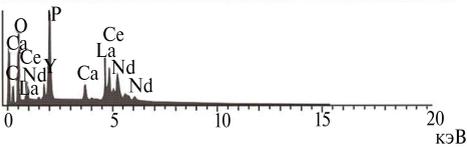
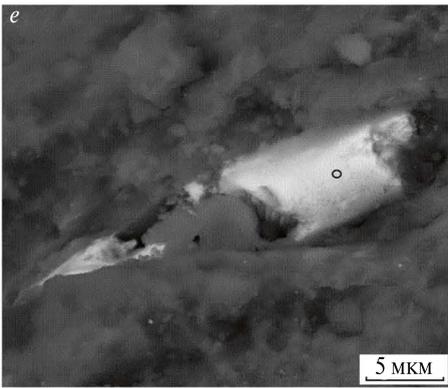
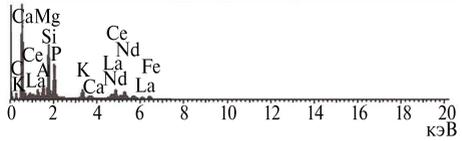
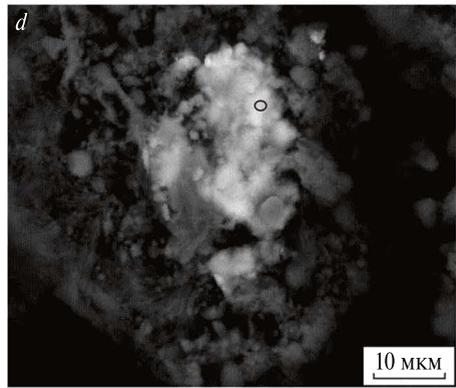
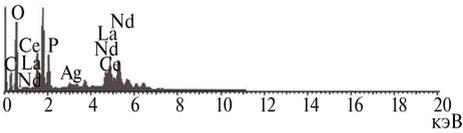
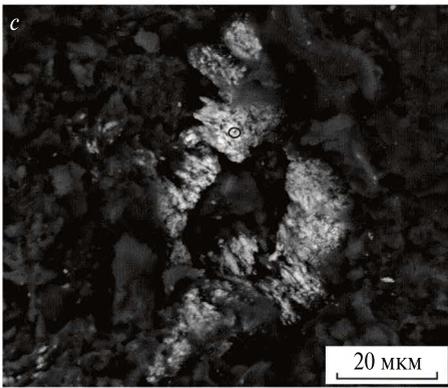
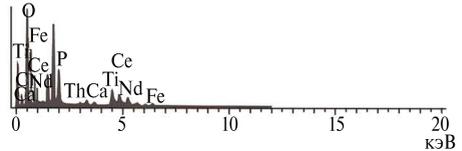
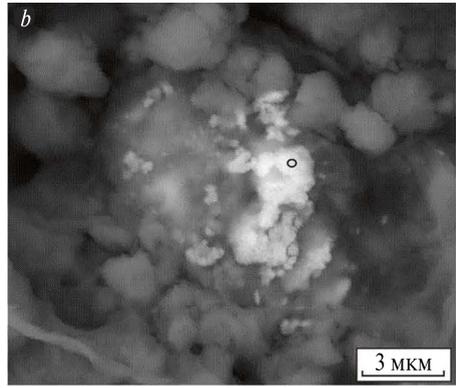
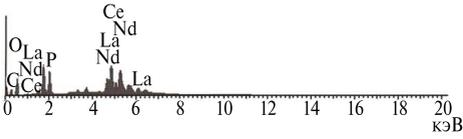
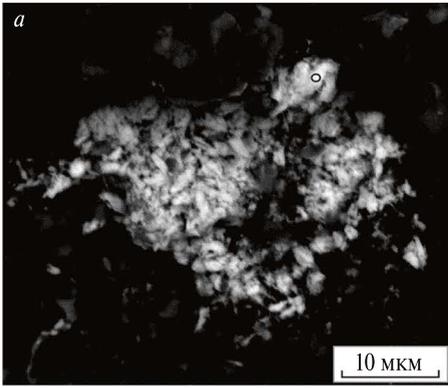


Рис. 2. Электронные фотографии и спектры некоторых редкоземельных минералов в туфогенных породах Ванчинской впадины: *a-d* – рабдофан, *e* – монацит, *f* – бастнезит

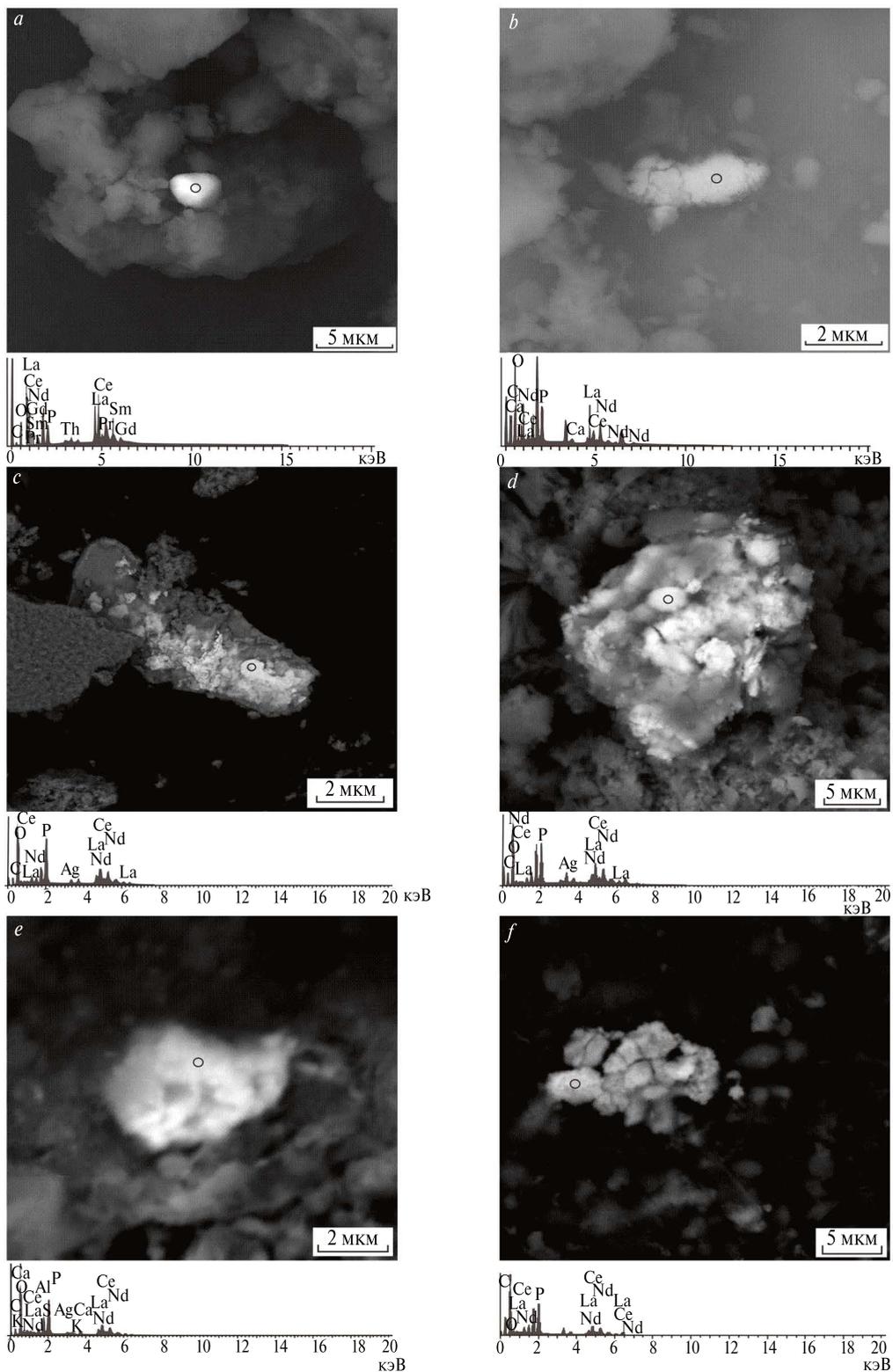


Рис. 3. Электронные фотографии и спектры некоторых редкоземельных минералов в туфогенных породах Шандуйского палеовулкана: *a* – монацит, *b-f* – рабдофан

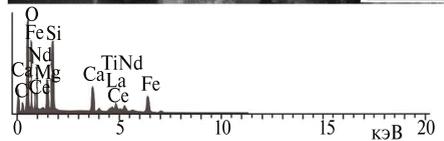
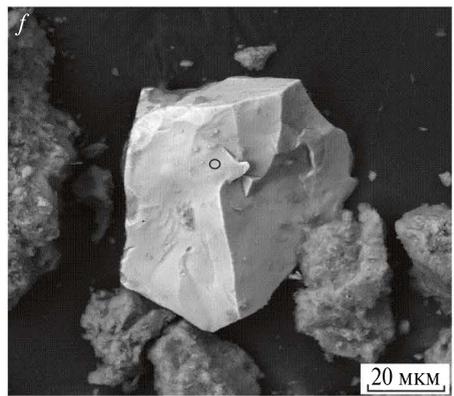
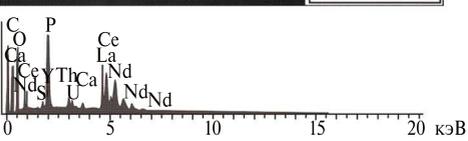
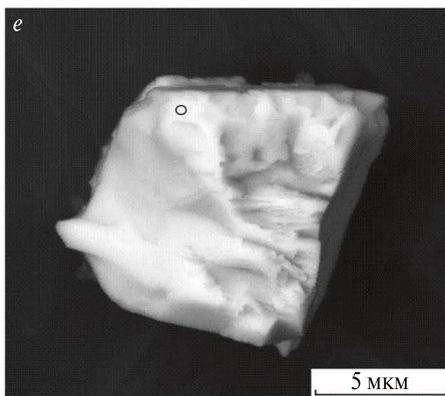
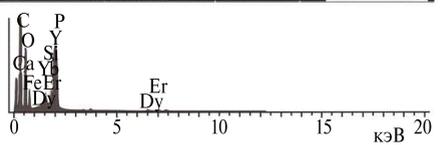
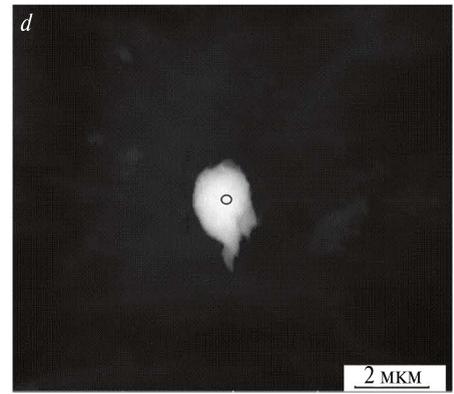
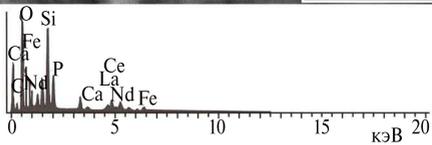
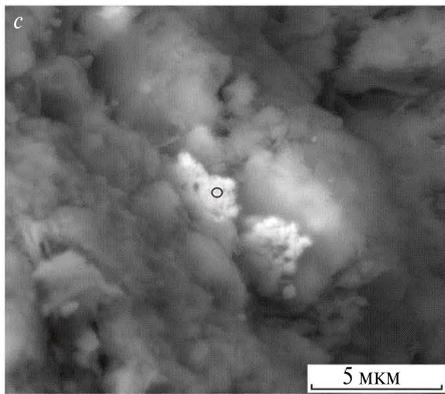
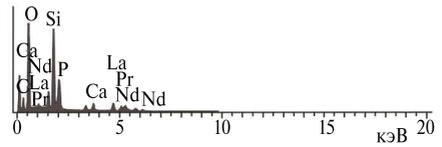
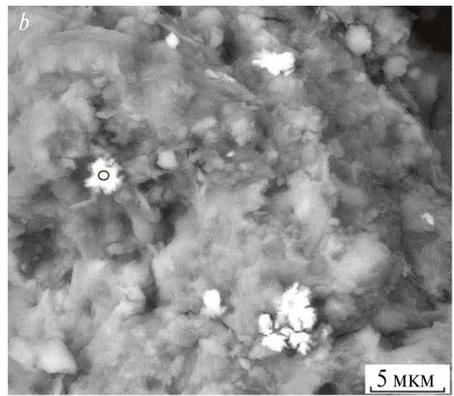
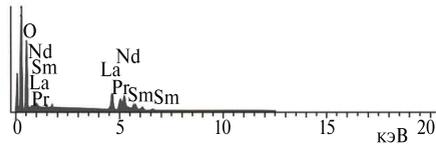
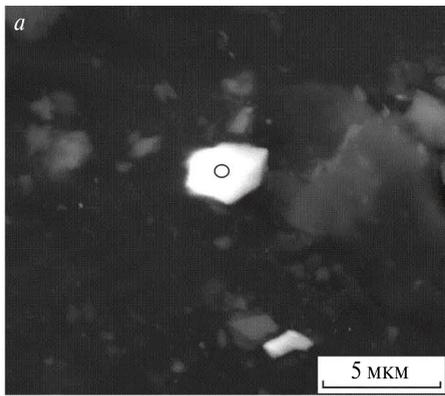


Рис. 4. Электронные фотографии и спектры некоторых редкоземельных минералов в туфогенных породах Бикинской палеовулканоструктуры: *a* – калкинсит, *b–c* – рабдофан, *d* – ксенотим, *e* – монацит, *f* – алланит

тонкозернистые, пористые микроагрегаты неправильной формы, а монацит присутствует в виде кристаллических микрозерен. Размеры выделений минералов РЗЭ варьируют от сотен нанометров до десятков микрометров.

### ***Шандуйский палеовулкан***

Формы нахождения РЗЭ в образцах туфов, отобранных в районе Шандуйского палеовулкана, показаны на рис. 3. По данным рентгеноспектрального анализа, обнаруженные редкоземельные фазы соответствуют по составу рабдофану и монациту. Рабдофан слагает тонкозернистые агрегаты, размер которых варьирует от единиц до нескольких десятков микрометров. Монацит образует единичные кристаллические микрозерна (до 10 мкм).

### ***Бикинская палеовулканоструктура***

Морфология выделений минералов РЗЭ в образцах туфов Бикинской палеовулканоструктуры приведена на рис. 4. Редкоземельные минералы представлены рабдофаном, слагающим тонкозернистые, пористые микроагрегаты (единицы–десятки микрометров), калкинситом (?) в виде микрозерен (до 5 мкм), а также монацитом и алланитом в виде кристаллических микрозерен (до 50 мкм).

В изученных образцах, помимо типично магматических РЗЭ-минералов (монацит, ксенотим, алланит), обнаружено большое количество легкорастворимых гипергенных минеральных форм РЗЭ, таких как водные фосфаты (рабдофан) и карбонаты (бастнезит, калкинсит), являющихся гипергенными продуктами изменения магматических РЗЭ-минералов в туфогенных породах. Они, видимо, и определяют на изученных территориях повышенный фон концентрации РЗЭ в поверхностных и грунтовых водах, а также растительности, что установлено нашими предыдущими исследованиями [4, 11]. О высокой подвижности РЗЭ в породах Ванчинской вулканотектонической впадины также свидетельствуют аномальные содержания суммы РЗЭ в бурых углях (до 1000 г/т и более), маломощные пласты которых широко распространены здесь в вулканогенно-осадочных толщах. Накопление РЗЭ в углях происходило после захоронения в торфяниках щелочной вулканической тефры на этапе просачивания грунтовых или гидротермальных вод сквозь рыхлые вулканогенные породы с отложением РЗЭ в приграничных частях торфяных залежей, которые впоследствии были углефицированы [6].

Наблюдаемое относительное обогащение изученных образцов туфов преимущественно «легкими» редкоземельными элементами объясняется спецификой их поведения в процессах выветривания [12, 13]. В ходе данных процессов происходит вынос «тяжелых» лантаноидов, а в продуктах выветривания накапливаются элементы цериевой подгруппы в виде легкорастворимых фаз.

### **Выводы**

Выявлено, что поедаемые дикими копытными животными туфогенные породы (кудуриты) на изученных участках активной геофагии в горах Сихотэ-Алиня представлены оглиненными в процессе аргиллизации и выветривания цеолитсодержащими туфами риолит-дацитового состава раннекайнозойского возраста. Обнаруженные как в собственно кудуритах, так и в окружающих солонцы-кудуры туфогенных породах в массовом количестве минералы РЗЭ соответствуют по составу фосфатам, силикатам и карбонатам. Установлены две генерации минералов РЗЭ: эндогенная (монацит, ксенотим и алланит) и гипергенная (рабдофан, бастнезит, и калкинсит).

Таким образом, изученные районы приурочены к ландшафтам с аномальным содержанием подвижных форм РЗЭ, источник которых – легкорастворимые гипергенные РЗЭ-минералы. Такие аномалии могут быть одной из причин активной геофагии среди животных. Основная причина геофагии, похоже, состоит в компенсации геохимически обусловленных микроэлементозов за счет регулярно-периодического потребления гли-

нистых и глинисто-цеолитовых сорбентов, способных выводить избыток и регулировать баланс как «легких» и «тяжелых» редких земель, так и других токсичных элементов в организме млекопитающих.

#### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Panichev A.M., Golokhvast K.S., Gulkov A.N., Chekryzhov I.Yu. Geophagy in animals and geology of kudurs (mineral licks): a review of Russian publications // *Environmental Geochemistry and Health*. 2013. Vol. 35 (1). P. 133–152.
2. Паничев А.М. Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 216 с.
3. Panichev A.M., Popov V.K., Chekryzhov I.Yu., Seryodkin I.V., Stolyarova T.A., Zakusin S.V., Sergievich A.A., Khoroshikh P.P. Rare earth elements upon assessment of reasons of the geophagy in Sikhote-Alin region (Russian Federation), Africa and other world regions // *Environmental Geochemistry and Health*. 2016. Vol. 38 (6). P. 1255–1270.
4. Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Seryodkin I.V., Chekryzhov I.Yu., Vakh E.A., Soktoev B.R., Belyanovskaya A.I., Makarevich R.A., Lutsenko T.N., Popov N.Yu., Ruslan A.V., Ostapenko D.S., Vetchshkina A.V., Aramilev V.V., Kholodov A.S., Golokhvast K.S. Landscape REE anomalies and the cause of geophagy in wild animals at kudurs (mineral salt licks) in the Sikhote-Alin (Primorsky Krai, Russia) // *Environmental Geochemistry and Health*. 2022. Vol. 44, Iss. 3. P. 1137–1160.  
<http://doi.org/10.1007/s10653-021-01014-w>
5. Чекрыжов И.Ю., Попов В.К., Паничев А.М., Середин В.В., Смирнова Е.В. Новые данные по стратиграфии, вулканизму и цеолитовой минерализации Ванчинской впадины, Приморский край // *Тихоокеанская геология*. 2010. Т. 29, № 4. С. 45–63.
6. Середин В.В., Чекрыжов И.Ю. Рудоносность Ванчинского грабена // *Геология рудных месторождений*. 2011. Т. 53, № 3. С. 230–249.
7. Ветренников В.В. Геологическое строение Сихотэ-Алинского заповедника и Центрального Сихотэ-Алиня // *Труды Сихотэ-Алинского заповедника*. 1976. Вып. 6. 167 с.
8. Паничев А.М., Попов В.К., Чекрыжов И.Ю., Голохваст К.С., Серёдкин И.В. Кудуры Солонцовского палеовулкана в бассейне реки Таёжная, Восточный Сихотэ-Алинь // *Успехи наук о жизни*. 2012. № 5. С. 7–28.
9. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Издательство ДВНЦ АН СССР, 1986. 153 с.
10. Руслан А.В., Баринов Н.Н. Микро-наноминералогия золота и платины в графитоносных метаморфических комплексах Приморья // *Вестник ДВО РАН*. 2019. № 1. С. 114–119.
11. Ветошкина А.В., Чекрыжов И.Ю., Паничев А.М., Вах Е.А., Барановская Н.В., Луценко Т.Н. Радиоактивные (Th, U) и редкоземельные элементы в природных водах центрального Сихотэ-Алиня (Приморский край) // *Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов*. 2022. Т. 333, № 1. С. 45–56.
12. Подпорина Е.К. Редкоземельные элементы в корях выветривания. М.: Наука, 1985. 126 с.
13. Гавриленко В.В., Сахоненко В.В. Основы геохимии редких литофильных металлов. Л.: Издательство ЛГУ, 1986. 172 с.

#### REFERENCES

1. Panichev A.M., Golokhvast K.S., Gulkov A.N., Chekryzhov I.Yu. Geophagy in animals and geology of kudurs (mineral licks): a review of Russian publications. *Environmental Geochemistry and Health*. 2013;35(1):133–152.
2. Panichev A.M. Zverovye solontsy Sikhote-Alinya. Vladivostok: DVNTs AN SSSR; 1987. 216 s. (In Russ.).
3. Panichev A.M., Popov V.K., Chekryzhov I.Yu., Seryodkin I.V., Stolyarova T.A., Zakusin S.V., Sergievich A.A., Khoroshikh P.P. Rare earth elements upon assessment of reasons of the geophagy in Sikhote-Alin region (Russian Federation), Africa and other world regions. *Environmental Geochemistry and Health*. 2016;38(6):1255–1270.
4. Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Seryodkin I.V., Chekryzhov I.Yu., Vakh E.A., Soktoev B.R., Belyanovskaya A.I., Makarevich R.A., Lutsenko T.N., Popov N.Yu., Ruslan A.V., Ostapenko D.S., Ve-

- toshkina A. V., Aramilev V. V., Kholodov A. S., Golokhvast K. S. Landscape REE anomalies and the cause of geophagy in wild animals at kudurs (mineral salt licks) in the Sikhote-Alin (Primorsky Krai, Russia). *Environmental Geochemistry and Health*. 2022;44(3):1137–1160. <http://doi.org/10.1007/s10653-021-01014-w>
5. Chekryzhov I. Y., Popov V. K., Panichev A. M., Seredin V. V., Smirnova E. V. New data on the stratigraphy, volcanism, and zeolite mineralization of the Cenozoic Vanchinskaya depression, Primorye. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2010;29(4):45–63. (In Russ.).
  6. Seredin V. V., Chekryzhov I. Y. Ore potentiality of the Vanchin graben, Primorye, Russia. *Geology of Ore Deposits*. 2011;53(3):230–249. (In Russ.).
  7. Vetretnikov V. V. Geologicheskoe stroenie Sikhote-Alinskogo zapovednika i Tsentral'nogo Sikhote-Alinya. In: *Trudy Sikhote-Alinskogo Zapovednika*. 1976. Vyp. 6. 167 s. (In Russ.).
  8. Panichev A. M., Popov V. K., Chekryzhov I. Yu., Golokhvast K. S., Seredkin I. V. Kudurs of paleovolcano Solontsoviy in the Tayojnaya river basin, East Sikhote-Alin. *Achievements in the Life Sciences*. 2012;(5):7–28. (In Russ.).
  9. Popov V. K. Petrologiya paleogen-neogenovykh kompleksov Vostochnogo Sikhote-Alinya. Vladivostok: DVNTs AN SSSR; 1986. 153 s. (In Russ.).
  10. Ruslan A. V., Barinov N. N. Micro-nanomineralogy of gold and platinum in the graphite-bearing metamorphic complexes of Primorye. *Vestnik of the FEB RAS*. 2019;(1):114–119. (In Russ.).
  11. Vetoshkina A. V., Chekryzhov I. Yu., Panichev A. M., Vakh E. A., Baranovskaya N. V., Lutsenko T. N. Radioactive (Th, U) and rare earth elements in natural waters of central Sikhote-Alin (Primorsky Krai). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2022;333(1):45–56. (In Russ.).
  12. Podporina E. K. Redkozemel'nye elementy v korakh vyvetrivanija. M.: Nauka; 1985. 126 s. (In Russ.).
  13. Gavrilenko V. V., Sakhonenok V. V. Osnovy geokhimii redkikh litofil'nykh metallov. L.: Izdatel'stvo LGU; 1986. 172 s. (In Russ.).

Научная статья  
УДК 553.411 (235.47)  
DOI: 10.31857/S0869769824050056  
EDN: HPRINO

## Геологическая позиция и особенности состава, строения и генезиса золоторудных (с висмутовой минерализацией) месторождений Сихотэ-Алиня

А. А. Гребенникова<sup>✉</sup>

*Анна Александровна Гребенникова*  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
anylotina@mail.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-3651-8050>

**Аннотация.** Рассматривается группа золоторудных месторождений с висмутовой минерализацией, потенциально перспективных на промышленное золотое оруденение в пределах южного и западного Сихотэ-Алиня. Рудные тела представлены жилами, штокверками, рудными зонами. Для руд характерна тесная ассоциация самородного золота ранней генерации с сульфоарсенидами Ni, Co и сульфотеллуридами и теллуридами висмута, а для самородного золота поздней генерации – с сульфосолями Pb-Bi, Pb-Bi-S, Pb-Cu-Sb состава. На изученных месторождениях выявлен значительный разброс по размеру зерен самородного золота – от крупного и среднего до пылевидного. Для самородного золота ранней генерации характерна пробность 775–900%, редко 990%, а в поздней генерации – 600–850%. Геологические и минералого-геохимические данные указывают на генетическую связь в одном случае (месторождение Болотистое) с вулканическими и интрузивными образованиями позднемелового–эоценового возраста, в другом (для месторождений Криничное, Малиновское, Намовское и Пасечное) – с ранне-поздне-меловым гранитоидным магматизмом.

**Ключевые слова:** золотовисмутовая минерализация, месторождение золота, Сихотэ-Алинь

**Для цитирования:** Гребенникова А.А. Геологическая позиция и особенности состава, строения и генезиса золоторудных (с висмутовой минерализацией) месторождений Сихотэ-Алиня // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 62–82. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050056>

**Финансирование.** Исследование выполнено по госзаданию ДВГИ ДВО РАН.

# Geological position and features of the composition, structure and genesis of gold ore (with bismuth mineralization) deposits of Sikhote-Alin

A. A. Grebennikova

*Anna A. Grebennikova*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
anylotina@mail.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-3651-8050>

**Abstract.** A group of gold deposits with bismuth mineralization, potentially promising for industrial gold mineralization within the southern and western Sikhote-Alin, is considered. Ore bodies are represented by veins, stockworks, and ore zones. The ores are characterized by a close association of early-generation native gold with Ni, Co sulfoarsenides and bismuth sulfotellurides and tellurides, and late-generation native gold with sulfosalts of Pb-Bi, Pb-Bi-S, Pb-Cu-Sb composition. In the studied deposits, a significant variation in the size of native gold grains was revealed – from coarse and medium to dusty. Native gold of the early generation is characterized by a fineness of 775–900‰, rarely 990‰, and in the late generation – 600–850‰. Geological and mineralogical-geochemical data indicate a genetic connection in one case (Bolotistoe deposit) with bodies of Eocene dacites and granodiorites, as well as with an intrusion of Eocene gabbroids and monzonitoids. In other cases, deposits (Krinichnoye, Malinovskoye, Namovskoye and Pasechnoye) are characterized by a genetic connection with Early-Late Cretaceous granitoid magmatism.

**Keywords:** gold-bismuth mineralization, gold deposit, Sikhote-Alin

**For citation:** Grebennikova A.A. Geological position and features of the composition, structure and genesis of gold ore (with bismuth mineralization) deposits of Sikhote-Alin. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):62–82. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050056>

**Funding.** The study was carried out on a government assignment of FEGI FEB RAS.

## Введение

В пределах Сихотэ-Алиния широко известны месторождения и проявления золота с висмутовой минерализацией: Малиновское, Намовское, Криничное, Болотистое и Пасечное (рис. 1), потенциально перспективные на промышленное золотое оруденение [1–16]. Различные вопросы геологического строения, геодинамики, магматизма и металлогении Сихотэ-Алиния рассматривались также в работах [17–22]. Ранее считалось, что подобные золоторудные объекты с висмутовой минерализацией генетически связаны с позднеюрско-позднемеловыми гранитоидами [23–25].

Как следует из литературных данных, особенностью многих крупнообъемных золоторудных месторождений разных генетических типов является присутствие именно висмутовой минерализации. Для них характерна постоянная ассоциация самородного золота с различными минералами висмута (самородным висмутом, висмутином, теллуридами и сульфотеллуридами висмута, сульфосолями висмута, мальдонитом) [8, 9, 15, 16, 23–25], что определяет важность всестороннего изучения подобных объектов.

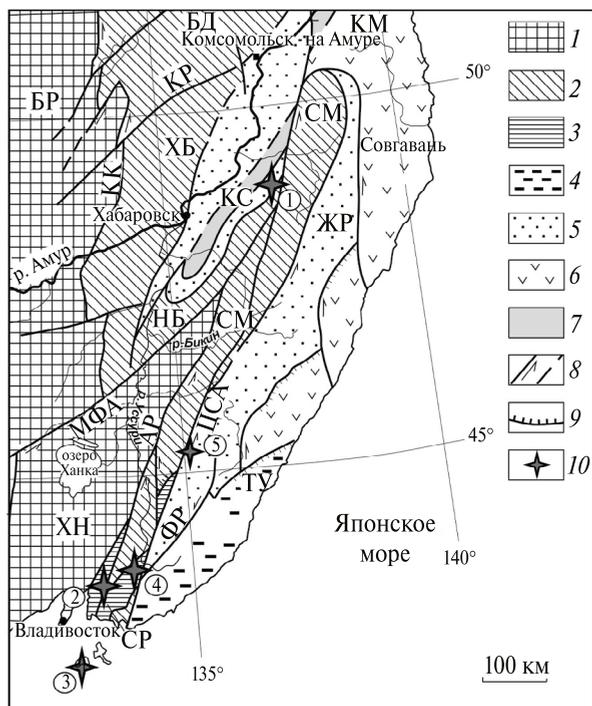


Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алия [20] и расположение золоторудных объектов с золото-висмутовой минерализацией: 1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: БР – Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – юрские террейны: фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданахда-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский); 3 – фрагменты докембрийского–раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 4–7 раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 5 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 7 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 8 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, КР – Курский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 9 – надвиги; 10 – золоторудные объекты с висмутовой минерализацией (цифры в кружке): 1 – Болотистое; 2 – Криничное, 3 – Аскольд, 4 – Пасечное; 5 – Малиновское

В статье приведено сопоставление золоторудных (с висмутовой минерализацией) месторождений Сихотэ-Алия по геологическому строению, геодинамической позиции и минеральным особенностям руд. Выявленные характерные особенности (геологическое строение, стадии минералообразования, типоморфные характеристики минералов, дисперсия пробности самородного золота, разнообразие минералов висмута, наличие сульфосолей свинца, сурьмы и серебра) месторождений Сихотэ-Алия позволяют применить полученные данные при прогнозировании, поисках и оценке подобных объектов как в пределах этой геологической структуры, так и на прилегающих территориях.

### Состояние проблемы

Образование золоторудных объектов связано с различными благоприятными факторами. Главными из них являются геодинамическая природа террейнов (фундамента), генезис перекрывающих и сшивающих террейны магматических комплексов со структурным стилем и характером деформации, контролирующее распространение магматических пород и рудной минерализации [18, 21]. Золотой рудогенез, хронологически весьма оторван-

ный от формирования породных комплексов кратонных структур, связан с процессами тектономагматической активизации, обусловленными развитием глобальных активных трансформных окраин [18–20]. Восточно-Сихотэ-Алинская золотоносная провинция связана с континентальной окраиной магматических дуг и является постаккреционной (посторогенной) [21]. В развитии мезозойской трансформной континентальной окраины Сихотэ-Алиня различаются два этапа: первый (позднеготеривский), когда преобладала обстановка растяжения, второй (готерив-сеноманский), в течение, которого чередовались зоны сжатия и растяжения во времени и пространстве [18]. На втором этапе произошла резкая активизация движений по системе окраинно-континентальных левосторонних сдвигов, в континентальном склоне начали накапливаться песчаные и флишеидные толщи. Центральный Сихотэ-Алинский разлом и его продолжение в Японии (разломы Танакура и Медианный) унаследовали границу литосферных плит и напоминали современный разлом Сан-Андреас в Калифорнии [18]. Террейны юрско-раннемеловой аккреционной призмы и раннемеловой островной дуги, расположенные к востоку от Центрального разлома, переместились с юга на север на расстояние порядка 1000 км и в альбе столкнулись с континентальной окраиной. К западу от Центрального разлома, вдоль границы с Амурским континентом, произошла трансляция на север юрской аккреционной призмы на расстояние около 700 км [18]. Готерив-сеноманские левосторонние сдвиговые трансляции сформировали гигантскую S-образную структуру Сихотэ-Алиня и были причиной наращивания континентальной коры. В это же время происходило формирование синсдвиговых гранитоидных плутонов и вулканоплутонических комплексов бимодального типа с преобладанием риолитов [18, 20]. Золотой рудогенез был полихронен из-за направленности и этапности становления, а также взаимодействия и деструкции геотектонических единиц [19]. Золотонакопление сопутствовало широкому кругу геологических процессов, поэтому столь разнообразны геолого-генетические мезо-кайнозойские золотоносные системы. С ними коррелируют несколько формационных типов оруденения. К ведущим формационным группам месторождений принадлежат золото(сульфидно-, редкометалльно-)кварцевая и золото-сульфидная (в том числе «черносланцевая»), которые характерны для раннего и среднего мела, а также золото-серебряная, показательная для позднемелового–четвертичного времени [18, 19].

На территории Сихотэ-Алиня известен целый ряд золоторудных объектов, расположенных в пределах различных тектоно-стратиграфических блоков земной коры: Сергеевского (фрагмента палеозойско-мезозойской пассивной окраины), Самаркинского (юрской аккреционной призмы) и Журавлево-Амурского (раннемелового турбидитового бассейна) террейнов. Характерной чертой этих террейнов является развитие плутонических гранитоидных образований, имеющих синсдвиговую ориентировку в пределах раннемеловой трансформной окраины. Среди них выделяются готерив-аптский (хунгарийский) и альб-сеноманский (татибинский) комплексы, локализованные вдоль северных границ Ханкайского массива и Центрального Сихотэ-Алинского разлома [22, 26] соответственно.

Формирование благороднометалльного оруденения различных формационных типов, возможно, связано с многочисленными рудогенерирующими системами [27], золото-медно-молибден-порфирирового, золото-порфирирового, золото-скарнового, золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-редкометалльного и золото-серебряного типов. Локализация месторождений этих типов, вероятнее всего, обусловлена влиянием Центрального Сихотэ-Алинского разлома [18, 19, 21].

К золоторудным месторождениям с висмутовой минерализацией относятся Малиновское-центр, Намовское, Пасечное, Криничное и Болотистое (рис. 1). Для них характерны различная степень эродированности, возможности россыпеобразования и пространственная ассоциация с коренным источником. Данные золоторудные объекты с разной степенью детальности освещены в публикациях сотрудников научных и производственных организаций [1–16]. Материалы этих исследований использованы в данной статье при обсуждении общих особенностей золоторудных (с висмутовой минерализацией) объектов Сихотэ-Алиня.

## Геологическая позиция Малиновского месторождения

Месторождение Малиновское расположено в одноименном рудном поле, в верховьях р. Малиновка. Его площадь составляет около 30 км<sup>2</sup>. В геологическом строении района принимают участие аркозовые песчаники и алевролиты раннемелового возраста [29] синсдвигового турбидитового бассейна Журавлевско-Амурского террейна [20]. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов крупного левостороннего сдвига – Центрального Сихотэ-Алинского разлома или одного из его ответвлений (рис. 2). Среди магматических пород района выделено два комплекса: раннемеловой (интрузивный татибинский: первая фаза – диориты, габбро-монцодиориты; вторая фаза – биотитовые гранодиориты, граниты, лейкограниты) – и раннепалеогеновый (вулканический богопольский – дациты, риодациты, их туфы, игнимбриты и др.) [11–14, 30].

Формирование структуры месторождения напрямую связано с Центрально-Сихотэ-Алинской сдвиговой системой [11]. Следствием левостороннего движения блоков являются

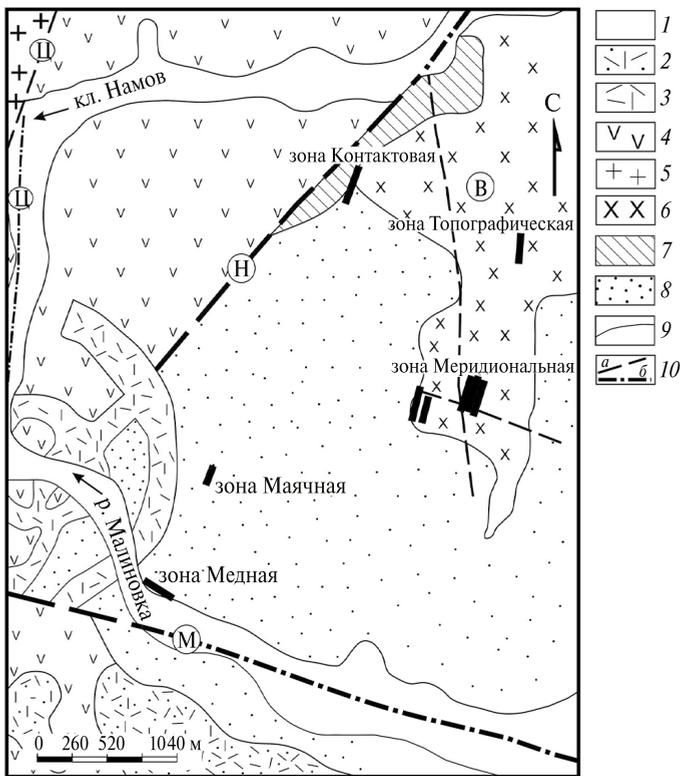


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Малиновского (Белянский Г.С. и др., 2013 г., см. также [12]): 1 – четвертичные отложения (суглинки, супеси, гальки); 2 – богопольская свита: туфы, туфолавы, туфопесчаники, туффиты, игнимбриты риолитов, реже дациты и лавы риолитов; 3 – богопольский комплекс: дайки риолитов, риодацитов; маастрихт-датский вулканоплутонический комплекс: риолиты; 4 – дорофеевская свита, верхняя подсвита: андезиты, андезибазальты и их туфы с прослоями туфоалевролитов и туфов риолитов; маастрихтский вулканический комплекс: дайки андезитов, андезибазальтов; 5, 6 – татибинский комплекс (5 – вторая фаза: граниты до умеренно-щелочных лейкогранитов; 6 – первая фаза: монцодиориты, монцогаббро-диориты); 7 – ключевская свита: песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты, их переслаивание, линзы гравелитов; 8 – журавлевская свита: алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники; 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения: а – установленные, б – перекрытые аллювием. Буквами в кружках обозначены: Ц – Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР); Н – Намовский разлом; М – Малиновский разлом; В – Водораздельный массив габбро-монцодиоритов

серии содвиговых трещин растяжения, которые, вероятно, служили и рудоподводящими каналами [13, 14]. Ряд исследователей Малиновской золоторудной магматической системы интрузивно-купольной структуры центрального типа (диаметром около 5 км) связывают ее образование с внедрением Водораздельного интрузива габбро-монциодоритов татибинского комплекса [10–12].

Золоторудная минерализация Малиновского месторождения локализована как в сводовой, так и в периферической части интрузивного купольного поднятия, сложенного габбромонциодоритами [10–13]. Рудные тела Малиновского месторождения представлены линейными зонами, состоящими из одной или нескольких субпараллельных сульфидно-кварц-карбонатных, сульфидно-кварцевых или сульфидных жил (мощностью до первых десятков сантиметров) и околожильных метасоматических пород (с турмалином, хлоритом, мусковитом), содержащих рассеянную прожилково-вкрапленную минерализацию. Рудные тела имеют субмеридиональное или северо-восточное простирание с крутыми углами падения на восток, в отдельных случаях на запад [12–14]. Рудам свойственны вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Главными минералами являются кварц, карбонат, турмалин и хлорит. Распространены также сульфиды (халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит); сульфосоли (тетраэдрит, кобеллит, Sb-козалит, бурнонит и лиллианит-густавит); самородный висмут, сульфиды (висмутин, икунолит); сульфотеллуриды (группа жозеита) и теллуриды (хедлейит) висмута; интерметаллиды золота (мальдонит); антимонид золота (ауростибит), самородное золото, вольфрамат кальция (шеелит) и плавиковый шпат [12, 13]. По данным Родионова А.Н., на месторождении Малиновское в Au-Cu рудах было выявлено содержание платины (0,07 г/т) и рутения (0,015 г/т), а в арсенопирите отмечен сперрилит (?) в виде мельчайших зерен –  $(0,002–0,007) \times 0,015$  мм [31, 32].

**Месторождение Намовское** входит в состав Малиновского рудного узла и является северо-восточным флангом Малиновского месторождения [13–16, 18]. В региональном плане оно локализовано в переходной зоне между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой [17, 33], в пределах зоны влияния Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Последний представляет собой левосторонний сдвиг [34, 35]. Месторождение Намовское расположено в пределах Журавлевско-Амурского террейна, среди терригенных осадочных отложений журавлевской и ключевской свит (Бемянский Г.С., 2011 г.). Весь комплекс осадочных образований смят в линейные складки северо-восточного простирания. Осадочные породы прорваны монционитами Водораздельного интрузива татибинского диорит-гранитового комплекса, а также дайками пестрого состава и возраста (рис. 3). Основными разновидностями интрузивных пород являются габбро- и монциодориты, реже отмечаются граносиениты и кварцевые сиенит-порфиры, которые встречаются в виде шпиривидных выделений в монциодоритах. Согласно U-Pb SHRIMP датам возраст интрузива составляет 105–103 млн лет [10]. Дайковые образования представлены маломощными телами диорит-порфиритов и лампрофиром (камptonитов) заключительной фазы татибинского комплекса.

Рудные тела месторождения Намовское локализованы в восточном экзоконтакте Водораздельного интрузива монционитов. Они залегают преимущественно в терригенных породах журавлевской и ключевской свит, реже непосредственно в монционитах Водораздельной интрузии (зона Намовская 1, 2) [16]. Рудные тела представлены сульфидными, сульфидно-кварцевыми жилами и зонами сульфидно-кварц-турмалиновых метасоматитов, а также минерализованными зонами дробления. Жилы и жильные зоны образуют два участка, расположенных в 1,5 км друг от друга, северный – Верхне-Намовский (Намовская-1, 2 и Дальняя) и южный – Лево-Намовский (Широтная, Ближняя, Зимняя, Придорожная, Арсенопиритовая, Кварцевая, Майская, Пологая), отличающихся простиранием рудных тел: субширотно-северо-восточным и субширотно-северо-западным соответственно. Вторичные изменения, сопровождающие рудные тела – окварцевание, хлоритизация, серицитизация и турмалинизация. Турмалинизация сопровождает все рудные тела Намовского месторождения в той или иной степени, но в северной части (зоны Намовская, Намовская-1) она преобладает [16]. Жильные минералы на месторождении представлены кварцем, карбонатом, реже турмалином. Рудная минерализация представлена сульфидами и сульфоарсенидами – арсенопиритом, данаитом, пиритом, халькопиритом, пирротинитом, сфалеритом и галенитом; минералами висмута:

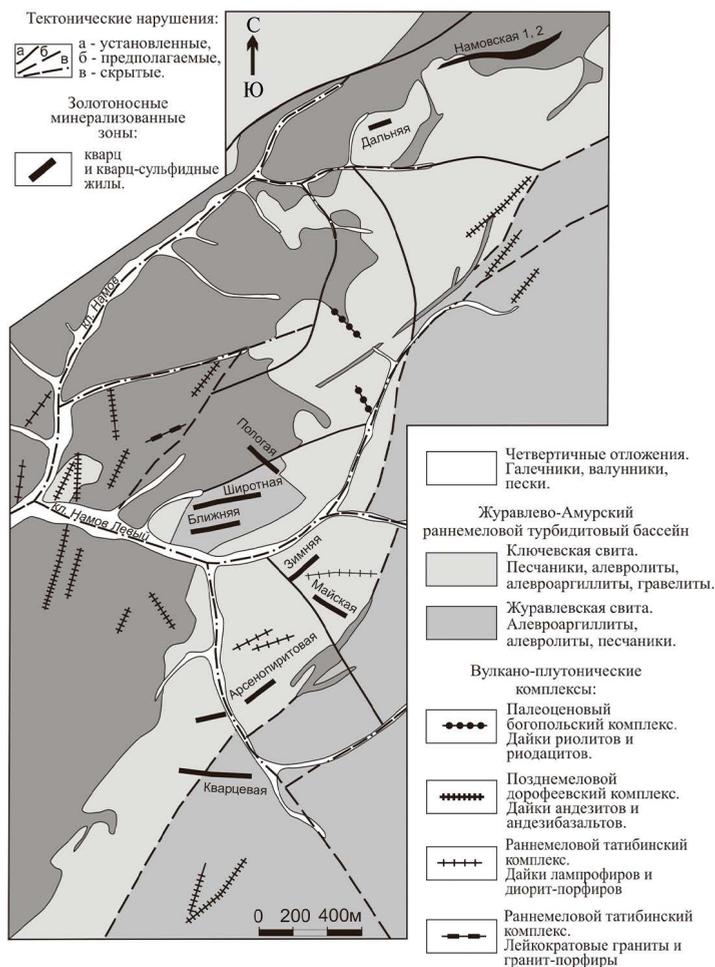


Рис. 3. Схематическая геологическая карта месторождения Намовское, по материалам Г.С. Белянского (2012), В.А. Михайлова (1998), К.Н. Доброшевского (2012)

сульфотеллуридами – протожезитом, жозеитом, сульфоцумоитом, тетрадимитом и теллуридами висмута – хедлейитом, цумоитом; сульфосолями Pb–Bi – козалитом, лилианитом, канницаритом, галеновисмутитом, нафильдитом, ашамальмитом, Ag–Bi – матильдитом; сульфидом висмута – висмутином; минералами серебра: теллуридом и хлоридом серебра – гесситом и кераргиритом; сульфидом серебра – акантитом; интерметаллидом золота – мальдонитом; самородными висмутом и золотом. Особенности вещественного состава руд и геологического строения месторождения Намовское указывают на его принадлежность к типу золоторудных объектов обстановок трансформной континентальной окраины. Высказано предположение о мантийном источнике рудной минерализации [16]. Характерной особенностью Малиновского рудного поля является медно-висмутовая геохимическая специфика [12–14].

### Геологическое строение района и месторождения Пасечное

Месторождение Пасечное локализовано в пределах Алексеевской рудоносной площади Южного Сихотэ-Алиня (рис. 4). На месторождении было выявлено 26 рудных зон (РЗ), 11 из которых имеют параметры оруденения, близкие к промышленным. Наиболее изученными являются РЗ Алексеевская, Юго-Западная, Попутная и Светлана, в которых содержание золота колеблется от 0,2 до 33 г/т (А.В. Северилов, 2007).

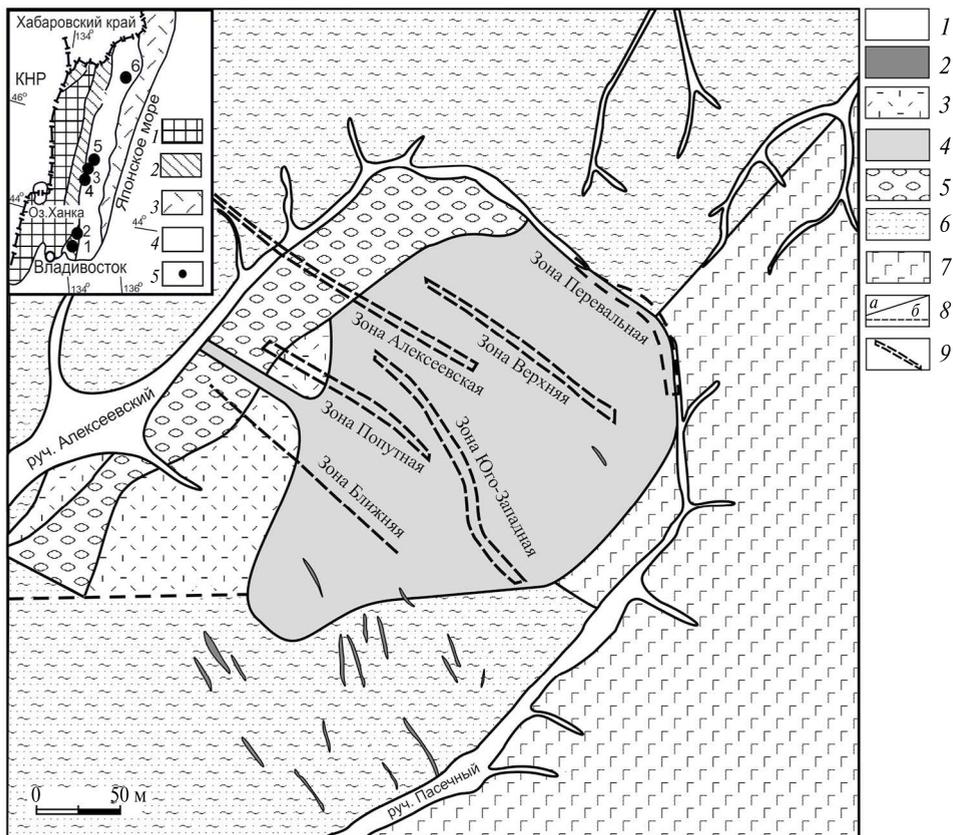


Рис. 4. Схематическая геологическая карта месторождения Пасечное (по материалам Углова В.В., 1981 г.): 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – палеоцен-эоценовые дайки: кузнецовские базальты, андезитбазальты, андезиты; 3 – юрско-меловые дациты, риодациты, риолиты и их туфы, конгломераты, песчаники, туфопесчаники и каменные угли; 4 – юрско-верхнемеловые экструзии, силлы риолитов; 5 – позднепермские конгломераты, конглобрекции, песчаники, алевропесчаники, алевролиты, ястребовская свита; 6 – позднепермские конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, чандалазская свита; 7 – протерозойские амфиболитизированные габбро-гнейсы сергеевского комплекса; 8 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – контуры рудных зон. На врезке фрагмент схемы террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, по данным [20, 33]: 1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 – Самаркинская аккреционная призма (турбидит-олистостромовая); 3 – Прибрежный вулканический пояс; 4 – Журавлевский – юг и Таухинский – север террейны; 5 – золоторудные месторождения (1 – Криничное, 2 – Пасечное, 3 – Малиновское, 4 – Глухое, 5 – Болотистое)

Алексеевская рудоносная площадь (РП) находится в Партизанском районе Приморского края в междуречье рек Сергеевка, Алексеевка, Икрянка и Малиновка, северо-восточнее пос. Монакино. Она расположена в Окраинско-Сергеевском террейне и приурочена к восточному флангу Монакинской вулкано-тектонической структуры (ВТС) в Южно-Приморском золотоносном районе. Наиболее древними породами на площади РП являются кембрийские метагабброиды сергеевского комплекса [36] и раннепалеозойские таудеминские (тафуинские) гранит-плагиогранитные образования (рис. 4). Они перекрыты позднепермскими осадочными отложениями чандалазской и ястребовской свит и юрско-меловыми вулканогенно-осадочными образованиями [20, 33] (В.В. Углов, 1980; А.В. Северилов, 2007; В.И. Андронов, С.А. Шлыков, 2016).

На месторождении Пасечное установлено 26 рудных зон (А.В. Северилов, 2007). Они локализованы в позднемеловом экструзиве риолитов и в осадочных породах чандалазской свиты. Крутопадающие рудные зоны сложены кварц-сульфидными, кварцевыми, карбонат-кварцевыми, редко турмалин-кварцевыми рудами с самородным золотом, золото-

висмутовой, золото-серебряной, иногда вольфрамоносной, минерализацией. Рудные зоны сопровождаются геохимическими ореолами Au, Ag, As, Bi и W. Для месторождения в основном характерны руды с вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными текстурами, сульфидно-кварцевого, сульфидно-карбонатно-кварцевого и сульфидного состава. Доля рудной минерализации составляет 1–5%. Жильные минералы в основном представлены кварцем, карбонатом, реже турмалином. Рудная минерализация представлена сульфидами и сульфоарсенидами – арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом и галенитом; минералами висмута: сульфотеллуридом висмута – жозеитом А; сульфидом висмута (висмутин) и сульфосолями Pb–Bi–Ag: викингитом, эскимойтом, сульфосолю  $Ag_{10}PbBi_3OS_{51}$ , маковицкиитом; интерметаллидом золота – мальдонитом; самородными висмутом и золотом [15]. Молибденит, шеелит и касситерит были зафиксированы ранее геологами-производственниками (А.В. Северилов, 2007). В окисленных образцах диагностированы гидроксиды железа, ковеллин, скородит, ярозит и другие минералы. Особенности минерального состава жильно-прожилковых тел в совокупности с их геохимической спецификой (наличие разнообразного состава висмутовых минералов) свидетельствуют о принадлежности месторождения Пасечное к висмут-арсенидно-сульфоарсенидному (золото-висмутовому) геохимическому типу [15].

### Геологическое строение района и месторождения Криничное

Месторождение Криничное размещено на юге Приморья в пределах Украинско-Сергеевского террейна, который включен в структуру аккреционной призмы и является фрагментом палеозойско-мезозойской пассивной континентальной окраины (рис. 5).

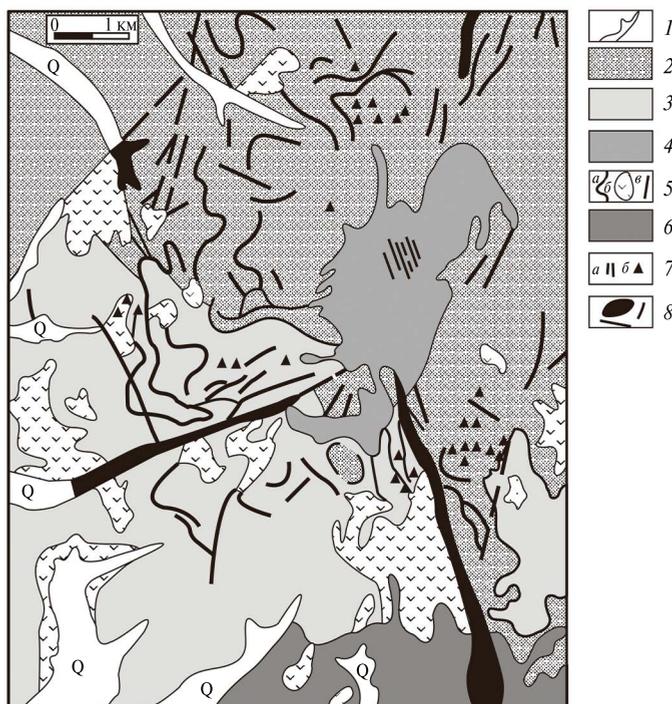


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Криничного золотоносного узла [32]: 1 – четвертичный аллювий; 2 – юрские песчано-глинистые и карбонатные породы, конгломераты, слабодислоцированные; 3 – пермские разнообразные терригенные, карбонатные и вулканогенные породы; 4 – поздне меловые гранодиориты, диориты; 5 – поздне меловые силы (а), штоки (б) и дайки (в) диоритовых порфиридов; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – золоторудные кварцевые жилы (а), обломки золотоносного кварца в дельювии (б); 8 – отработанные россыпи золота

В террейне выделяется фундамент и вулканогенно-осадочный чехол. Фундамент состоит из: а) синтетектонических мигматитовых габбро-гнейсов и кварцевых диоритов; б) раннеордовикских биотит-мусковитовых гранитов (тафуинский комплекс). Граниты образуют тектоническую пластину, перекрывающую метагабброиды [20]. Чехол представлен: а) пермскими конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтами, андезитами, риолитами и рифогенными известняками, залегающими в большинстве случаев на гранитах и метагабброидах Украинско-Сергеевского террейна; б) триасово-среднеюрскими мелководно-морскими песчаниками и алевролитами. Перечисленные породы смяты в складки различных размеров и морфологии и с размывом и угловым несогласием перекрыты раннемеловыми толщами Партизанско-Суходольского угленосного бассейна, относящимися к наиболее раннему из перекрывающих комплексов [20].

Месторождение Криничное приурочено к Аскольдовской сдвиговой зоне (АСЗ), которая входит в систему левых сдвигов Сихотэ-Алиня. Она контролирует положение Криничного золоторудного поля (КЗРП), в состав которого входит золоторудное месторождение Криничное [2]. Криничный интрузивный массив представлен К–Na серий пород нормального ряда: кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамелитами. В центральной части и на периферии интрузива распространены дорудные дайки гранодиорит-гранитного интрузивного комплекса (аплиты, биотитовые лейкограниты, риолиты, риодациты), рудные зоны и отдельные кварцевые прожилки (малосульфидный кварцевый тип), послерудные дайки андезит-базальтового дайкового комплекса (андезиты, андезибазальты, порфириты, спессартиты, одиниты Na серии). Дайки и жилы выполняют крутопадающие северо-западные разрывы [1]. Месторождение Криничное приурочено к центральной части штока гранодиоритов позднемелового возраста Криничного интрузивного массива, прорывающего палеозойские и юрские осадочные образования (рис. 2). Размер штока составляет около 4 км<sup>2</sup>. Терригенные и известковисто-терригенные породы триаса и юры в обрамлении этого массива вмещают малые интрузии и силлообразные тела среднего и основного состава мелового возраста [1, 4, 28].

Практически все естественные ограничения Криничного месторождения являются тектоническими, совпадая на западе с Промысловским, на юге – с Пашкеевским разломами, на востоке – с Малотинканской зоной нарушений [28]. К одной субрегиональной структуре АСЗ совместно с Криничным месторождением принадлежит ему подобное Аскольдовское месторождение (рис. 2). Значения абсолютного возраста золотой минерализации Аскольдовского (83,8 млн лет) и Криничного (76,2±1,9 и 84,2±1,9 млн лет) месторождений согласуются между собой [28] и соответствуют кампанскому веку позднего мела.

Оруденение представлено серией параллельных зон северо-северо-западного простирания, состоящих из систем кварцевых, кварц-карбонатных и редко кварц-полевошпатовых жил и прожилков. Протяженность зон по простиранию достигает 700 м и мощность 25–30 м. Они характеризуются убогой и умеренной вкрапленностью сульфидов и встречаются как в гранодиоритах, так и в терригенных породах. В кварцевых прожилках иногда присутствует турмалин. Характерными являются окварцевание, серицитизация, пиритизация, ороговикование и иногда скарнирование вмещающих пород [4]. Золото-висмут-теллуровая минерализация на месторождении Криничное распространена на значительном расстоянии в вертикальном разрезе. Минералы висмута представлены: сульфотеллуридами – тетрадимитом, жозеитом А; теллуридом висмута – цумоитом; сульфидом висмута – висмутином; интерметаллидом золота – мальдонитом; самородными висмутом и золотом. Золото находится преимущественно в тонких кварцевых прожилках, характеризуется широким изменением пробы – от 550 до 990 ‰, но преобладает высокопробное [4, 32]. Широкое развитие эрозионных процессов способствовало образованию аллювиальных и прибрежно-морских россыпей или единых золотоносных систем, включающих деллювиальные и аллювиальные россыпи и коренные источники. Месторождение Криничное является основным источником россыпного золота. Известны россыпи в долине р. Рудневка, ключей Пашкеевский, Толстый, Кирпичный и Приисковый [32, 37].

## Геологическое строение района и месторождения Болотистое

Месторождение Болотистое локализовано в пределах Западного Сихотэ-Алиня и входит в состав Право-Соолийского рудно-россыпного узла, расположенного на юге Сооли-Тормасинского рудного района (Хабаровский край). Площадь Право-Соолийского рудно-россыпного узла делится Центральным Сихотэ-Алинским разломом на две части, одна из которых (западная) сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами Журавлевско-Амурского, а вторая (восточная) – осадочными и вулканическими породами Самаркинского террейнов [20].

Месторождение Болотистое приурочено к эрозионному окну в покровных миоценовых базальтах, где обнажаются меловые терригенные отложения, прорванные эоценовой интрузией сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) и частично перекрытые андезитами кузнецовской свиты (рис. 6). Дайковый комплекс состоит из тел эоценовых габбро-диоритовых порфиров, гранодиоритов, а также дацитов (В.А. Дымович, 1979).

Для месторождения Болотистое характерно широкое развитие как крутопадающих (радиальных и кольцевых), так и субгоризонтальных разрывных нарушений. Ему прису-

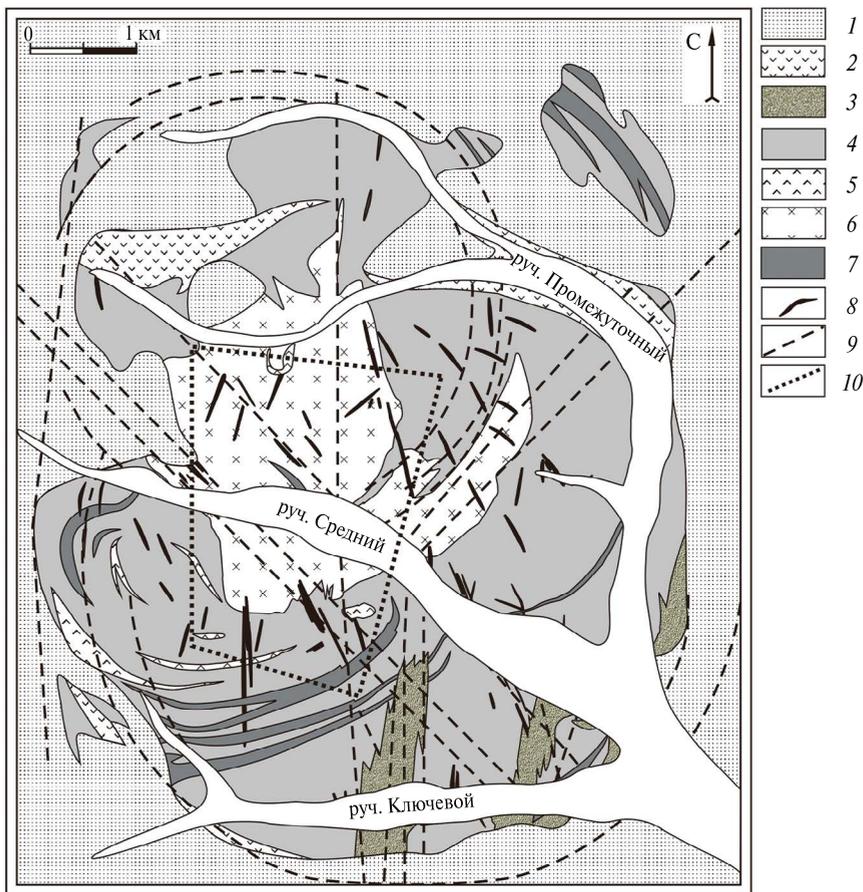


Рис. 6. Схематическая геологическая карта месторождения Болотистое (Дымович, 1981): 1 – базальты кизинской свиты, миоцен; 2 – андезиты и андезито-базальты кузнецовской свиты, эоцен; 3 – щебнисто-глинистые отложения эрозионно-тектонического вреза, палеоген; 4 – песчаники, реже алевролиты, аргиллиты, мел; 5–8 – эоценовый магматический комплекс: 5 – дациты, 6 – интрузия сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты), 7 – силлы габбро-диоритовых порфиров, гранодиоритов, 8 – дайки основного и среднего состава; 9 – разрывные нарушения; 10 – контур рудной зоны

ща общая раздробленность пород и повышенное, площадное развитие кор выветривания позднеэоценового–раннечетвертичного возраста (мощностью до 25 м) по интрузивным породам, которые изменены до глины [7]. По данным [38] возраст интрузивных пород (габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты), с которыми связано золотое оруденение – от  $63,3 \pm 2,3$  до  $70,1 \pm 2,4$  млн лет (К/Аг метод по 5 пробам), а также покровных ( $7,8 \pm 0,4$  млн лет) и субвулканических щелочных лерцолитосодержащих базальтов ( $8,6 \pm 0,2$  и  $8,3 \pm 0,2$  млн лет) отвечает мел-палеоэоценовому рубежу и позднему миоцену соответственно. Эти данные не согласуются с К/Аг датировками, полученными ранее (В.А. Дымович, 1979) на менее совершенном оборудовании. Оруденение представлено штокверковой зоной кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в интрузивном массиве габбро, габбро-диоритов и диабазов мел-палеоэоценового возраста. Метасоматические преобразования на площади месторождения проявлены в виде окварцевания и турмалинизации, осадочных и изверженных пород с образованием кварц-турмалиновых и серицит-кварцевых метасоматитов (В.А. Дымович, 1979). Рудные прожилки имеют северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное или субширотное простирание. В кварце из прожилков отмечаются вкрапленники и гнезда сульфотеллуридов и теллуридов висмута, арсенидов и сульфоарсенидов кобальта и никеля, самородное золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит. Турмалин-кварцевые прожилки руды имеют брекчиевидную и сложно-полосчатую текстуру [3, 4]. Одна из отличительных черт месторождения Болотистое – наличие базальтовой покрывки и более древней коры выветривания, способствовавших эффективному россыпеобразованию. Факторами формирования россыпей явились повышенная трещиноватость пород и широкое распространение относительно богатых железом интрузивных пород среднего–основного состава [3]. Месторождение Болотистое служило источником питания богатых россыпей в ручьях Средний, Ключевой, Болотистый и др., начинающихся фактически у коренного источника [7].

На месторождении Болотистое выделены два продуктивных минеральных комплекса: 1 – кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый комплекс слагает периферическую часть штокверка в нижнемеловых околоинтрузивных терригенных породах. Рудные минералы представлены в основном тетрадимитом, теллуровисмутитом, цумоитом и самородным золотом с пробностью 925–985%, менее распространены сульфиды (?); 2 – кварц-арсенидно-сульфидный комплекс размещен в эоценовой интрузии габбро-диоритового состава. Рудные минералы этого комплекса представлены сульфидами и сульфоарсенидами (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и др.). Широко распространены сульфотеллуриды и теллуриды висмута (тетрадимит, протозеит, теллуровисмутит, цумоит); сульфосоли  $PbBiS_2$  (?) и самородный висмут [4, 8]. В рудах установлена и  $Co-Ni$  минерализация (глаукодит, данаит, аллоклазит, ульманнит, герсдорфит), а также буланжерит и самородное золото с пробностью 740–800% [6, 8]. Изученные комплексы различаются по минеральному составу, пробе самородного золота и условиям локализации. Выдвинуто предположение о существовании оруденения гипабиссального уровня двух типов [8].

Оруденение первого типа локализовано в кварцевых прожилках, секущих эоценовые габбро-диориты, диабазы и кварцевые диориты. Оно имеет висмут-арсенидно-сульфоарсенидный состав (сульфиды, сульфосоли свинца и сурьмы, герсдорфит, ульманнит, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, самородные золото и висмут) и предположительно генетически связано с интрузией сложного состава (габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты) [8]. Оруденение второго типа локализовано в кварц-турмалиновых прожилках секущих все магматические и осадочные образования участка, кроме перекрывающих их миоценовых базальтов. Геолого-структурные данные и присутствие обломков пород с фрагментами кварц-турмалиновых прожилков в делювии свидетельствуют о значительном эрозионном врезе участка, способствовавшем образованию промышленных аллювиальных золотоносных россыпей, когенетичных коренному оруденению висмут-сульфотеллуридно-кварцевого (теллуриды, сульфотеллуриды висмута и самородное золото) состава. Оруденение второго типа, вероятно, было генетически связано с полностью денудированными апофизами глубинного гранитоидного массива [8].

## Сопоставление типовых золоторудных объектов Сихотэ-Алиня

Сравнение важнейших характеристик золоторудных месторождений с висмутовой минерализацией Криничное, Болотистое, Малиновское, Намовское и Пасечное (см. таблицу) свидетельствуют о сходстве этих объектов: по размещению в зоне динамического влияния Центрального Сихотэ-Алинского разлома; формационной принадлежности руд (золото-висмутовый тип); составу жильных минералов (кварц и карбонат); типовой минерализации (основные сульфиды и сульфоарсениды – пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, реже галенит, сфалерит, молибденит, а также шеелит, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, интерметаллид золота, самородные висмут и золото).

Как известно, для Дальневосточного региона ранее платиноносными считались месторождения золота в черносланцевых толщах [31, 39], но относительно недавно был охарактеризован новый тип крупнообъемного оруденения: штокверки золото-редкометалльной минерализации связанной с гранитоидами [40]. Установлена принципиальная палладиеносность этих руд в связи с находками как собственных минералов палладия (сэдберит), так и специфических минералов никеля (паркерит) [24, 40, 41]. С учетом того, что в пределах Сихотэ-Алиня также известен ряд россыпей, содержащих минералы элементов платиновой группы [5, 42, 43], изученные месторождения также не стали исключением. Например, на месторождении Болотистое в россыпях распространена платиноидная минерализация, которая представлена минералами изоморфного ряда лаурит–эрликманит, а осмий установлен в керне из рудной зоны [5]; в рудах Малиновского месторождения отмечено содержание платины и рутения, а в арсенопирите описан арсенид платины (сперилит ?) [31, 32]; по данным [43] в россыпях, сопровождающих месторождение Криничное, выявлена изоферроплатина.

Кроме того, характерными отличительными признаками этих месторождений являются: разнообразный минеральный состав руд и пород; локализация в различных тектоно-стратиграфических блоках земной коры; степень эрозионного среза.

Для месторождений Малиновское, Намовское и Пасечное характерен более разнообразный состав сложных сульфосолей Pb–Bi–Sb, Pb–Cu–Sb и Pb–Bi–Ag. Здесь распространен турмалин, входящий в состав кварц-турмалиновых жил или околожильных метасоматических пород [4, 8, 9, 12, 13, 15, 16]. В то же время он является редким минералом на Криничном и Пасечном месторождениях [4]. Типоморфной особенностью Болотистого, Малиновского и Намовского месторождений является наличие в рудах минералов кобальта и никеля (сульфоарсенидов – аллоклазита, глаукодота, данаита, герсдорфита и сульфоантимонидов – ульманнита). Кроме того, примеси Co и Ni зафиксированны в арсенопирите, пирите и халькопирите [6, 8, 9, 15, 16]. Более того, только для Малиновского рудного поля отмечен медный профиль золото-висмутовой минерализации [12, 13, 16], что соответствует медной специфике альб-сеноманского этапа Сихотэ-Алинского орогенного пояса [44].

К факторам, определившим образование и особенности размещения крупных россыпей, относятся: присутствие коренного богатого золотом источника штокверкового типа, самородная форма этого металла, химический состав вмещающих пород дренируемых участков месторождения, наличие хорошо развитой гидросети, морфологические особенности долин ручьев и климатические условия. Все вышеперечисленные факторы определяют высокий россыпеобразующий потенциал месторождений Болотистое и, отчасти, Криничное [3, 4, 8, 9, 37], в то время как для месторождений Малиновское, Намовское и Пасечное характерен верхнерудный уровень эрозионного среза [13] и, как результат, отсутствие значительных по масштабам россыпей. На основании перечисленных факторов открываются перспективы выявления скрытых коренных источников золота.

Изученные месторождения локализованы в области раннемелового активного преобразования, где преобладают гигантские вертикальные складки и крупнейшие разрывные структуры Сихотэ-Алиня (одним из которых является Центральный Сихотэ-Алинский разлом, который контролирует распределение целого ряда месторождений золота [19, 20, 21, 26, 45]). Необходимо отметить, что мезозойско-кайнозойская геологическая история СВ Азии характеризуется чередующимися эпизодами субдукционного или трансформного сдвигов океанической плиты вдоль континентальной окраины Евразии. Данные события привели к формированию

Сравнительная характеристика среднеглубинных золоторудных месторождений с висмутовой минерализацией Сихотэ-Алинской золотоносной провинции

Важнейшие признаки	Месторождение					Пасечное
	Бологистое	Криличное	Малиновское	Намовское	Сихотэ-Алинский	
Орогенный пояс	Сихотэ-Алинский	Сихотэ-Алинский	Сихотэ-Алинский	Сихотэ-Алинский	Сихотэ-Алинский	Сихотэ-Алинский
Террейн	Журавлево-Амурский и Самаркинский	Окраинско-Сергеевский	Журавлево-Амурский	Журавлево-Амурский	Журавлево-Амурский	Окраинско-Сергеевский
Формационный тип	Золото-кварцевый умеренно сульфидный	Золото-кварцевый умеренно сульфидный	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-кварцевый
Вмещающие породы	Габброиды, диоритонды, монцитониды и вулканогенно-кремнисто-терригенные породы	Гранодиориты вулканогенно-осадочные породы	Монцогабро-диориты, монцо-диориты, алевролиты	Монцогабро-диориты, монцо-диориты, алевролиты	Алевролиты, песчаники, монцодиориты	Риодациты
Возраст оруденения	63,3±2,3 млн лет и 70,1±2,4 млн лет [38]	76,2±1,9 млн лет и 84,2±1,9 млн лет [28]	102,3±1,8 до 106,6±1,7 млн лет (ранний мел, альб [10], возраст продуктивной рудной минерализации от 96 до 102 млн лет [14])	102,3±1,8 до 106,6±1,7 млн лет (ранний мел, альб [10], возраст продуктивной рудной минерализации от 96 до 102 млн лет [14])	102,3±1,8 до 106,6±1,7 млн лет (ранний мел, альб) [10, 16]	Позднемеловой (?)
Морфология рудных тел	Штокверковые зоны	Жилы, линейные штокверки	Линейные штокверки	Линейные штокверки	Жилы, прожилки	Рудные зоны
Текстуры руд	Прожилковая, полосчатая, вкрапленная, брекчиевая	Прожилковая, вкрапленная, друзовая	Вкрапленная и прожилково-вкрапленная	Вкрапленная и прожилково-вкрапленная	Прожилково-вкрапленная, массивная	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная
Жильные минералы	Кварц, турмалин, карбонат	Кварц, карбонат, турмалин (редко)	Кварц, карбонат, хлорит и турмалин	Кварц, карбонат, хлорит и турмалин	Кварц, карбонат и турмалин	Кварц, карбонат, реже турмалин

Важнейшие признаки	Месторождение				
	Болотистое	Криничное	Малиновское	Намовское	
	<p><b>Сульфиды и сульфосарсениды</b> (арсенопирит, аллоклазит, глауколот, данаит, герсдорфит, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, буланжерит).</p> <p><b>Висмутовые минералы:</b> сульфотеллуриды (тетрадимит, протожозенг), теллуриды и самородные формы (теллуrowsмугит, цумоит, самородный висмут).</p> <p><b>Сульфоантимонииды</b> (ульманнит).</p> <p><b>Сульфосоли:</b> сульфосоли (<math>PbBiS_2</math>), самородное золото, лаурит-эриксманнит.</p>	<p><b>Сульфиды и сульфосарсениды</b> (арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и молибденит редко).</p> <p><b>Висмутовые минералы:</b> сульфотеллуриды (тетрадимит, жозенг А), теллуриды и самородные формы (теллуrowsмугит, самородный висмут).</p> <p><b>Сульфиды:</b> (висмутин).</p> <p><b>Интерметаллиды</b> самородные золото и серебро.</p>	<p><b>Сульфиды и сульфосарсениды</b> (халькопирит, пирит, арсенопирит, глауколот, пирротин, сфалерит и галенит, молибденит).</p> <p><b>Висмутовые минералы:</b> сульфотеллуриды, (группа жозента) теллуриды и самородные формы (хедлейт, самородный висмут).</p> <p><b>Сульфиды:</b> (икунуолит, висмутин).</p> <p><b>Сульфосоли:</b> сульфоантимонит меди (тетраэдрит), сложные Pb-Bi-Sb соединения (кобеллит, лиллиантит-бурнонит, Sb-козалит), бурнонит, лиллиантит-густавит).</p> <p><b>Интерметаллиды</b> (мальдонит); <b>антимонииды</b> (ауростибит).</p> <p><b>Прочие минералы:</b> молибденит, самородное золото.</p>	<p><b>Сульфиды и сульфосарсениды</b> (арсенопирит, данаит, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит).</p> <p><b>Минералы висмута:</b> сульфотеллуриды и самородные формы (протожозенг, жозенг, сульфомуонт и тетрадимит), теллуриды и самородные формы (хедлейт, пыльзенит, цумоит, самородный висмут).</p> <p><b>Сульфосоли:</b> Pb-Bi (козалит, лиллиантит, каннифарит, галеновисмутит, нафильдит, ашамальмит) Ag-Bi (матильдит), <b>сульфиды:</b> (висмутин, икунуолит)</p> <p><b>Минералы серебра:</b> теллурид и хлорид (тессит и кераргирит), сульфид серебра (акантит).</p> <p><b>Интерметаллиды</b> (мальдонит).</p> <p><b>Прочие минералы:</b> самородное золото</p>	<p><b>Сульфиды</b> (арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит).</p> <p><b>Висмутовые минералы:</b> сульфотеллуриды и самородные формы (жозенг А, самородный висмут).</p> <p><b>Сульфосоли</b> (висмутин).</p> <p><b>Pb-Bi-Ag:</b> викингит, эскимонт, сульфосоли <math>Ag_{10}PbBi_3OS_{51}</math> маковичкит.</p> <p><b>Интерметаллиды</b> (мальдонит).</p> <p><b>Прочие минералы:</b> самородное золото</p>
Морфология зерен самородного золота	<p>Кристаллические формы (октаэдрические, удлиненные и уплощенные).</p> <p>Интерстициальные выделения</p>	<p>Кристаллы разноабиитусные (вытянутые индивиды).</p> <p>Интерстициальные выделения</p>	<p>Кристаллические формы (изометрические, удлиненные), интерстиционные выделения</p>	<p>Кристаллические формы (изометричные, удлиненные), интерстиционные выделения</p>	
Проба золота	740–800% 925–985%	550–720% 920–990%	Пресобладает 750–775% и 825–850%. Редко 620% и 960%.	Пресобладает 600–790%. Редко 980%	

Примечание. Данные по месторождению Болотистое из [4–6, 8, 9]; Криничное – [4, 28]; Малиновское – [10, 12–14]; Намовское – [10, 16]; Пасечное – [15].

гранитоидных свит, характеризующихся разным возрастом, составом и тектонической обстановкой. Готерив-сеноманский орогенный этап Сихотэ-Алиня связан со сдвиговым смещением раннепалеозойских континентальных блоков, последовательным деформированием юрских и раннемеловых террейнов и внедрением синорогенных известково-щелочно-магнезиальных (S- и I-типы) и железистых (А-тип) гранитоидов в синразломные бассейны сжатия и растяжения соответственно [44]. Появление золоторудных объектов с висмутовой минерализацией в ассоциации с медно-порфировыми объектами (Малиновское рудное поле) в Сихотэ-Алинском орогенном поясе обусловлено специфическим раннемеловым геодинамическим режимом (обстановка трансформной континентальной окраины) [14, 44, 46], связанным с изменениями вектора и скорости движения палеоокеанической плиты по отношению к континентальной окраине [16]. В то же время обоснование геодинамического режима для Болотистого, Криничного и Пасечного золоторудных объектов требует дополнительных прецизионных геохронологических исследований руд.

Выявленные характерные особенности изученных месторождений (см. таблицу) Малиновское, Намовское и Пасечное (геологическое строение, стадии минералообразования, типоморфные характеристики минералов, дисперсия пробности самородного золота, разнообразие минералов висмута, наличие сульфосолей свинца, сурьмы и серебра) свидетельствуют об их сходстве с золоторудными объектами Забайкалья (Дарасун, Средне-Голготайское) [47–49], а для месторождения Болотистое и Криничное (в том числе фактическим отсутствием висмутовых сульфосолей и преобладанием сульфотеллуридов и теллуридов висмута) – о близости к типичным золото-висмутовым месторождениям, связанным с гранитоидами Северо-Востока России [23–25].

#### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 93–105.
2. Уткин В.П., Саядян Г.Р., Хомич В.Г. Сдвиговой геодинамический режим как решающий фактор локализации меловых золотоносных рудно-магматических систем дунайско-окраинского горста (Южное Приморье) // Закономерности строения и эволюции геосфер: материалы IV Международного научного симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 266–269.
3. Степаненко В.М., Замбрицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпнеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Благовещенск, 2001. С. 145.
4. Иванов В.В., Замбрицкий А.И., Молчанова Г.Б., Лотина А.А. Особенности минералогии золото-висмут-теллуридного оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 176–178.
5. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А. Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 16-й научной конф. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 110–112.
6. Иванов В.В., Гребенникова А.А., Леснов С.В., Молчанова Г.Б. Находка минералов кобальта и никеля на Болотистом золоторудном месторождении // Никеленосные провинции Дальнего Востока: материалы конференции. Петропавловск-Камчатский, 2012. С. 54–55.
7. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: материалы международной научной конференции. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 176–180.
8. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуридная минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30 (1). С. 97–107.
9. Гребенникова А.А. Самородное золото Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Хабаровский край): типоморфные особенности как показатель связи в системе россыпь-коренной источник // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 60–70.

10. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Докл. РАН. 2013. Т. 452 (1). С. 61–69. DOI: 10.7868/S0869565213260174
11. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 26–34.
12. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35 (1). С. 37–53. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-3-28-40
13. Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И., Шлыков С.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Вещественный состав и геохимические особенности руд Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36 (5). С. 59–74.
14. Доброшевский К.Н., Горячев Н.А. О возрасте и геодинамических факторах формирования золотого оруднения Малиновского месторождения (Сихотэ-Алиньская золотоносная провинция, Россия) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40 (3). С. 28–40. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-3-28-40
15. Гребенникова А.А., Саядян Г.Р., Шлыков С.А. Новые данные по минералогии золоторудного месторождения Пасечное (Южный Сихотэ-Алинь) // Записки Российского минералогического общества. 2021. № 2. С. 1–14. DOI: 10.31857/S0869605521020064
16. Гребенникова А.А., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Хубанов В.Б. Геологическая позиция и золото-висмутовая минерализация месторождения Намовское (Южный Сихотэ-Алинь, ДВ России) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42 (6). С. 96–117. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-96-117
17. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 55 с.
18. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 5–34.
19. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруднение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40 (9). С. 1635–1645.
20. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
21. Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 59. P. 123–151. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.11.010.21
22. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. Vol. 261. P. 250–261. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.020>
23. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17 (3). С. 94–103.
24. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: труды III Всероссийского симпозиума. Магадан, 2006. С. 50–62.
25. Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyayan G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geol. Rev. 2018. Vol. 102. P. 240–259. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.09.004
26. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
27. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы Забайкалья и Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30 (1). С. 70–96.
28. Sayadyan G.R. Geology, magmatism and gold mineralization of South Primorye (the Askold strike-slip fault zone, Sergeevka terrane) // Metallogeny of the Pacific Northwest (Russian Far East). Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins: Interim IAGOD Conference Excursion Guidebook / eds. A.I. Khanchuk, V.G. Gonevchuk, R. Seltman. Vladivostok: Dalnauka Publ. House, 2004. P. 137–146.

29. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14 (2). С. 13–25.
30. Grebennikov A. V., Kasatkin S. A. Paleocene A-type igneous suites in the Sikhote-Alin (the East Asian continental margin): Petrological, geochronological, isotopic, and geodynamic constraints // *Geoscience Frontiers*. 2023. Vol. 14, Iss. 6. 101673. DOI: 10.1016/j.gsf.2023.101673
31. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
32. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск, 2003. 148 с.
33. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
34. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 116 с.
35. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
36. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чащин А.А., Скляров Е.В. Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56 с.
37. Горшков Л.С., Николаева Л.А., Эпштейн Ю.А. Изменения золота при речном и морском россыпеобразовании на примере Хуалазинского золотоносного узла Южного Приморья // Геология и разведка. 1971. № 6. С. 54–60.
38. Иванов В.В., Леснов С.В., Гребенникова А.А., Зарубина Н.В. Новые возрастные датировки магматитов Болотистого рудно-россыпного поля (западный Сихотэ-Алинь) // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений: материалы Всероссийской конференции. М.: ИГЕМ, 2013. С. 82.
39. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А., Хорошилов В.Л., Чиненов В.А. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока: проблемы и перспективы // Платина России. Т. 2, Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 156–161.
40. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Золото РМС Северной Пацифики, тектонические условия их возникновения и развития // Геология и тектоника платформенных и орогенных областей Северо-Восточной Азии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 141–145.
41. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г., Горячев Н.А. Палладий-золото-редкометалльная минерализация Оемкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. 2000. Т. 375 (4). С. 518–520.
42. Эйриш Л.В., Степанов В.А. Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21 (3). С. 27–39.
43. Молчанов В.П., Медведев Е.И., Саядян Г.Р. Новые данные о минералогии россыпей Криничного узла (Приморский край) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов восточной Азии: материалы Второй всероссийской конф. Благовещенск, 2012. С. 108–109.
44. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-38-3-4-37
45. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Саядян Г.Р., Сорокин Б.К. Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации южного Приморья // Докл. РАН. 2004. Т. 394 (5). С. 654–658.
46. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. РАН. 2019. Т. 489 (4). С. 405–408. DOI: 10.1134/S1028334X19080026
47. Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометалльных руд Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39 (1). С. 70–91. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-70-91
48. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного района // Тр. ЦНИГРИ. М.: Недра, 1972. Вып. 98. 259 с.
49. Goryachev N. A., Borisenko A. S., Vakh A. S., Dril S. I., Gvozdev V. I., Efremov S. V., Spiridonov A. M., Grebennikova A. A., Dobroshevsky K. N. Gold mineralization of large suture zones (on the ex-

ample of the Mongolo-Okhotsk and Sikhote-Alin orogenic belts, Southeast Russia) // ASEAN Geosciences and Earth Resources for Sustainable Development: 15th Regional Congr. on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia. October 16–17, 2018. Hanoi: GEOSEA, 2018. P. 367–368.

#### REFERENCES

1. Sayadyan G.R., Gonevchuk V.G., Gerasimov N.S., Khomich V.G. Geologicheskie i izotopno-geokhimicheskie obosnovaniya vozrasta i posledovatel'nosti formirovaniya magmaticheskikh obrazovaniy Krinichnogo zolotorudnogo polya. In: *Mineralogo-geokhimicheskie indikatory rudonosnosti i petrogenezisa*. Vladivostok: Dal'nauka; 1996. S. 93–105. (In Russ.).
2. Utkin V.P., Sayadyan G.R., Khomich V.G. Sdvigovyy geodinamicheskij rezhim kak reshayushchij faktor lokalizacii melovykh zolotonosnykh rudno-magmaticheskikh sistem dunajsko-okrainskogo gorsta (Yuzhnoe Primor'e). In: *Zakonomernosti stroeniya i ehvolyucii geosfer: Materialy IV mezhdunarodnogo nauchnogo simpoziuma*. Khabarovsk; 1998. S. 266–269. (In Russ.).
3. Stepanenko V.M., Zambrzhickij A.I., Buryak V.A. Novyj (Bolotistyj) zolotonosnyj uzul v Zapadno-Sikhoteh-Alinskom poyase – pokazatel' razvitiya molodogo (ehocenovogo) plutonogenno zolotogo orudneniya rossypeobrazuyushchej formacii v ehtom poyase. In: *Genezis mestorozhdenij zolota i metody dobychi blagorodnykh metallov*. Blagoveshchensk; 2001. S. 145. (In Russ.).
4. Ivanov V.V., Zambrzhickij A.I., Molchanova G.B., Lotina A.A. Osobennosti mineralogii zoloto-vismut-tellurovogo orudneniya Sikhoteh-Alinya. In: *Sovremennye problemy metallogenii*. Tashkent; 2002. S. 176–178. (In Russ.).
5. Ivanov V.V., Kolesova L.G., Lotina A.A. Mineraly platinoidov v zolytykh rossypyakh zapadnykh otrogov Sikhoteh-Alinya. In: *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: Materialy 16-j nauchnoj konferencii*. Syktyvkar: Geoprint; 2007. S. 110–112. (In Russ.).
6. Ivanov V.V., Grebennikova A.A., Lesnov S.V., Molchanova G.B. Nakhodka mineralov kobal'ta i nikelya na Bolotistom zolotorudnom mestorozhdenii. In: *Nikelenosnye provincii Dal'nego Vostoka: Materialy konferencii*. Petropavlovsk-Kamchatskij; 2012. S. 54–55. (In Russ.).
7. Sushkin L.B. Geologiya i zolotonosnost' Bolotistogo rudnogo polya (Zapadnyj Sikhoteh-Alin'). In: *Ehndogennoe orudnenie v podvizhnykh poyasakh.: Materialy mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii*. Ekaterinburg: IGIG Uro RAN; 2007. S. 176–180. (In Russ.).
8. Lotina A.A. Zoloto-vismut-tellurovaya mineralizaciya uchastka Bolotistogo (Severo-Zapadnyj Sikhoteh-Alin'). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2011;30(1):97–107. (In Russ.).
9. Grebennikova A.A. Samorodnoe zoloto Pravo-Soolijskogo rudno-rossypnogo uzla (Khabarovskij kraj): tipomorfnye osobennosti kak pokazatel' svyazi v sisteme rossyp'-korennoj istochnik. *Rudy i Metally*. 2013;(1):60–70. (In Russ.).
10. Sakhno V.G., Stepanov V.A., Gvozdev V.I., Dobroshevskij K.N. Malinovskaya zolotorudnaya magmaticheskaya sistema central'nogo Sikhoteh-Alinya: geokhronologiya, petrogeokhimicheskij sostav i izotopnaya kharakteristika magmaticheskikh kompleksov (Primor'e, Rossiya). *Doklady Akademii Nauk*. 2013;452(1):61–69. (In Russ.). DOI: 10.7868/S0869565213260174
11. Stepanov V.A., Bel'chenko E.L., Dobroshevskij K.N., Gvozdev V.I. Malinovskoe zolotorudnoe mestorozhdenie, Primorskij kraj. *Rudy i Metally*. 2013;(3):26–34. (In Russ.).
12. Gvozdev V.I., Dobroshevskij K.N., Vakh A.S., Goryachev N.A., Stepanov V.A., Fedoseev D.G. Malinovskoe mestorozhdenie – novyj tip zolotorudnoj mineralizacii v Primorskom krae, Rossiya (geologiya, mineralogiya, genezis). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2016;35(1):37–53. (In Russ.). DOI: 10.1134/S1819714016010048
13. Dobroshevskij K.N., Gvozdev V.I., Shlykov S.A., Stepanov V.A., Fedoseev D.G. Veshchestvennyj sostav i geokhimicheskie osobennosti rud Malinovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Primorskij kraj). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2017;36(5):59–74. (In Russ.).
14. Dobroshevskij K.N., Goryachev N.A. O vozraste i geodinamicheskikh faktorakh formirovaniya zolotogo orudneniya Malinovskogo mestorozhdeniya (Sikhoteh-Alin'skaya zolotonosnaya provinciya, Rossiya). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2021;40(3):28–40. (In Russ.).
15. Grebennikova A.A., Sayadyan G.R., Shlykov S.A. Novye dannye po mineralogii zolotorudnogo mestorozhdeniya Pasechnoe (Yuzhnyj Sikhoteh-Alin'). *Zapiski Rossijskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*. 2021;(2):1–14. (In Russ.). DOI: 10.31857/S0869605521020064

16. Grebennikova A. A., Dobroshevskij K. N., Vakh A. S., Goryachev N. A., Khubanov V. B. Geologicheskaya pozitsiya i zoloto-vismutovaya mineralizatsiya mestorozhdeniya Namovskoe (Yuzhnyj Sikhoteh-Alin', DV Rossii). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2023;42(6):96–117. DOI: 10.1134/S1819714023060040
17. Khanchuk A. I., Panchenko I. V., Kemkin I. V. Geodinamicheskaya ehvolyuciya Sikhoteh-Alinya i Sakhalina v paleozoe i mezozoe. Vladivostok: DVO RAN; 1988. 55 s. (In Russ.).
18. Khanchuk A. I. Paleogeodinamicheskij analiz formirovaniya rudnykh mestorozhdenij Dal'nego Vostoka Rossii. *Rudnye mestorozhdeniya kontinental'nykh okrain*. Vladivostok: Dal'nauka; 2000. T. 1. S. 5–34. (In Russ.).
19. Khanchuk A. I., Ivanov V. V. Mezo-kajnozoijskie geodinamicheskie obstanovki i zolotoe orudnenie Dal'nego Vostoka Rossii. *Geologiya i Geofizika*. 1999;40(9):1635–1645. (In Russ.).
20. Khanchuk A. I. (ed.). Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. Vladivostok: Dal'nauka; 2006. T. 1. 572 s. (In Russ.).
21. Goryachev N. A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia. *Ore Geology Reviews*. 2014;(59):123–151. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.11.010
22. Grebennikov A. V., Khanchuk A. I., Gonevchuk V. G., Kovalenko S. V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications. *Lithos*. 2016;(261):250–261. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.12.020
23. Gamyanin G. N., Goncharov V. I., Goryachev N. A. Zoloto-redkometall'nye mestorozhdeniya Vostoka Rossii. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 1998;17(3):94–103. (In Russ.).
24. Goryachev N. A., Gamyanin G. N. Zoloto-vismutovye (zoloto-redkometall'nye) mestorozhdeniya Severo-Vostoka Rossii: tipy i perspektivy promyshlennogo osvoeniya. In: *Zoloto Sibiri i Dal'nego Vostoka: geologiya, geokhimiya, tekhnologiya, ehkonomika, ehkologiya*: Trudy III Vserossijskogo simpoziuma. Magadan; 2006. S. 50–62. (In Russ.).
25. Vikent'eva O. V., Prokofiev V. Yu., Gamyanin G. N., Goryachev N. A., Bortnikov N. S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids. *Ore Geol. Rev.* 2018;102:240–259. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.09.004
26. Khanchuk A. I., Kemkin I. V. Geodinamicheskaya ehvolyuciya yaponomorskogo regiona v mezozoe. *Vestnik of the FEB RAS*. 2003;(6):94–108. (In Russ.).
27. Khomich V. G., Boriskina N. G. Osnovnye geologo-geneticheskie tipy Zabajkal'ya i Dal'nego Vostoka Rossii. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2011;30(1):70–96. (In Russ.).
28. Sayadyan G. R. Geology, magmatism and gold mineralization of South Primorye (the Askold strike-slip fault zone, Sergeevka terrane). In: *Metallogeny of the Pacific Northwest (Russian Far East). Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins*: Interim IAGOD Conference Excursion Guidebook. Vladivostok: Dal'nauka Publ. House; 2004. S. 137–146.
29. Golozubov V. V., Khanchuk A. I. Taukhinskij i Zhuravlevskij terrejny (Yuzhnyj Sikhoteh-Alin'): fragmenty rannemelovoj Aziatskoj okrainy. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 1995;14(2):13–25. (In Russ.).
30. Grebennikov A. V., Kasatkin S. A. Paleocene A-type igneous suites in the Sikhote-Alin (the East Asian continental margin): Petrological, geochronological, isotopic, and geodynamic constraints. *Geoscience Frontiers*. 2023;14(6). 101673. DOI: 10.1016/j.gsf.2023.101673
31. Moiseenko V. G., Stepanov V. A., Ehjrish L. V., Mel'nikov A. V. Platinonosnost' Dal'nego Vostoka. Vladivostok: Dal'nauka; 2004. 176 s. (In Russ.).
32. Ehjrish L. V. Metallogeniya zolota Primor'ya (Primorskij kraj, Rossiya). Khabarovsk; 2003. 148 s. (In Russ.).
33. Golozubov V. V. Tektonika yurskikh i nizhnemelovykh kompleksov severo-zapadnogo obramleniya Tikhogo okeana. Vladivostok: Dal'nauka; 2006. 239 s. (In Russ.).
34. Ivanov B. A. Central'nyj Sikhoteh-Alinskij razlom. Vladivostok: Dal'nevost. kn. izd-vo; 1972. 116 s. (In Russ.).
35. Utkin V. P. Sdvigovye dislokacii, magmatizm i rudoobrazovanie. M.: Nauka; 1989. 166 s. (In Russ.).
36. Kruk N. N., Golozubov V. V., Khanchuk A. I., Aleksandrov I. A., Chashchin A. A., Sklyarov E. V. Intruzivnye komplekсы Sergeevskogo terrejna – drevnejshogo bloka Yuzhnogo Primor'ya. Vladivostok: Dal'nauka; 2018. 56 s. (In Russ.).
37. Gorshkov L. S., Nikolaeva L. A., Ehpshitejn Yu. A. Izmeneniya zolota pri rechnom i morskome rospyeobrazovanii na primere Khualazinskogo zolotonosnogo uzla Yuzhnogo Primor'ya. *Geologiya i Razvedka*. 1971;(6):54–60. (In Russ.).
38. Ivanov V. V., Lesnov S. V., Grebennikova A. A., Zarubina N. V. Novye vozrastnye datirovki magmatitov Bolotistogo rudno-rossypnogo polya (zapadnyj Sikhoteh-Alin'). In: *Rudoobrazuyushchie processy*:

ot geneticheskikh koncepcij k prognozu i otkrytiyu novykh rudnykh provincij i mestorozhdenij: Materialy Vserossijskoj konferencii. M.: IGEM; 2013. S. 82. (In Russ.).

39. Goncharov V.I., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Khoroshilov V.L., Chinenov V.A. Platinonosnost' zolotorudnykh mestorozhdenij v chernoslancevykh tolshchakh Severo-Vostoka: problemy i perspektivy. In: *Platina Rossii*. M.: Geoinformmark; 1995. T. 2, kn. 2. S. 156–161. (In Russ.).

40. Goryachev N.A., Gamyarin G.N., Bakharev A.G. Zoloto RMS Severnoj Pacifiki, tektonicheskie usloviya ikh voznikoveniya i razvitiya. Geologiya i tektonika platformnykh i orogennykh oblastej Severo-Vostochnoj Azii. Yakutsk: YANC SO RAN; 1999. S. 141–145. (In Russ.).

41. Molchanov V.P., Moiseenko V.G., Khomich V.G., Goryachev N.A. Palladij-zoloto-redkometall'naya mineralizaciya Oemkinskogo rudnogo uzla (Sikhoteh-Alin'). *Doklady Akademii Nauk*. 2000;375(4):518–520. (In Russ.).

42. Ehjrish L.V., Stepanov V.A. Platinonosnost' Dal'nego Vostoka: rajonirovanie, zakonomernosti, problemy. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2002;21(3):27–39. (In Russ.).

43. Molchanov V.P., Medvedev E.I., Sayadyan G.R. Novye dannye o mineralogii rossypjej Krinichnogo uzla (Primorskij kraj). In: *Voprosy geologii i kompleksnogo osvoeniya prirodnykh resursov vostochnoj Azii: Materialy Vtoroj vserossijskoj konferencii*. Blagoveshchensk; 2012. S. 108–109. (In Russ.).

44. Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Ivanov V.V. Al'b-senomanskije okrainno-kontinental'nyj orogennyj pojas i magmaticheskaya provinciya Tikhookeanskoj Azii. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2019;38(3):4–37. (In Russ.). DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29

45. Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L., Sayadyan G.R., Sorokin B.K. Strukturno-geodinamicheskij faktor v raspredelenii zolotoj mineralizacii yuzhnogo Primor'ya. *Doklady Akademii Nauk*. 2004;394(5):654–658. (In Russ.).

46. Didenko A.N., Khanchuk A.I. Smena geodinamicheskikh obstanovok v zone perekhoda Tikhij okean – Evraziya v konce rannego mela. *Doklady Akademii Nauk*. 2019;489(4):405–408. DOI: 10.1134/S1028334KH19080026

47. Gvozdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Goryachev N.A., Fedoseev D.G. Ehvoljuciya processov mineraloobrazovaniya pri formirovanii zoloto-redkometall'nykh rud Sredne-Golgotajskogo mestorozhdeniya (Vostochnoe Zabajkal'e). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2020;39(1):66–86. DOI: 10.1134/S1819714020010054

48. Timofeevskij D.A. Geologiya i mineralogiya Darasunskogo zolotorudnogo rajona. In: *Tr: CNIGRI*. M.: Nedra; 1972; Vyp. 98. 259 s. (In Russ.).

49. Goryachev N.A., Borisenko A.S., Vakh A.S., Dril S.I., Gvozdev V.I., Efremov S.V., Spiridonov A.M., Grebennikova A.A., Dobroshevsky K.N. Gold mineralization of large suture zones (on the example of the Mongolo-Okhotsk and Sikhote-Alin orogenic belts, Southeast Russia). *ASEAN Geosciences and Earth Resources for Sustainable Development: 15th Regional Congr. on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia*. Hanoi: GEOSEA; 2018. P. 367–368.

Научная статья  
УДК 550.4+235.47  
DOI: 10.31857/S0869769824050066  
EDN: НРΟΥWQ

## Геохимия и природа протолитов триасовых марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд Сихотэ-Алиня

Е. В. Перевозникова✉, В. Т. Казаченко

*Елена Валериевна Перевозникова*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
elena\_valper@yandex.ru  
<https://orcid.org/0000-0003-4805-3833>

*Валентин Тимофеевич Казаченко*

доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
vkazachenko@mail.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-5331-499X>

**Аннотация.** Статья посвящена вопросам происхождения яшм и контактово-метаморфизованных осадков – марганцево-силикатных пород (сложенных главным образом силикатами Mn) и силикатно-магнетитовых руд, слагающих пластовые и линзовидные тела в триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Для доказательства хемогенно-биогенной природы исходных отложений – протолитов этих образований были использованы методы хемостратиграфии. Приводится большой объем геохимических ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , REE) данных для марганцево-силикатных пород, силикатно-магнетитовых руд и яшм Таухинского и Самаркинского террейнов. Приведенные в статье современные парные значения Sm/Nd и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для морской воды триасово-юрского времени, полученные по результатам изучения кремнистых и марганцево-силикатных пород, а также силикатно-магнетитовых руд и представленные в виде изохроны на диаграмме Sm/Nd– $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , могут быть использованы для решения других важных геологических проблем Сихотэ-Алиня.

**Ключевые слова:** металллоносные осадки, яшмы, марганцево-силикатные породы, силикатно-магнетитовые руды, триас, Сихотэ-Алинь

**Для цитирования:** Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т. Геохимия и природа протолитов триасовых марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд Сихотэ-Алиня // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 83–102. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050066>

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН), Е.В. Макаровой (ГИ КНЦ РАН) за изотопные исследования проб, Д.В. Авдееву (ХИАЦ ИТИГ), Л.С. Боковенко (ХИАЦ ИТИГ) и Г.Б. Молчановой (ДВГИ ДВО РАН) за определение содержания редких элементов в породах и химического состава минералов. Авторы признательны рецензентам и научному редактору за конструктивные замечания и ценные предложения.

**Финансирование.** Исследование выполнено по госзаданию ДВГИ ДВО РАН.

# Geochemistry and nature of the protoliths of Triassic manganese-silicate rocks and silicate-magnetite ores of the Sikhote-Alin

E. V. Perevoznikova, V. T. Kazachenko

*Elena V. Perevoznikova*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
elenavalper@yandex.ru  
<https://orcid.org/0000-0003-4805-3833>

*Valentin T. Kazachenko*

Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
vkazachenko@mail.ru  
<https://orcid.org/0000-0002-5331-499X>

**Abstract.** The article is devoted to the issues of the origin of jaspers and contact-metamorphosed sediments – manganese silicate (composed mainly of Mn-silicates) rocks and silicate-magnetite ores composing stratum and lenticular bodies in the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin. Chemostratigraphy methods were used to prove the chemogenic-biogenic nature of the initial deposits – protoliths of these formations. The article presents a large volume of geochemical ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , REE) data for manganese silicate rocks, silicate-magnetite ores and jaspers of the Taukha and Samarka terranes. The present-day paired values of Sm/Nd and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  for seawater of the Triassic-Jurassic period, obtained from the study of siliceous and manganese silicate rocks, as well as silicate-magnetite ores and presented as an isochron in the diagram Sm/Nd– $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , can be used to solve other important geological problems of the Sikhote-Alin.

**Keywords:** metalliferous sediments, jaspers, manganese-silicate rocks, silicate-magnetite ores, Triassic, Sikhote-Alin

**For citation:** Perevoznikova E.V., Kazachenko V.T. Geochemistry and nature of the protoliths of Triassic manganese-silicate rocks and silicate-magnetite ores of the Sikhote-Alin. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):83–102. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050066>

**Acknowledgments.** The authors are grateful to Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy T.B. Bayanova, E.V. Makarova for isotope studies of samples, D.V. Avdeeva, L.S. Bokovenko and G.B. Molchanova for determining the contents of rare elements in rocks and the chemical composition of minerals. The authors are grateful to the reviewers and the scientific editor for constructive comments and valuable suggestions.

**Funding.** The study was carried out according to the state order of the FEGI FEB RAS.

## Введение

В Сихотэ-Алине известны юрские стратиформные железомарганцевые (Центральный Сихотэ-Алинь и Наданьхада-Алинь) и раннемеловые жильные марганцевые проявления (Центральный Сихотэ-Алинь) [1]. Однако наиболее значительное накопление Mn происходило в среднем–позднем триасе. В результате многолетних исследований было установлено широкое распространение в триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня марганцево-силикатных (сложенных главным образом силикатами Mn) пород и силикат-

но-магнетитовых руд, а также пластовая или линзовидная морфология и стратифицированное положение слагаемых ими тел [2]. Были выявлены пластовые тела кремнисто-родохрозитовых пород (кремней с дисперсным родохрозитом) – неметаморфизованных аналогов марганцево-силикатных пород и обнаружены в их составе обильные включения органического вещества. Была показана исключительная приуроченность марганцево-силикатных пород к контактовым ореолам гранитоидных интрузий мелового–палеогенового возраста с переходом за их пределами в кремнисто-родохрозитовые породы.

Целью данных исследований являлось получение (путем использования методов хемотрастиграфии) геохимических доказательств хемогенно-биогенной природы протолитов марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд Сихотэ-Алиня.

Изотопные отношения Sm, Nd, Sr, Pb и некоторых других элементов, а также отношения концентраций редкоземельной группы элементов (REE) в водах палеобассейнов в разное время можно проследить по морским биогенным и хемогенным образованиям. Для этого, в частности, используются железо-марганцевые корки и конкреции [3], карбонатные скелеты раковин [4], зубы рыб [5], фосфатные пелоиды [4, 6], морской биогенный барит [7]. Изотопные отношения этих элементов, а также отношения концентраций REE в водах палеобассейнов имеют большое значение для выяснения их эволюции, а также природы и стратиграфической корреляции осадочных комплексов [8, 9, 10]. Помимо этого изотопные отношения используются для определения источников Sm, Nd, Sr, Pb и некоторых других элементов в морской воде и осадках различных частей морей и океанов [11].

Существенное значение для решения некоторых вопросов геологической истории Сихотэ-Алиня имеют полученные при изучении кремнистых, марганцево-силикатных и силикатно-магнетитовых пород и руд значения Sm/Nd и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для морской воды триасово-юрского времени, представленные в данной работе в виде изохроны метаморфизованных триасовых металлоносных осадков в соответствующих координатах.

## Методика исследований

Определение породообразующих оксидов и потерь при прокаливании выполнено в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методами гравиметрии ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и п.п.п.) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Scientific Corporation, США) (прочих оксидов). Особенностью пробоподготовки являлось сплавление навески с метаборатом Li.

Определение редких элементов в яшмах, марганцево-силикатных породах и силикатно-магнетитовых рудах производилось в ХИАЦ ИТИГ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США).

Пробоподготовка и измерения изотопного состава Nd в метаморфизованных триасовых металлоносных осадках выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Анализы производились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla за периоды измерений составило  $0,511835 \pm 18$  ( $N = 15$ ). Погрешность измерения в индивидуальном анализе не превышала 0,004%. Холостое внутрилабораторное загрязнение составляло 0,3 нг, а точность определения концентрации  $\pm 0,5\%$ . Изотопные отношения нормализованы по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  и пересчитаны на принятую величину  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla = 0,511860.

Диагностика минералов производилась под микроскопом и подтверждалась определением их составов. Анализы (в аншлифах) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе  $1 \times 10^{-8}$  А. Содержания всех элементов определялись с помощью ЭДС. Угол отбора излучения составлял  $45^\circ$ , локальность анализа – 1 мкм. Количественный анализ производился по процедуре PhyRoZ (стандартной программе энергодисперсионного анализатора Link ISIS) с применением пользовательского набора эталонов.

Стандартами являлись: на O, Mg, Si, Ca –  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (голубой диопсид); F, Ba –  $\text{BaF}_2$ ; Na, Al –  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (альбит); P – InP; S, Fe –  $\text{FeS}_2$ ; Cl –  $\text{Cs}_2\text{ReCl}_6$ ; K –  $\text{KNbO}_3$ ; Cr –  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; Mn, Ti –  $\text{MnTiO}_3$ ; Co – Co (металл); V – V (металл); Zn –  $\text{ZnS}$ ; Zr –  $\text{ZrSiO}_4$ ; Hf –  $\text{Hf}_2\text{O}_7$ ; La –  $\text{LaPO}_4$ ; Ce –  $\text{CePO}_4$ ; Nd –  $\text{NdPO}_4$ ; Pr –  $\text{PrPO}_4$ ; Pt – Pt (металл). Аналитическая погрешность не превышала: 1) при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. %  $\pm 10$  отн. %; 2) от 5 до 10 мас. %  $\pm 5$  отн. %; 3) свыше 10 мас. %  $\pm 2$  отн. %. Предел обнаружения, в зависимости от элемента, изменялся от 0,04 до 0,1 мас. %. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление.

### **Геологическое положение марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд**

Геологическое положение метаморфизованных металлоносных осадков триасовой кремневой формации, неоднократно и подробно рассматривавшееся в предыдущих публикациях, приведено ниже в кратком виде. Формация сложена кремнями, кремневыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами [12]. В центральной и северной частях Сихотэ-Алиня встречаются прослои мергелей, известняков и их глинистых и кремнистых разностей. Особенностью формации является присутствие в ее составе яшм, а также углеродистых кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Ее нижняя часть представлена «глинисто-кремнистой» толщей [2] (оленок–средний анизий) с обильными прослоями углеродистых разностей и перекрыта «кремневой» толщей светло-серых плитчатых кремней. В основании «кремневой» толщи присутствуют яшмы и в разной степени метаморфизованные триасовые металлоносные осадки – кремнисто-родохрозитовые, марганцево-силикатные и спессартин-кварцевые породы и силикатно-магнетитовые руды. Они слагают пластовые и линзообразные тела мощностью десятки сантиметров – первые метры и протяженностью десятки – первые сотни метров. Их выходы были изучены на Горной (Самаркинский террейн), Широкопаднинской, Мокрушинской, Высокогорской и Садовой (Таухинский террейн) площадях (рис. 1). Марганцево-силикатные и силикатно-магнетитовые породы и руды иногда слагают общую пачку в яшмах (радиоляритах с дисперсным гематитом) или спессартин-кварцевых породах. По результатам исследований радиолярий возраст подстилающих и перекрывающих пачку яшм соответствует среднему–позднему триасу [2]. Более точно возраст яшм формации определен по конодонтам как поздний анизий–ладин [12]. Вышележащие кремни относятся к карнию и норию.

Яшмы, кремнисто-родохрозитовые, марганцево-силикатные, спессартин-кварцевые, силикатно-магнетитовые породы и руды – контактово-метаморфизованные (в разной степени) осадки прилегавших к островам акваторий [14] занимают стратифицированное (одинаковое на всех изученных площадях) положение в триасовом разрезе. На поверхности их выходы группируются в серии линейных зон, параллельных простиранию вмещающих пород, маркируя выходы смятого в складки горизонта. Некоторые зоны прослежены на 4,3 км и более.

Марганцево-силикатные породы встречаются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (поздний мел–палеоген) в Таухинском террейне и Хунгари-Татибинского интрузивного комплекса (ранний мел) в Самаркинском террейне, за пределами которых сменяются кремнями с дисперсным родохрозитом. Местами контактовый метаморфизм кремней с дисперсным родохрозитом происходил с участием подвижной флюидной фазы и приводил к преобразованию пластовых и линзовидных тел кремнисто-родохрозитовых пород в метасоматические штокверкоподобные системы, сложенные силикатами Mn [2]. Одинаковое положение марганцево-силикатных пород в разрезе триасовых отложений Таухинского и Самаркинского террейнов свидетельствует о синхронном накоплении исходных богатых Mn и Fe осадков в едином осадочном бассейне. В образовании яшм, кремнисто-родохрозитовых, марганцево-силикатных и спессартин-кварцевых пород, а также силикатно-магнетитовых руд важную роль (как источники вещества) играли слагавшие острова габброиды сергеевского и калиновского комплексов [14].

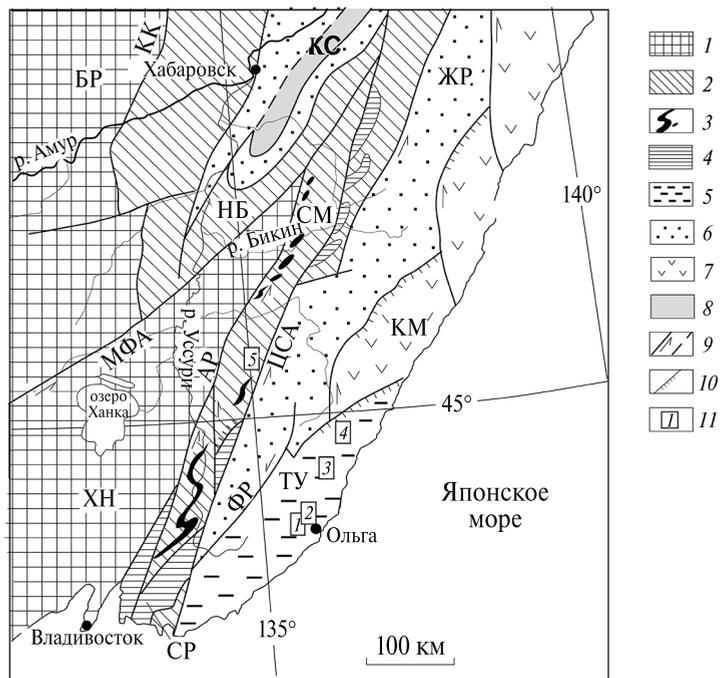


Рис. 1. Положение изученных объектов в Сихотэ-Алине (тектоническая основа по А.И. Ханчуку [13] с небольшими изменениями). 1 – массивы: Ханкайский (ХН), Буреинский (БР); 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский; 3 – калиновские габброиды (девон?); 4 – Окраинско-Сергеевский террейн (СР) и его фрагменты, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 5–8 – раннемеловые террейны-фрагменты: 5 – неокомовской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – приконтинентального раннемелового спредингового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – изученные площади с выходами триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков: 1 – Широкопаднинская площадь, 2 – Мокрушинская площадь, 3 – Высокогорская площадь, 4 – Садовая площадь, 5 – Горная площадь

## Результаты

К настоящему времени нами получены аналитические данные для яшм (породообразующие и редкие элементы), марганцево-силикатных и силикатно-магнетитовых пород и руд (редкие элементы, изотопные отношения Nd) триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Изучены геологические условия залегания, минералогия и внутреннее строение этих пород.

Яшмы, наиболее полно охарактеризованные в минералогическом и геохимическом отношениях на Широкопаднинской площади, представляют собой радиоляриты или кремни с дисперсными включениями гематита, небольшой примесью глинистого вещества и остатками радиолярий. Эти породы содержат немного альбита, биотита, гидрослюда и калиевого полевого шпата, слагающего мелкие (0,0 мм) гнезда и прожилки и содержащего небольшое количество Ва. Яшмы имеют ярко-красный цвет из-за дисперсных включений обогащенного Ti (иногда Со или V) гематита в кремнистом или глинисто-кремнистом матриксе. Присутствуют мельчайшие включения акцессорных минералов – рутила, титанита, апатита, барита, касситерита, циркона, торанита и таусонита. Иногда встречаются ульманнит, кобальтин, герсдорфит, никелин и бравоит. Наиболее распространенными эндогенными минералами REE являются монацит-(Ce) и ксенотим-(Y), а экзогенными – рабдофан-(Ce), рабдофан-(Y), тенгерит-(Y) и бастнезит-(Ce).

Яшмы нередко рассечены системами трещин. В пределах таких участков красная окраска сменяется на зеленовато-светло-серую; гематит и гидрослюда замещены хлоритом или (реже) хлоритом и биотитом, а вместо рутила или наряду с ним присутствуют ильменит или пирофанит. Встречаются сфалерит, стибнит, галенит, халькопирит, As- или Ni-содержащий пирит. Обнаружены самородные Au и Ag, самородный Au-содержащий Ni, соединение  $Ni_3Au$ ,  $Ag_2S$ , молибденит, буланжерит, самородные элементы и интерметаллиды, приуроченные к порам и микротрещинкам с органикой. Характерными являются кварц-мусковит-хлоритовые прожилки, содержащие органику, самородные элементы, интерметаллиды и другие соединения многих, в том числе и благородных, металлов. В яшмах встречаются участки с многочисленными, иногда минерализованными кавернами, маркирующие положение подвергшихся экзогенному замещению или выщелачиванию выделений более ранних минералов. Отдельные из них заполнены гетитом, лимонитом, вернадитом, романешитом, баритоцелестином, целестином, пироморфитом, англезитом, коркитом, плюмбогуммитом-гинсдалитом, стибноконитом, уэйкфилдитом или теноритом. Количество  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  в яшмах не превышает 4,15 и 2,78 мас. % соответственно, а MnO и  $TiO_2$  изменяются в пределах 0,0n–0,n мас. %. Содержания некоторых элементов (по анализам 24 проб) достигают десятков–сотен граммов на тонну: V (2,26–101,89; среднее 17,12), Ba (10,26–319,39; 145,10), Pb (2,07–170,56; 16,46), Ni (0,69–16,43; 7,62), Cu (0,00–69,66; 16,16), Zn (8,94–73,75; 30,26), As (0,16–29,76; 3,24), Mo (0,01–17,69; 0,95), REE (табл. 1). Особенности REE-спектров (рис. 2, а) определяются более высокими содержаниями (нормированными по хондритам) легких REE относительно тяжелых, наличием Eu-минимумов и Gd-максимумов. Многим из них свойственна Ce-аномалия (положительная или отрицательная), появление которой связывают в основном с морскими обстановками или с метасоматическими изменениями пород.

Марганцево-силикатные породы сложены родонитом, пироксмангитом, спессартином и кварцем. Распространены пирофанит, тефroit, манганактинолит, марганцевистые разновидности клинопироксена и амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда. Встречаются манганпиросмалит, алабандин, манганаксинит, гельвин, родохрозит, Ba-содержащий флогопит, гиалофан, цельзиан, магнетит, графит и другие минералы. Содержание MnO в породах достигает 47 мас. %. Породы содержат акцессорную минерализацию в виде соединений Th, U, REE, Ni, Co, Au, Ag, Pt, Pd и других металлов [15]. Минералы REE представлены монацитом-(Ce), алланитом-(Ce), торнебемитом-(Ce), гидроксидом-(Ce), бастнезитом-(Ce) и бастнезитом-(La).

Большая часть REE-спектров марганцево-силикатных пород Горной и Широкопадинской площадей содержит признаки более высоких содержаний (нормированных по хондритам) легких REE (табл. 2, 3) относительно тяжелых, Eu-минимумы и Gd-максимумы (рис. 2, б, в). Прочие спектры, главным образом пород Широкопадинской площади, имеют существенные отличия. Наиболее характерными из них являются уменьшение Eu-минимумов и Gd-максимумов вплоть до их исчезновения либо появления Eu-максимумов и Sm-минимумов или, наоборот, значительное увеличение амплитуд Eu-минимумов и Gd-максимумов. Некоторым спектрам, кроме того, свойственна положительная или отрицательная Ce-аномалия. Она присутствует почти во всех спектрах Горной площади, имеет положительный знак и примерно одинаковую амплитуду (см. рис. 2, б).

Силикатно-магнетитовые руды отличаются тонко- и мелкокристаллической структурой и имеют тальк-магнетитовый ( $\pm$  хлорит) или манганактинолит-магнетитовый состав. Они содержат сингенетические включения касситерита, ильменита, титаниста, шеелита, бадделеита, торианита, уранинита, куларита, барита, арсенидов и сульфидов Ni и Co, соединений Au, Ag, Pt и Pd и других минералов. Минералы REE представлены эндогенным монацитом-(Ce) и экзогенными бастнезитом-(Ce) и гидроксидом-(Ce), рабдофаном-(Ce) и рабдофаном-(La). Силикатно-магнетитовые руды содержат 49,26–91,37 мас. % ( $FeO + Fe_2O_3$ ), обогащены Mn (до 0,82 мас. % MnO) и Sn (до 0,65 мас. %  $SnO_2$ ). Для них характерны более высокие нормированные содержания легких REE (табл. 4) относительно тяжелых, наличие Eu-минимумов и Gd-максимумов (см. рис. 2, з) в REE-спектрах. Некоторым спектрам свойственна положительная или отрицательная Ce-аномалия.

Таблица 1  
**Содержание редкоземельных элементов (г/г) в ящиках Широкопадинской площади Ольгинского рудного района (Гаухинский террейн, Сихотэ-Алинь)**

Элемент	Проба																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
La	6,43	2,54	4,70	4,87	3,57	4,55	4,10	7,16	9,10	3,35	5,54	4,10	0,67	6,24	9,16	13,64	1,48	5,90	4,27	2,67	6,51	10,26	4,58	2,59
Ce	12,90	5,48	15,43	13,23	9,45	12,81	9,59	16,03	12,69	9,30	10,51	16,93	1,20	14,40	17,39	30,57	4,64	8,62	9,98	6,25	14,28	27,82	19,50	6,41
Pr	1,59	0,58	1,14	1,21	1,01	1,17	0,98	1,88	1,87	0,86	1,46	1,14	0,16	1,56	2,40	3,13	0,38	1,21	0,98	0,67	1,68	2,70	1,43	0,69
Nd	6,86	2,37	4,67	4,94	4,19	4,76	3,87	7,49	6,70	3,47	5,77	4,81	0,66	5,96	9,97	11,29	1,49	4,31	3,84	2,65	6,50	10,55	5,65	2,62
Sm	1,41	0,47	0,96	0,96	0,90	0,96	0,74	1,47	1,16	0,70	1,10	1,06	0,17	1,18	2,14	2,00	0,30	0,75	0,73	0,51	1,30	2,20	1,18	0,51
Eu	0,28	0,10	0,21	0,23	0,18	0,21	0,16	0,27	0,21	0,15	0,22	0,26	0,06	0,22	0,46	0,37	0,08	0,14	0,14	0,11	0,24	0,45	0,22	0,08
Gd	1,72	0,56	1,25	1,21	1,09	1,22	0,91	1,57	1,26	0,88	1,18	1,44	0,28	1,37	2,55	2,28	0,36	0,83	0,89	0,61	1,43	2,55	1,65	0,56
Tb	0,19	0,06	0,13	0,12	0,12	0,13	0,10	0,15	0,13	0,10	0,13	0,15	0,04	0,15	0,31	0,23	0,04	0,09	0,09	0,07	0,15	0,28	0,13	0,07
Dy	1,13	0,36	0,85	0,63	0,66	0,71	0,57	0,82	0,71	0,57	0,73	0,83	0,28	0,75	1,68	1,17	0,22	0,44	0,47	0,36	0,79	1,40	0,68	0,38
Ho	0,24	0,07	0,17	0,12	0,13	0,13	0,11	0,15	0,13	0,11	0,13	0,15	0,05	0,14	0,31	0,22	0,04	0,08	0,09	0,07	0,14	0,27	0,12	0,07
Er	0,67	0,21	0,52	0,33	0,34	0,36	0,28	0,39	0,35	0,30	0,36	0,42	0,13	0,37	0,84	0,67	0,12	0,22	0,25	0,19	0,40	0,70	0,34	0,19
Tm	0,09	0,03	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,02	0,05	0,11	0,10	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,09	0,04	0,03
Yb	0,59	0,18	0,50	0,33	0,31	0,32	0,23	0,32	0,32	0,27	0,32	0,36	0,10	0,33	0,64	0,69	0,11	0,20	0,21	0,17	0,34	0,61	0,33	0,16
Lu	0,09	0,03	0,07	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,01	0,05	0,09	0,11	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,09	0,05	0,02

Примечание. Анализы выполнены в ХИАЦ ИТИГ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICP-MS Eian DRC II Perkin Elmer (США). Аналитики: Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко.

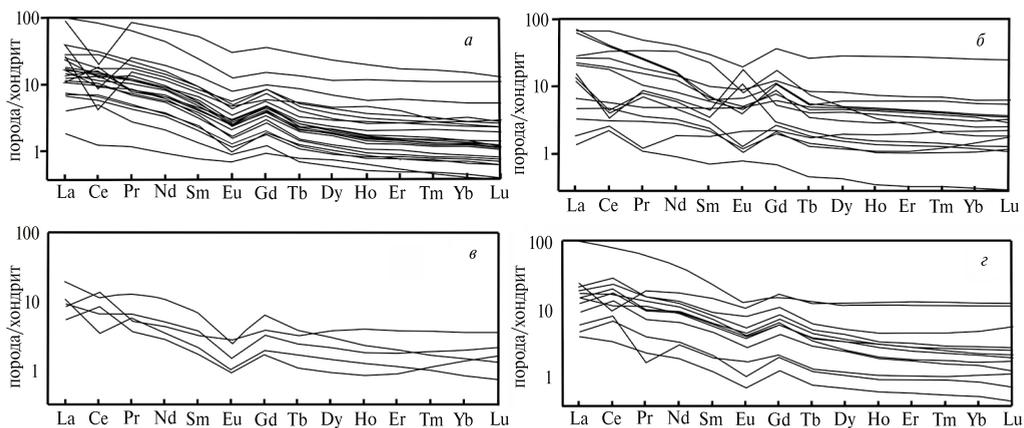


Рис. 2. REE-спектры яшм (*а*), марганцево-силикатных пород (*б*) и силикатно-магнетитовых руд (*в*) Широкопадинской площади (Таухинский террейн) и марганцево-силикатных пород Горной площади (Самаркинский террейн) (*г*)

## Обсуждение результатов исследований

В целом материалами предыдущих геологических и минералого-петрографических исследований было обосновано осадочное происхождение протолитов, в результате диагенеза и контактового метаморфизма которых в конечном итоге образовались марганцево-силикатные породы и силикатно-магнетитовые руды. Было показано сходство марганцевого оруденения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня с пластовыми силикатно-карбонатными и силикатно-оксидно-карбонатными рудами многочисленных марганцевых месторождений Японии, локализованных в палеозойских и мезозойских формациях в пределах контактовых ореолов гранитоидных массивов. И в Сихотэ-Алине, и в Японии неметаморфизованными аналогами богатых Mn пород и руд с ассоциациями марганцевых силикатов являлись кремнисто-родохрозитовые образования. Другими примерами марганцевых образований с карбонатной, карбонатно-силикатной или оксидно-карбонатно-силикатной формой Mn, локализованных в кремневых формациях, являются карбонатно-марганцево-силикатные породы в верхнеюрских радиоляритах Альп [16], девонские оксидно-карбонатно-силикатные, оксидно-силикатные руды и марганцевые породы Урала [17]. Залежи марганцевых карбонатов в различных регионах планеты, как было отмечено С. Роем [18], формировались либо путем непосредственного осаждения из вод бассейна, либо путем отложения из иловых вод в ходе диагенетического перераспределения в обогащенных органическим веществом восстановленных осадках. Во многих случаях при последующем метаморфизме в залежах образовались марганцевые силикатно-карбонатные руды с графитом.

Залегание в радиоляритах, двухвалентная форма Mn и Fe и присутствие органического вещества в кремнисто-родохрозитовых породах [19] являются аргументами в пользу образования марганцево-силикатных пород (и, как можно полагать, силикатно-магнетитовых руд) триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня в результате диагенеза и метаморфизма обогащенных органическим веществом и гидроксидами Mn и Fe биогенных кремнистых илов. Этот вывод, базирующийся на результатах предыдущих геологических и минералого-петрографических исследований, косвенно свидетельствует в пользу хемогенно-биогенной природы исходных металлоносных осадков.

Металлоносные осадки и протолиты яшм триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня накапливались в прилегающих к островам акваториях в глубоководных условиях. Они представляли собой в разной степени обогащенные органикой и гидроксидами Mn и Fe биогенные кремнистые илы [2]. Гидроксиды поступали в виде коллоидов. Коллоидные растворы оксидов Mn и Fe содержали, в силу их сорбционных свойств, многие редкие металлы, которые высво-

Таблица 2

## Содержание редкоземельных элементов в марганцево-силикатных породах Горной площади (Малиновский рудный район), г/т

Элемент	Проба										
	ЭВ-01-58	ЭВ-06-1	ЭВ-06-2	ЭВ-06-3	ЭВ-06-4	ЭВ-06-5	ЭВ-06-6	ЭВ-06-7	ЭВ-06-8	ЭВ-06-9	ЭВ-06-10
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	6,30	3,39	4,87	5,55	2,77	2,15	4,78	3,70	3,71	2,89	4,60
Ce	16,18	12,91	19,30	19,13	10,41	7,68	18,58	13,48	17,73	9,33	19,36
Pr	1,81	0,98	1,69	1,32	0,62	0,23	1,02	0,75	0,86	0,54	1,17
Nd	7,78	4,55	6,63	6,74	3,89	2,17	5,48	4,47	5,23	3,59	5,93
Sm	1,65	1,06	1,43	1,46	0,91	0,46	1,21	1,03	1,58	0,77	1,28
Eu	0,36	0,24	0,28	0,36	0,33	0,15	0,34	0,26	0,37	0,14	0,33
Gd	1,95	1,32	2,01	1,88	1,28	0,65	1,77	1,48	2,14	1,06	1,82
Tb	0,20	0,17	0,23	0,22	0,16	0,07	0,20	0,18	0,25	0,12	0,20
Dy	0,96	0,93	1,25	1,28	0,97	0,43	1,09	1,03	1,29	0,67	1,05
Ho	0,17	0,16	0,23	0,25	0,18	0,08	0,21	0,19	0,21	0,12	0,18
Er	0,46	0,45	0,63	0,70	0,45	0,23	0,58	0,51	0,54	0,33	0,49
Tm	0,06	0,06	0,09	0,10	0,06	0,04	0,08	0,07	0,07	0,04	0,07
Yb	0,42	0,39	0,61	0,67	0,37	0,28	0,52	0,40	0,53	0,26	0,49
Lu	0,07	0,05	0,09	0,10	0,05	0,04	0,07	0,05	0,08	0,04	0,07
$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$							0,512323	0,512315	0,512371		
Err							3	5	8		

Элемент	Проба										
	ЭВ-06-11	ЭВ-06-12	ЭВ-06-13	ЭВ-06-14	ЭВ-06-15	ЭВ-06-16	ЭВ-06-17	ЭВ-06-18	ЭВ-06-19	ЭВ-06-20	ЭВ-06-21
La	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	3,17	4,53	7,94	2,31	2,02	3,31	3,45	2,61	1,48	5,65	1,72
Ce	13,33	16,74	27,63	11,19	7,54	12,42	14,07	12,71	3,20	10,90	6,36
Pr	1,01	1,38	2,13	0,80	0,60	1,18	0,87	0,88	0,32	1,54	0,55
Nd	4,65	6,31	9,44	3,89	2,80	4,67	3,97	4,27	1,34	6,29	2,29
Sm	1,08	1,43	2,09	1,00	0,59	1,06	0,83	1,03	0,29	1,31	0,48
Eu	0,27	0,39	0,69	0,25	0,10	0,21	0,14	0,22	0,06	0,33	0,09
Gd	1,44	2,20	3,26	1,26	0,71	1,33	0,97	1,55	0,38	1,83	0,67
Tb	0,16	0,25	0,36	0,15	0,09	0,17	0,11	0,18	0,05	0,23	0,08
Dy	0,90	1,38	1,97	0,84	0,48	1,00	0,58	0,97	0,26	1,33	0,44
Ho	0,16	0,28	0,38	0,15	0,08	0,17	0,10	0,19	0,05	0,26	0,09
Er	0,46	0,79	1,12	0,40	0,23	0,46	0,31	0,54	0,14	0,69	0,25
Tm	0,06	0,12	0,16	0,05	0,03	0,06	0,04	0,08	0,02	0,09	0,03
Yb	0,40	0,79	1,17	0,36	0,20	0,41	0,29	0,48	0,13	0,57	0,22
Lu	0,05	0,12	0,21	0,05	0,02	0,05	0,04	0,07	0,02	0,09	0,03

Элемент	Проба										
	ЭВ-06-22	ЭВ-06-23	ЭВ-06-24	ЭВ-06-25	ЭВ-06-26	ЭВ-06-27	ЭВ-06-28	ЭВ-06-29	Мп-83-35		
	23	24	25	26	27	28	29	30	31		
La	1,80	6,51	3,05	2,58	9,11	2,94	6,93	8,14	5,02		
Ce	8,25	21,11	11,45	10,11	9,10	10,49	22,78	23,25	12,57		
Pr	0,64	2,00	0,75	0,78	2,60	0,85	2,18	2,32	1,11		
Nd	2,85	8,52	3,50	3,12	12,62	3,52	8,75	9,79	6,04		
Sm	0,73	1,75	0,77	0,66	3,42	0,77	1,84	2,11	1,26		
Eu	0,20	0,24	0,25	0,14	0,93	0,18	0,47	0,51	0,32		
Gd	0,99	2,37	0,92	0,91	5,10	1,11	2,54	2,89	1,71		
Tb	0,13	0,25	0,11	0,11	0,73	0,13	0,29	0,33	0,21		
Dy	0,71	1,48	0,62	0,65	4,69	0,76	1,62	1,90	1,26		
Ho	0,13	0,28	0,11	0,12	1,07	0,15	0,29	0,36	0,24		
Er	0,34	0,68	0,30	0,34	3,20	0,42	0,77	0,95	0,60		
Tm	0,05	0,08	0,04	0,05	0,46	0,06	0,10	0,13	0,08		
Yb	0,33	0,53	0,23	0,34	3,10	0,41	0,70	0,87	0,53		
Lu	0,05	0,08	0,03	0,05	0,48	0,06	0,10	0,14	0,07		

Примечание. Анализы выполнены в ХИАЦ ИТИГ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США). Аналитики: Д.В. Авдеев, Л.С. Боквенко.

Таблица 3  
**Содержание редкоземельных элементов в марганцево-силикатных породах Широкопадинской площади (Ольгинский рудный район), г/г**

Элемент	Проба																	
	Мг-81-5	Мг-81-6	Мг-81-9	Мг-81-11	Мг-81-17	Р-80-100	К-80-11	К-83-21	Ф-04-16	Ш-86-62	Ш-86-96	Ф-04-3а	Ф-04-5а	Ф-80-2	Ф-80-10	Ф-80-10а	Ф-80-10в	Ш-80-12
La	1,70	0,50	5,00	1,19	0,67	9,55	2,41	5,68	8,13	8,15	18,94	9,38	22,22	9,32	12,73	24,04	4,72	25,53
Ce	4,51	2,16	4,00	2,92	2,44	24,82	5,48	3,30	17,76	16,92	44,53	22,07	38,77	31,35	28,21	62,32	3,63	37,56
Pr	0,49	0,15	1,02	0,40	0,17	2,52	0,66	1,07	2,25	1,39	10,07	2,34	3,64	4,56	2,64	6,54	0,97	3,57
Nd	2,27	0,64	3,33	1,97	1,30	10,30	3,35	4,40	9,53	5,75	19,17	9,68	11,61	23,17	9,46	28,26	4,45	11,54
Sm	0,52	0,16	0,70	0,51	0,40	2,33	1,05	0,80	1,57	1,44	10,03	2,06	1,46	5,07	1,45	6,78	1,02	1,65
Eu	0,10	0,07	0,11	0,10	0,19	0,78	0,42	0,91	0,43	0,40	7,96	0,48	0,58	0,72	0,40	1,67	1,52	0,34
Gd	0,67	0,21	0,82	0,60	0,71	3,46	1,86	0,88	2,38	2,80	12,05	3,19	2,88	5,10	2,30	10,80	1,61	3,32
Tb	0,08	0,03	0,12	0,08	0,11	0,48	0,29	0,11	0,26	0,37	8,20	0,37	0,20	0,43	0,17	1,49	0,24	0,30
Dy	0,46	0,16	0,69	0,46	0,74	3,05	2,26	0,62	1,71	2,43	13,53	2,43	1,15	1,92	0,86	10,69	1,58	1,88
Ho	0,09	0,03	0,14	0,09	0,16	0,61	0,51	0,12	0,35	0,47	9,03	0,54	0,24	0,28	0,15	2,34	0,33	0,40
Er	0,26	0,08	0,40	0,24	0,49	1,69	1,47	0,32	0,93	1,27	11,80	1,62	0,73	0,67	0,43	6,67	0,94	1,10
Tm	0,04	0,01	0,05	0,04	0,08	0,23	0,21	0,05	0,13	0,19	7,91	0,23	0,10	0,07	0,06	0,94	0,12	0,15
Yb	0,35	0,08	0,34	0,27	0,54	1,45	1,34	0,28	0,80	1,42	10,91	1,44	0,61	0,46	0,42	6,25	0,80	0,93
Lu	0,06	0,01	0,05	0,04	0,09	0,23	0,20	0,04	0,11	0,23	7,45	0,22	0,09	0,06	0,06	0,93	0,12	0,14
<sup>149</sup> Nd/ <sup>147</sup> Nd										0,512312	0,512385							0,512311
Err										4	7							5

Примечание. Анализы выполнены в ХИАЦ ИТИГ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICP-MS Eian DRC II Perkin Elmer (США). Аналитики: Д.В. Авдеев, Л.С. Боквенко.

Содержание редкоземельных элементов в силикатно-магнетитовых рудах Широконаднинской площади, г/т

Элемент	Проба											
	Мг-81-3	Мг-81-12	Ш-86-43	Ш-86-81	Ш-86-88	Ш-86-89	Ш-86-110	Ш-86-111	Ш-86-114	Ш-86-116	Ш-86-119	Ш-86-120
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	0,90	6,83	2,34	2,25	2,29	6,59	2,08	7,38	3,61	3,38	4,10	16,65
Ce	4,16	13,52	9,12	3,07	4,05	11,87	7,99	11,16	6,54	13,86	3,32	11,31
Pr	0,26	1,58	0,53	0,64	0,60	1,51	0,52	1,77	0,91	0,76	0,79	5,11
Nd	0,93	6,42	2,16	3,28	2,61	6,23	2,06	7,57	3,68	3,22	2,53	21,23
Sm	0,23	1,42	0,71	0,87	0,56	1,26	0,40	1,62	0,84	0,79	0,52	4,53
Eu	0,08	0,54	0,22	0,24	0,12	0,24	0,08	0,22	0,13	0,23	0,09	0,51
Gd	0,31	1,78	1,19	1,15	0,83	1,51	0,54	1,94	1,02	1,24	0,63	4,41
Tb	0,04	0,25	0,20	0,19	0,10	0,20	0,07	0,23	0,14	0,19	0,10	0,63
Dy	0,22	1,51	1,65	1,21	0,61	1,10	0,38	1,16	0,82	1,49	0,57	3,74
Ho	0,04	0,30	0,39	0,23	0,12	0,19	0,07	0,20	0,16	0,36	0,11	0,79
Er	0,11	0,80	1,04	0,63	0,32	0,49	0,23	0,50	0,46	0,97	0,29	2,38
Tm	0,01	0,11	0,15	0,09	0,04	0,06	0,04	0,06	0,07	0,14	0,04	0,36
Yb	0,10	0,69	1,02	0,55	0,24	0,39	0,36	0,38	0,51	0,93	0,21	2,31
Lu	0,01	0,10	0,15	0,08	0,03	0,05	0,07	0,05	0,08	0,14	0,03	0,35
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$								0,512297		0,512367		0,512331

Примечание. Анализы выполнены в ХИАЦ ИТИГ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США). Аналитики: Д.В. Авдеев, Л.С. Бокоренко.

бождались в результате экзогенного разрушения габброидов. Следствием этого являются, в частности, положительные корреляции концентраций редких металлов и содержаний  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , например в яшмах (рис. 3). Сорбционными свойствами, судя по повышенным содержаниям благородных и других редких металлов и присутствию их соединений в породах нижней (углеродистой) части триасовой кремневой формации [20, 21], обладало, очевидно, и органическое вещество. Во время средне-позднеюрской и позднеюрско-раннемеловой аккреций яшмы и прошедшие восстановительный диогенез металлоносные осадки в составе фрагментов триасовой кремневой формации были включены в Самаркинский и Таухинский террейны соответственно. При внедрении гранитоидных интрузий Хунгари-Татибинского плутонического (ранний мел) и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического (поздний мел) поясов они претерпели контактовый метаморфизм.

Отношения концентраций REE и изотопов Nd в морской воде, протолитах яшм и триасовых металлоносных осадках в момент осадконакопления (из-за хемогенно-биогенного

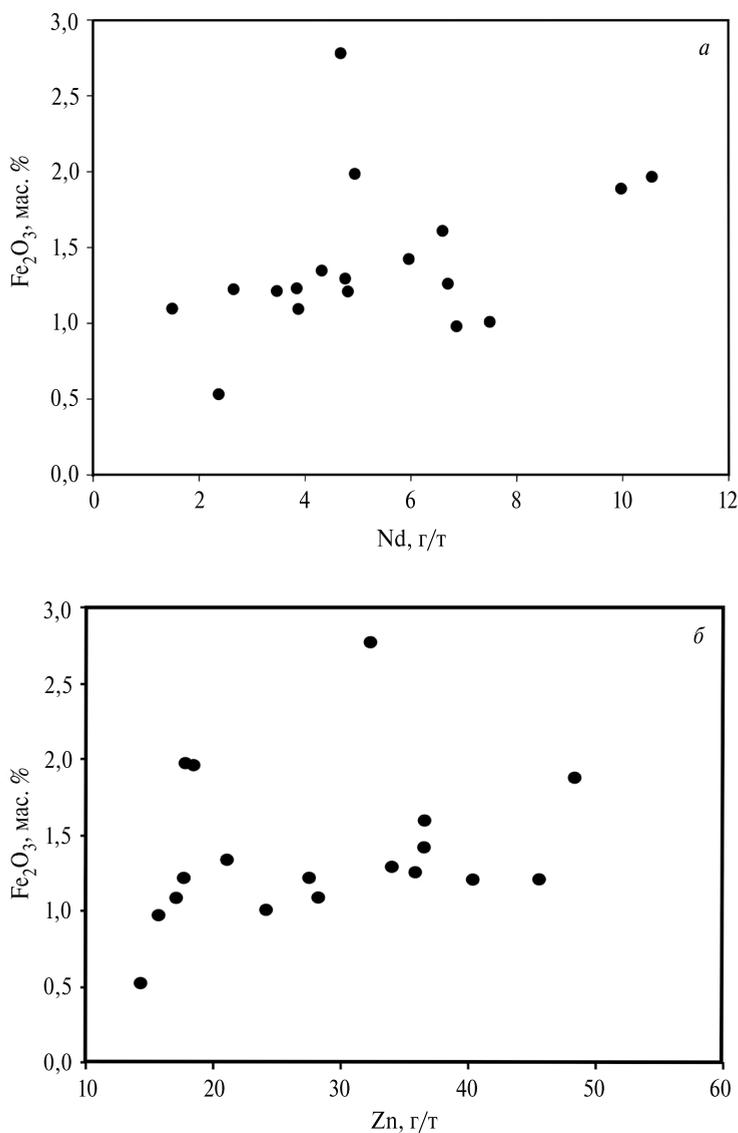


Рис. 3. Положение точек триасовых яшм Широкопаднинской площади на диаграммах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Nd (a) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Zn (б)

происхождения этих образований) были одинаковы. Этим обстоятельством обусловлены общие особенности состава яшм, марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд, нашедшие отражение в их REE-спектрах (см. рис. 2) в виде возрастания нормированных (по хондритам) содержаний легких REE относительно тяжелых и наличия Eu-минимумов и Gd-максимумов.

На диаграмме Sm/Nd–Sm/Eu (рис. 4, а) точки этих пород и руд тяготеют к субгоризонтальному тренду I. Это обусловлено небольшими вариациями значения Sm/Nd, главным образом в пределах ~0,20–0,23, которое является близким к современному в морской воде (0,21) [23]. Точки таких же или близких по возрасту (юрских) кремней Таухинского террейна тоже тяготеют к тренду I (рис. 4, б). Для них характерен большой разброс при среднем Sm/Nd 0,217 и 0,186 соответственно. Разница связана с большим количеством терригенной примеси в юрских породах. Величина Sm/Nd уменьшается с увеличением содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 4, в), т.е. количества глинистого и, вероятно, иного (терригенного) вещества, осаждавшегося из присутствовавшей в морской воде взвеси. Нулевому содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на тренде соответствует Sm/Nd около 0,21. Оно характеризует хомогенно-биогенную составляющую пород и соответствует современному значению в морской воде.

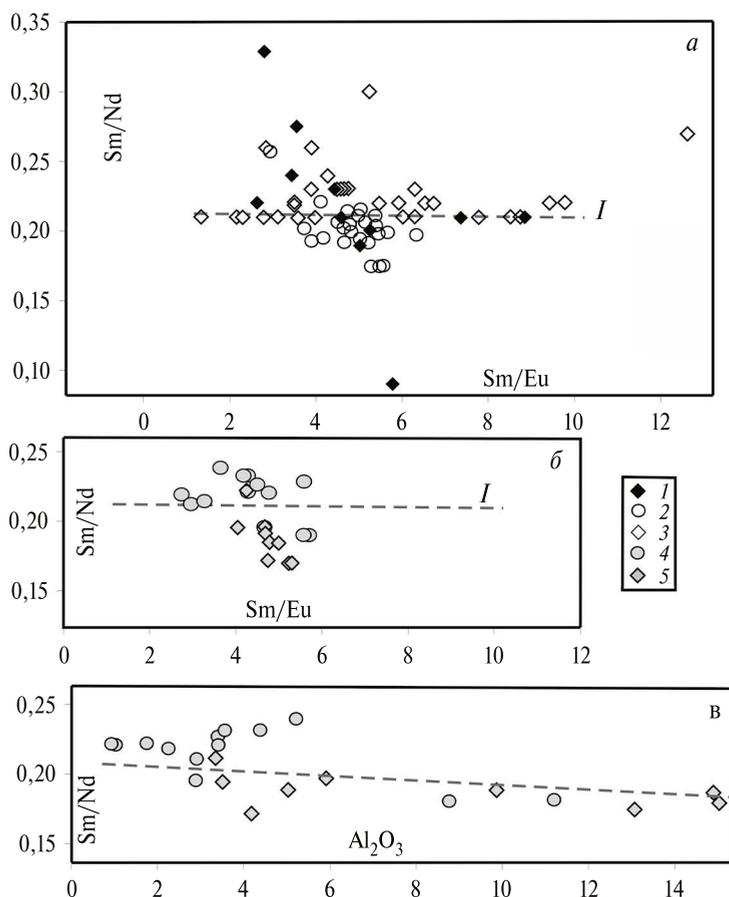


Рис. 4. Положение точек триасовых яшм, юрских кремней и метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиня на диаграммах Sm/Nd–Sm/Eu и Sm/Nd–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. а – силикатно-магнетитовые руды (1) и яшмы (2) Широкопадинской площади Таухинского террейна, марганцево-силикатные породы Горной площади Самаркинского террейна (3); б, в – кремнистые породы: триасовые горбушинского (4) и юрские эрдагузского (5) комплексов (исходные данные заимствованы из [22]); а, б – пунктирная линия – тренд с Sm/Nd ~ 0,21; цифра I – его номер

Таким образом, Sm/Nd в морской воде в триасе и юре, как показано на примере триасовых и юрских кремней, силикатно-магнетитовых руд и марганцево-силикатных пород, было близким к современному. Этот вывод согласуется с литературными данными [23], указывающими на постоянство Sm/Nd в морской воде на протяжении длительного времени геологической истории.

Во многих REE-спектрах марганцево-силикатных пород Таухинского террейна наблюдаются особенности, обусловленные изменением первичных геохимических характеристик протолитов гидротермальными процессами. К ним относятся уменьшение Eu-минимума и Gd-максимума до их исчезновения или появления Eu-максимума и Sm-минимума либо значительное увеличение Eu-минимума и Gd-максимума. Из-за влияния гидротермальных процессов значительная часть точек марганцево-силикатных пород Таухинского террейна на диаграмме Sm/Nd–Sm/Eu смещена выше или ниже тренда I. Однако среднее Sm/Nd в этих породах составляет 0,228, т.е. тоже является близким к таковому в марганцево-силикатных породах Самаркинского и силикатно-магнетитовых рудах Таухинского террейнов (см. рис. 4, а), а также к современному в морской воде. Следовательно, Sm/Nd в этом случае тоже определяется морской водой, а влияние гидротермальных процессов во время метаморфизма заключалось лишь в локальном пространственном перераспределении REE при преобразовании пластовых тел крем-

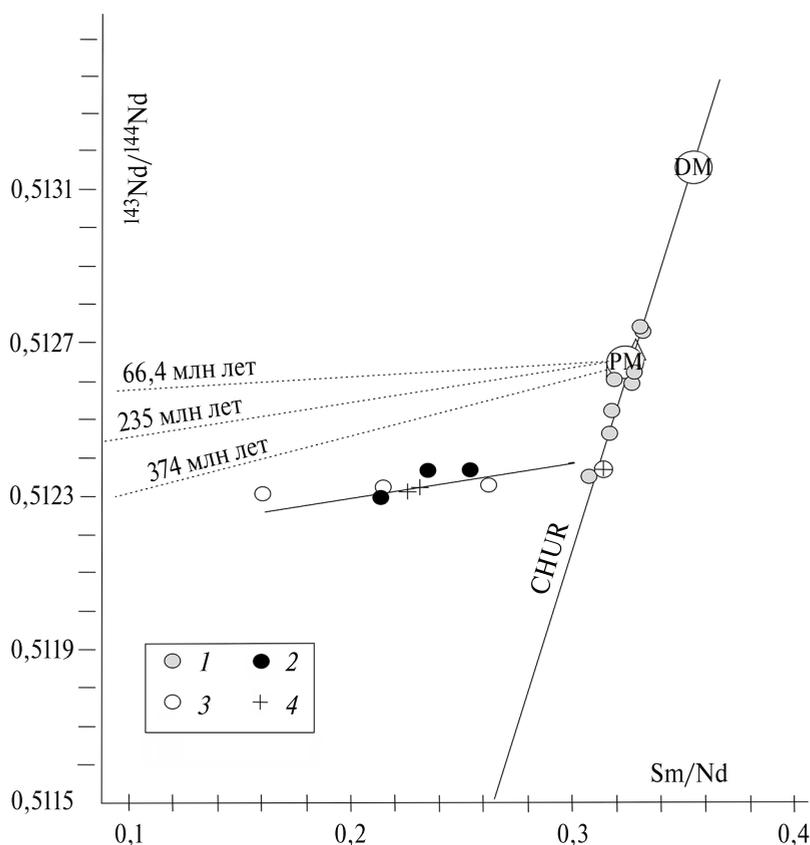


Рис. 5. Положение точек изученных пород на диаграмме  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Sm/Nd. 1 – хондриты; 2–4 – Таухинский террейн: силикатно-магнетитовые руды (2) и марганцево-силикатные породы (3), Самаркинский террейн: марганцево-силикатные породы (4). В кружках: мантийный источник – деплетированная (DM) и примитивная (PM) мантии. Сплошной линией на рисунке показан тренд метаморфизованных триасовых металлоносных осадков, пунктирными (для сравнения) – изохроны производных PM, рассчитанные для 66,4 млн (граница мела и палеогена), 235 млн (граница анизия и ладина) и 374 млн лет (граница среднего и позднего девона)

нисто-родохрозитовых пород (в зонах повышенной трещиноватости) в жильно-прожилковые системы, сложенные силикатами Mn.

Для некоторых спектров яшм и метаморфизованных металлоносных осадков Таухинского террейна характерна положительная или отрицательная Ce-аномалия, связанная с экзогенными процессами перераспределения REE. Присутствие положительной Ce-аномалии примерно одинаковой амплитуды почти во всех спектрах марганцево-силикатных пород Самаркинского террейна (см. рис. 2, б) обусловлено особенностями фациальных условий осадконакопления, определявшимися более близким положением относительно окраины Ханкайского массива.

На диаграмме  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Sm}/\text{Nd}$  (рис. 5) точки марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд образуют общий тренд.

Большинство точек приурочено к средней части тренда с относительно небольшими пределами изменения  $\text{Sm}/\text{Nd}$  ( $-0,21-0,26$ ), что связано с отмеченной выше тенденцией к выравниванию этого отношения в металлоносных осадках под влиянием морской воды. Вариации современного значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в морской воде очень велики, но с возрастом глубиной  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  стремится к постоянной величине [24]. Особенно характерна эта тенденция для Тихого океана. В метаморфизованных триасовых металлоносных осадках почти постоянным является не только  $\text{Sm}/\text{Nd}$ , но и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (см. рис. 5), которое в момент осадконакопления составляло  $\sim 0,512100$  (определено графическим способом) и тоже соответствовало значениям в морской воде. Положение тренда марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд соответствует современному положению изохроны морской воды в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Sm}/\text{Nd}$ , «запечатленной» в триасовых хемогенно-биогенных осадках. Расположение точек на общей изохроне (или вблизи нее) указывает на относительное постоянство значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в морской воде (по крайней мере, в глубоководной части осадочного бассейна) и некоторую ее неоднородность (в целом небольшую) по  $\text{Sm}/\text{Nd}$  во время осадконакопления. Наклон тренда соответствует наклону изохроны пород с источником PM (BSE) и возрастом 235 млн лет (граница анизия и ладина) (см. рис. 5), т.е. согласуется с возрастом триасовых яшм и метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиня.

## Заключение

Изотопные и геохимические особенности метаморфизованных триасовых металлоносных осадков свидетельствуют об их хемогенно-биогенном происхождении.

Отношения концентраций REE и изотопов Nd в морской воде, протолитах яшм и триасовых металлоносных осадках из-за хемогенно-биогенного происхождения этих образований в момент осадконакопления были одинаковы. Этим обстоятельством обусловлены общие особенности состава яшм, марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд, нашедшие отражение в их REE-спектрах, возрастании нормированных (по хондритам) содержаний легких REE относительно тяжелых, наличии Eu-минимумов и Gd-максимумов.

Значение  $\text{Sm}/\text{Nd}$  в силикатно-магнетитовых рудах и марганцево-силикатных породах Сихотэ-Алиня является близким к современному значению (0,21) в морской воде. Этот факт согласуется с представлениями о хемогенно-биогенной природе их протолитов и с литературными данными, указывающими на постоянство  $\text{Sm}/\text{Nd}$  в морской воде на протяжении длительного времени геологической истории.

Расположение точек марганцево-силикатных пород и силикатно-магнетитовых руд на общей изохроне в координатах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Sm}/\text{Nd}$  возможно только в случае хемогенно-биогенной природы их протолитов. Оно требует одинакового значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в исходных осадках (резко различавшихся по составу и географическому положению), что возможно только в результате влияния морской воды. Наклон изохроны соответствует наклону изохроны пород с источником PM (BSE) и возрастом 235 млн лет (граница анизия и ладина), т.е. согласуется с возрастом триасовых яшм и метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиня.

В протолитах метаморфизованных триасовых металлоносных осадков величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  составляла  $\sim 0,512100$  и соответствовала значению в морской воде в момент осадконакопления.

Приведенные в статье современные значения  $\text{Sm}/\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для морской воды триасово-юрского времени, полученные по результатам изучения кремнистых и марганцево-силикатных пород, а также силикатно-магнетитовых руд, могут быть использованы для решения других геологических проблем Сихотэ-Алиня.

#### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А., Устинов А.Ю. Марганцевая минерализация в мезозойских кремнистых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня и Наданьхада-Алиня // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 1. С. 32–52.
2. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
3. Frank M. Radiogenic isotopes: tracers of past ocean circulation and erosional input // Reviews of Geophysics. 2002. Vol. 40, N1. P. 1–38.
4. Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebnet S., Godderis Y., Jasper T., Korte Ch., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. Vol. 161. P. 59–88.
5. Staudigel H., Doyle P., Zindler A. Sr and Nd systematic of fish teeth // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 76. P. 45–56.
6. Shaw H.F., Wasserburg G.J. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 503–518.
7. Paytan A., Kastner M., Martin E.E., Macdougall J.D., Herbert T. Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition // Nature. 1993. Vol. 366. P. 445–449.
8. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 4. С. 3–23.
9. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) систематика и хемостратиграфические следствия // Доклады РАН. 2018. Т. 482, № 4. С. 434–438.
10. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 6. С. 731–755.
11. Maccalia J., Hillaire-Marcela C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions // Polar Research. 2018. Vol. 37(1). 1442982.
12. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
13. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
14. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. Геохимические и изотопные «метки» древних габброидов в триасовых метаморфизованных металлоносных осадках, скарнах и рудах скарновых месторождений Сихотэ-Алиня // Вестн. Кольского НЦ РАН. 2016. № 4. С. 16–36.
15. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В. Состав и генезис акцессорной минерализации в марганцево-силикатных породах триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 6. С. 807–819.
16. Peters Tj., Trommsdorff V., Sommerauer J. Manganese pyroxenoides and carbonates: Critical phase relations in metamorphic assemblages from the Alps // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. Vol. 66. P. 383–388.
17. Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных осадков Южного Урала. СПб.: СПб. гос. ун-т, 2013. 160 с.
18. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.

19. Казаченко В. Т., Перевозникова Е. В. Кремнисто-родохрозитовые породы Сихотэ-Алиня // Вестн. ДВО РАН. 2023. № 4 (230). С. 108–127.
20. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 406–425.
21. Волохин Ю. Г., Карабцов А. А. Минералы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 5. С. 465–484.
22. Кемкин И. В. Фациальные обстановки образования кремниевых пород Таухинского террейна Сихотэ-Алиня (по геохимическим данным) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 2. С. 48–60.
23. Faure G. Principles of Isotope Geology. New York: John Wiley & Sons, 1986. 520 p.
24. Lacan F., Tachikawa K., Jeandel C. Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data // Chemical Geology. 2012. Vol. 300–301. P. 177–184.

## REFERENCES

1. Volokhin Yu.G., Karabtsov A.A., Ustinov A.Yu. Manganese mineralization in Mesozoic siliceous deposits of Central Sikhote-Alin and Nadankhada-Alin. *Russial Journal of Pacific geology*. 2019;38(1):32–52. (In Russ.).
2. Kazachenko V.T. Petrology and mineralogy of hydrothermal manganese rocks of East Russia. Vladivostok: Dal'nauka; 2002. 250 p. (In Russ.).
3. Frank M. Radiogenic isotopes: tracers of past ocean circulation and erosional input. *Reviews of Geophysics*. 2002;40(1):1–38.
4. Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte Ch., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*. 1999;161:59–88.
5. Staudigel H., Doyle P., Zindler A. Sr and Nd systematic of fish teeth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985;76:45–56.
6. Shaw H.F., Wasserburg G.J. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985;49:503–518.
7. Paytan A., Kastner M., Martin E.E., Macdougall J.D., Herbert T. Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature*. 1993;366:445–449.
8. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. Strontium isotope chemostratigraphy: fundamentals of the method and its current state. *Stratigraphy. Geol. Correlation*. 2018;26(4):3–23. (In Russ.).
9. Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Lipenkov G.V., Dubinina E.O., Bigun I.V. Carbonate rocks of the boundary Riphean-Vendian deposits of the Anabar uplift: isotopic ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) systematics and chemostratigraphic consequences. *DAN*. 2018;482(4):434–438. (In Russ.).
10. Kochnev B.B., Pokrovsky B.G., Kuznetsov A.B., Marusin V.V. C- and Sr-chemostratigraphy of carbonate deposits of the Vendian-Lower Cambrian of the central regions of the Siberian platform. *Geology and Geophysics*. 2018;59(6):731–755. (In Russ.).
11. MacCallia J., Hillaire-Marcel C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions. *Polar Research*. 2018;37(1). 1442982.
12. Volokhin Yu.G., Mikhailik E.V., Burii G.I. Triasovaya kremnevaya formatsiya Sikhote-Alinya = [The Triassic Siliceous Formation in Sikhote Alin]. Vladivostok: Dal'nauka; 2003. 252 p. (In Russ.).
13. Khanchuk A.I. (ed.) Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii = [Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Russia East]. Vladivostok: Dal'nauka; 2006. Vol. 1. 572 p. (In Russ.).
14. Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V., Lavrik S.N. Geokhimicheskie i izotopnye “metki” drevnikh gabbroidov v triasovykh metamorfizovannykh metallonosnykh osadkah, skarnakh i rudakh skarnovykh mestorozhdeniy Sikhote-Alinya = [Geochemical and isotopic “markers” of the old gabbroids in the Triassic metamorphosed metalliferous sediments, skarns and ores in the Sikhote-Alin]. *Vestnik Kolskogo NTs RAN*. 2016;(4):16–36. (In Russ.).
15. Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. Sostav i genesis aktsessornoj mineralizatsii v margantsevo-silikatnykh porodakh triasovoi kremnevoi formatsii Sikhote-Alinya = [Composition and genesis of accessory mineralization in manganese silicate rocks of the Triassic Sikhote-Alin chert formation]. *Geologiya i Geofizika*. 2019;60(6):807–819. (In Russ.).

16. Peters Tj., Trommsdorff V., Sommerauer J. Manganese pyroxenoides and carbonates: Critical phase relations in metamorphic assemblages from the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978;66:383–388.
17. Brusnitsyn A.I. Mineralogy of manganese-bearing sediments of the Southern Urals. St. Petersburg: St. Petersburg State Univ.; 2013. 160 p. (In Russ.)
18. Roy S. Manganese Deposits. Moscow: Mir; 1986. 520 p. (In Russ.).
19. Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. Kremnisto-rodohrozitovye porody Sikhote-Alinya = [Siliceous-rhodochrosite rocks of the Sikhote-Alin]. *Vestnik of the FEB RAS.* 2023;4(230):108–127. (In Russ.).
20. Volokhin Yu.G., Ivanov V.V. Geokhimiya i metallonosnost' uglerodistykh silitsitov triasa Sikhote-Alinya = [Geochemistry and metal potential of Triassic carbonaceous silicites in Sikhote-Alin]. *Lithologiya i Poleznye Iskopaemye.* 2007;(4):406–425. (In Russ.).
21. Volokhin Yu.G., Karabtsov A.A. Mineraly v uglerodistykh silitsitakh triasa Sikhote-Alinya = [Minerals in the Triassic carbonaceous silicites of the Sikhote-Alin]. *Lithologiya i Poleznye Iskopaemye.* 2016;(5):465–484. (In Russ.).
22. Kemkin I.V. Depositional environment of formation of the cherty rocks of the Sikhote-Alin Taukha terrain (on geochemical data). *Vestnik VSU. Series: Geology.* 2019;2:48–60. (In Russ.).
23. Faure G. Principles of Isotope Geology. New York: John Wiley & Sons; 1986. 520 p.
24. Lacan F., Tachikawa K., Jeandel C. Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data. *Chemical Geology.* 2012;300–301:177–184.

Научная статья  
УДК 549-1+549.02(571.63)  
DOI: 10.31857/S0869769824050074  
EDN: HPLQCSJ

## Сферические формы вещества в минеральных комплексах Приморья

П. П. Сафронов✉, С. О. Максимов, И. Ю. Чекрыжов

*Петр Петрович Сафронов*

кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
psafronov@mail.ru  
<http://orcid.org/0009-0001-2034-0833>

*Сергей Олегович Максимов*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
hangar7@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0001-7705-8524>

*Игорь Юрьевич Чекрыжов*

научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
chekr2004@mail.ru  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

**Аннотация.** Приводятся результаты изучения методами аналитической растровой электронной и оптической микроскопии разнообразных вещественных систем сферической, глобулярной морфологии. Исследованы их микроструктура и химический состав. Установлено несколько генетических типов сфероидов: космогенные железо-оксидные микросферы из мест падения Сихотэ-Алинского метеорита; близкие по составу, но безникелевые железо-оксидные сферулы из позднепермских базитов о-ва Попова и из позднеолигоценых кислых эксплозивных отложений Южного Приморья; сфероидные образования из континентальных Fe–Mn микрокорок; сферические алюмосиликатные и железо-марганцевые конденсатные глобулиты на поверхности газовых каналов и полостей в базальтах; микросфероиды кремнезема в ливкационных центрах кислого вулканического стекла; шаровидные конкреции-фрамбоиды пирита из углеродсодержащих осадков; наносферические образования в структуре благородного опала из месторождения Радужное (Приморье). Состав сфероидов предположительно метеоритного генезиса преимущественно магнетитовый с примесями Ni. Лишь некоторые из них имеют вюститовый (FeO) состав. Близким составом характеризуются и сфероиды из пирокластических пород, но в них отсутствует никель. Сфероиды, выявленные в риолитовых стеклах, имеют кварцевый состав и состоят из ядра и оболочки. Сфероиды, обнаруженные в рудных корках, характеризуются гидроалюмосиликатным и Fe–Mn составами. Последние часто содержат высокие концентрации Co, Ba, Se, иногда Pb – типовых элементов океанического рудогенеза. Распространены также моноцериянитовые (CeO<sub>2</sub>) и фосфатно-редкоземельные сферические образования. Идеальные шарики в благородном опале состоят из чистого кремнезема и молекул воды. При всем разнообразии

условий и сред образования сферических форм вещества управляющими механизмами являются силы поверхностного натяжения (в условиях жидких гетерогенных сред), фактор гравитации и конденсатные явления в условиях закрытых камер. Кооперативность процесса определяет единое состояние вещества и его морфологию.

**Ключевые слова:** сфероидальные образования, турбулентность, поверхностное натяжение, синергетика, самоорганизация, энергетическая выгодность

**Для цитирования:** Сафронов П.П., Максимов С.О., Чекрыззов И.Ю. Сферические формы вещества в минеральных комплексах Приморья // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 103–123.  
<http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050074>

Original article

## Spherical forms of matter in mineral complexes of Primorye

P. P. Safronov, S. O. Maksimov, I. Yu. Chekryzhov

*Petr P. Safronov*

Candidate of Sciences in Physics and Mathematics, Senior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[psafronov@mail.ru](mailto:psafronov@mail.ru)  
<http://orcid.org/0009-0001-2034-0833>

*Sergey O. Maksimov*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[hangar7@mail.ru](mailto:hangar7@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0001-7705-8524>

*Igor Yu. Chekryzhov*

Researcher  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
[chekr2004@mail.ru](mailto:chekr2004@mail.ru)  
<http://orcid.org/0000-0002-0319-8759>

**Abstract.** The results of studying various mineral systems of spherical and globular morphology using analytical scanning electron microscopy are presented. Their microstructure and chemical composition have been studied. Several genetic types of spheroids have been established: cosmogenic iron-oxide microspherules from the fall sites of the Sikhote-Alin meteorite; similar in composition, but nickel-free iron-oxide spherules from the Late Permian mafic rocks of Popov Island and from the Late Oligocene acidic explosive deposits of Southern Primorye; spheroid formations from continental Fe-Mn microcrusts – spherical aluminosilicate and ferro-manganese condensate globulites on the surface of gas channels and cavities in basalts, silica microspheroids in segregation centers of acidic volcanic glass; nanosphere formations in the structure of noble opal from the Raduzhnoe deposit (Primorye). The composition of the spheroids, presumably of meteorite origin, is predominantly magnetite with Ni impurities. Only a few of them have a wüstite composition (FeO). Spheroids from pyroclastic rocks are also characterized by a similar composition, but they lack nickel. Spheroids identified in rhyolite glasses have a quartz composition and consist of a core and a shell. Spheroids found in ore crusts are characterized by hydroaluminosilicate and Fe-Mn compositions. The latter often contain high concentrations of Co, Ba, Ce, and sometimes Pb, which are typical elements of oceanic ore genesis. Monoclinianite (CeO<sub>2</sub>) and phosphate-rare earth spherical formations are also common. The ideal beads in noble opal are composed of pure silica and water molecules. With all the variety of conditions and environments for the formation of spherical forms of matter, the controlling mechanisms

are surface tension forces (in conditions of liquid heterogeneous media), the gravitational factor and condensation phenomena in closed chambers. The cooperativity of the process determines the unified state of the substance and its morphology.

**Keywords:** spheroidal formations, turbulence, surface tension, synergetics, self-organization, energy benefit

**For citation:** Safronov P.P., Maksimov S.O., Chekryzhov I.Yu. Spherical forms of matter in mineral complexes of Primorye. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):103–123. (In Russ.).  
<http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050074>

## Введение

Сферичность форм природного вещества определяется проявлением разнообразных сил, и прежде всего поверхностного натяжения, которое стремится минимизировать поверхность по всем направлениям. Как известно, единственной формой, создающей при заданном объеме минимальную площадь замкнутой поверхности, является сфера. Молекулы поверхностного слоя жидкости обладают избыточной по сравнению с молекулами внутри жидкости потенциальной энергией. Согласно законам классической механики равновесному состоянию отвечает минимум поверхностной энергии, поэтому поверхность жидкости стремится приобрести сферическую форму, имеющую минимальную площадь. На планетарном уровне сферичность планет объясняется центростремительными силами гравитации, заставляющими вещество сжиматься по всем направлениям. Сферические, шаровидные формы – это единственный морфологический тип, присущий планетам.

При многолетних исследованиях преимущественно методами растровой электронной микроскопии различных природных минеральных комплексов установлена широкая распространенность сферических образований разнообразного состава и условий происхождения. Большинство подобных объектов имеет либо конденсатную природу, либо отвечает условиям переохлаждения и несмесимости. Основной целью настоящей работы являлось на примере разнообразных геологических комплексов показать выполнение главного физического принципа эволюции вещества при его фазовых переходах – стремление к минимизации энергетического потенциала, приобретению наиболее выгодной, устойчивой морфологии. Подобное явление особенно наглядно проявляется с переходом от макро- к микро- и нанообъектам, когда определяющее значение приобретает роль поверхностной энергии фаз. Этим обусловлена уникальность морфологии «микромира», часто доступная изучению только методами электронной и силовой (атомарной) микроскопии.

Наиболее полно изучены образования сферической формы эндогенной природы из различных геологических обстановок: микросферы в игнимбритовых комплексах Якутинской вулкано-тектонической структуры (Приморье) [1, 2], в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) [3, 4], в вулканогенных железных рудах Эл Лако (Чили) [5], в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги [6, 7, 8], в пирокластических продуктах кальдерного озера Баромби Мбо (Западный Камерун) [9], в гранитоидах Алтая [10], в вулканитах Южного Сихотэ-Алиня [11], в альпийских ультрамафитах Корякского нагорья [12], в эруптивных брекчиях Приазовского массива [13] и т.д. Состав этих образований может быть различным – от металлического и силикатного до смешанного.

Актуальность выполненных исследований заключается в расширении знаний об этих удивительных объектах, часто встречающихся на Земле и несущих генетическую информацию о геологических процессах. Научный интерес представляет проявление сферичности новообразований в различных геологических средах и уникальная когерентность системы, когда она ведет себя как единое целое и как если бы она была вместилищем действующих сил и каждая ее молекула была «информирована» о состоянии системы в целом согласно законам синергетики [14]. Фактически происходит пространственное клонирование первичной флуктуации с мгновенным образованием сферических форм по всему объему вещества.

В настоящей статье приведен обзор особенностей морфологии, размерности и химического состава сферических образований различных природных минеральных систем и сделана попытка объяснить механизм их образования.

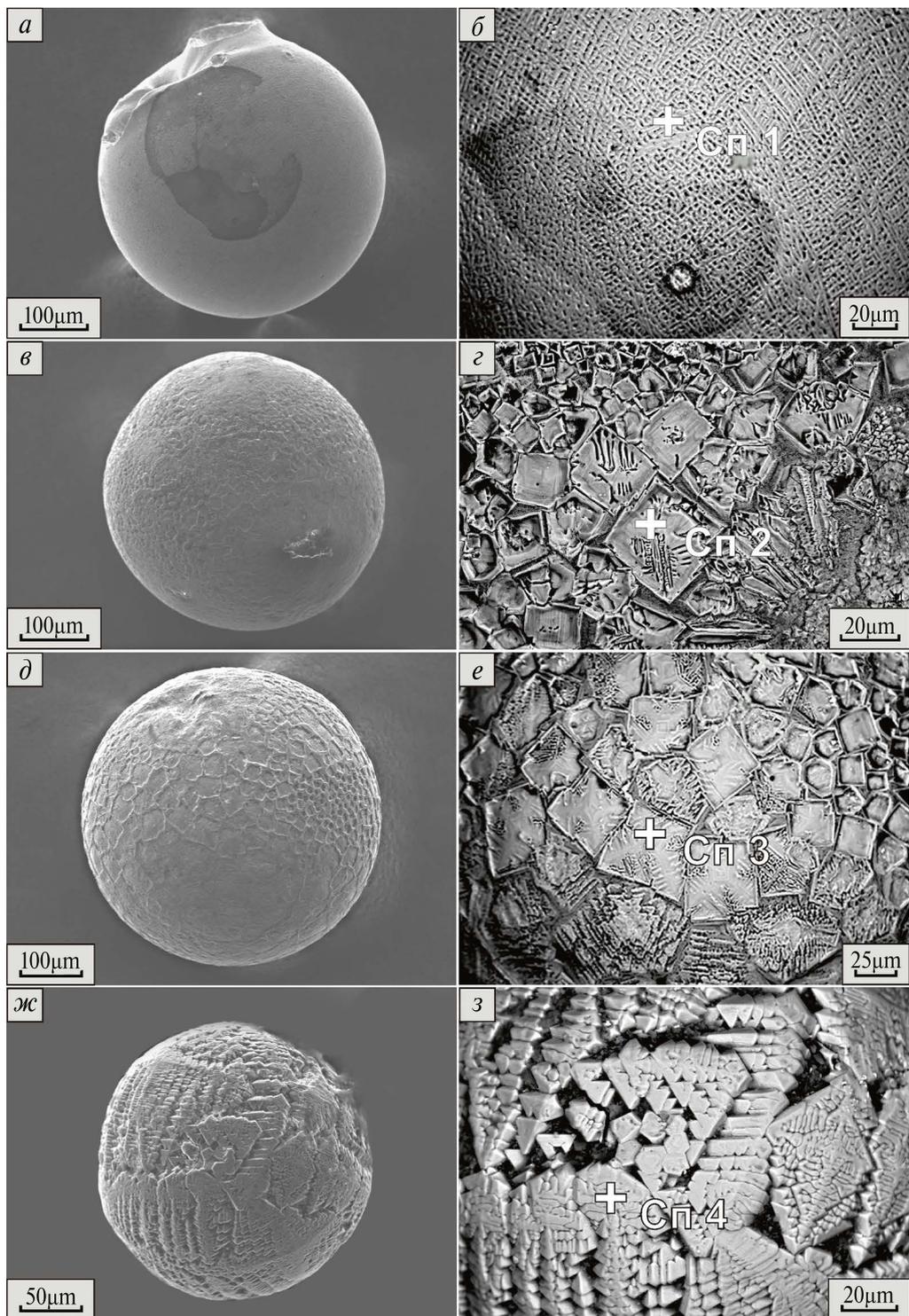


Рис. 1. Микроснимки Fe-оксидных сферул метеоритного происхождения и их микроструктуры: а, б – тонкостенная сферула; в–з – толстостенные сферулы. Сп1–Сп4 – точки ЭДР анализа. Фото а, в, д, ж получены во вторичных электронах; б, з, е, з – в упруго-рассеянных электронах

## Материал и методы исследования

В качестве материала для исследований использовались образцы, отобранные на различных геологических объектах Приморья. Исследования микроструктурных особенностей и элементного состава проводились методами оптической и растровой электронной микроскопии, а также рентгеноспектрального микроанализа на электронных микроскопах EVO 40XVP и EVO 50XVP (фирмы Carl Zeiss, Германия), оснащенных системами энергодисперсионного рентгеновского (ЭДР) анализа «INCA Energy» (фирмы Oxford instruments, Великобритания). Основная часть работ выполнялась в Центре электронной микроскопии Национального научного центра морской биологии имени А.В. Жирмунского ДВО РАН, часть – в Центре коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Образцы, не проводящие ток, подвергались напылению углеродом. Исследования выполнялись в режимах вторичных и упруго-рассеянных электронов и энергодисперсионного рентгеноспектрального (ЭДР) микрозондирования при различных увеличениях и ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ.

## Результаты исследования

### *Микросферулы метеоритного происхождения (Сихотэ-Алинь, Приморье)*

Fe-оксидные микросферулы метеоритного происхождения (предоставлены чл.-корр. РАН В.Г. Сахно из мест падения в 1947 г. Сихотэ-Алинского метеорита) подразделяются на два вида: с тонкой и толстой внешней оболочкой [15]. Эти полые металлооксидные образования характеризуются разнообразием микроструктур поверхности (рис. 1). Наиболее тонкостенные из них с толщиной оболочки  $d \sim 1-3$  мкм обладают субмикронной решетчатой структурой поверхности с заметно выделяющейся концентрической штриховкой (рис. 1, б). Толстостенные сфероиды сложены из микрокристаллитов, структурные формы которых различны: дендритовидные, пилообразно-скелетные, псевдокубические, псевдогексагональные, смешанные и др. (рис. 1, г, е, з). Состав сферул с тонкими внешними оболочками отвечает вюститу ( $\text{FeO}$ ), состав остальных сферул с более толстыми оболочками – магнетитовый ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Во всех образцах содержится примесь Ni ( $\sim 1-7$  мас. %) (табл. 1), что характерно для метеоритного вещества.

### *Микросферулы интрузивных образований острова Попова (Приморье)*

Изучена морфология микросферул из базитовых позднепермских интрузивов острова Попова (Приморье) [16]. Установлено, что большинство этих микрообъектов

Таблица 1  
Состав Fe-оксидных сфероидов метеоритного происхождения (рис. 1, Сп1–Сп4)

Элемент	Спектр							
	Сп 1 (рис. 1, б)		Сп 2 (рис. 1, г)		Сп 3 (рис. 1, е)		Сп 4 (рис. 1, з)	
	мас. %	ат. %						
O	21,86	49,48	26,51	57,07	25,73	54,81	27,82	57,49
Fe	73,49	47,65	72,13	42,17	69,89	42,65	64,66	38,29
Ni	4,65	2,87	1,37	0,76	4,38	2,54	7,52	4,22
Сумма	100,00		100,00		100,00		100,00	
Минерал	Вюстит		Магнетит		Магнетит		Магнетит	

отвечает идеальным сфероидам, реже наблюдаются слабо деформированные образования с микрократерными воронками и конусами. Их размеры колеблются от ~200 до ~700 мкм, при этом они обладают различной микроструктурой поверхности, но сходным магнетитовым составом (рис. 2, табл. 2). В одних частицах микроструктура состоит из относительно крупных блоков мозаики различной конфигурации (рис. 2, б), в других – из полиэдров сходных очертаний (рис. 2, з). Характерна также тонкая структура с концентрической направленностью (рис. 2, е). В остальных поверхность слагается дендритоидами и различных форм полиэдрами (рис. 2, ж, з). На поверхности ряда сфероидов установлены почти идеальные дендриты. Среди сфероидов встречаются пустотелые образования, толщина их оболочки обычно составляет около 20 мкм и выше. Другие сфероиды имеют толстые стенки.

Химический состав сфероидов удивительно однообразен и отвечает в основном магнетиту  $Fe_3O_4$  (табл. 2). Лишь в некоторых из них помимо оксида железа зафиксированы десятые доли процента марганца. Кроме того, в некоторых сфероидах встречаются ничтожно малые участки вюститового состава (FeO).

Следует отметить значительное сходство состава и микроструктур сферул из базитов о-ва Попова и эндогенных сферул, обнаруженных в игнимбритовых комплексах Якутинской вулcano-тектонической структуры Приморья [1], а также их безникелевый состав в отличие от космогенных сферул.

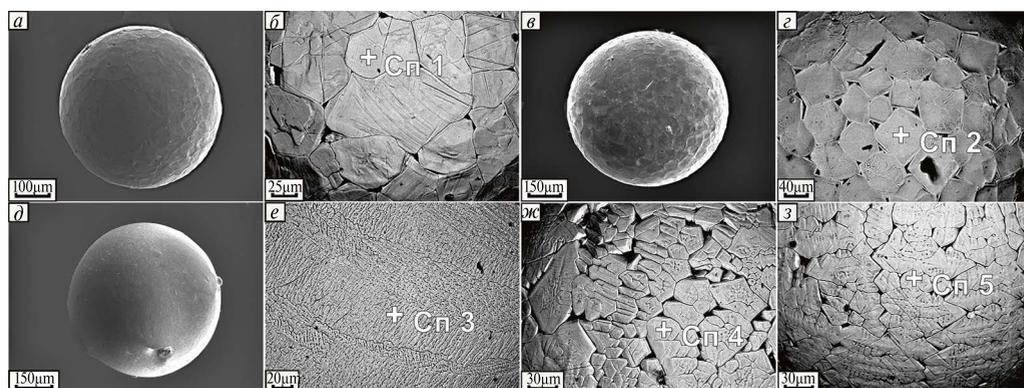


Рис. 2. Микроснимки сферул (а, в, д) и их микроструктуры поверхности (б, г, е, ж, з). Сп1–Сп5 – точки ЭДР анализа. Снимки а, в, д получены во вторичных электронах; снимки б, г, е, ж, з – в упругорассеянных электронах

Таблица 2

Состав Fe-оксидных сфероидов из базитовых комплексов острова Попова Приморья (рис. 2, Сп1–Сп5)

Элемент	Спектр (микроснимки)									
	Сп 1 (рис. 2, б)		Сп 2 (рис. 2, г)		Сп 3 (рис. 2, е)		Сп 4 (рис. 2, ж)		Сп 5 (рис. 2, з)	
	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %
О	27,64	57,15	27,86	57,40	27,62	57,11	27,66	57,17	27,63	57,14
Fe	72,36	42,85	71,40	42,15	71,65	42,45	72,34	42,83	72,37	42,86
Mn	–	–	0,74	0,44	0,73	0,44	–	–	–	–
Сумма	100,00		100,00		100,00		100,00		100,00	
Минерал	Магнетит		Магнетит		Магнетит		Магнетит		Магнетит	

### Микросферулы из эксплозивных образований Южного Приморья

В кайнозойских кислых эксплозивных образованиях Южного Приморья также обнаружены микросферулы железо-оксидного состава размером 300–400 мкм (рис. 3, *a*). Их верхняя оболочка состоит из полиэдров, либо полиэдров и дендритовидных образований (рис. 3, *б*), что указывает на быструю раскристаллизацию расплава при охлаждении. Состав этих сфероидов отвечает магнетиту  $Fe_3O_4$  (табл. 3, Сп1).

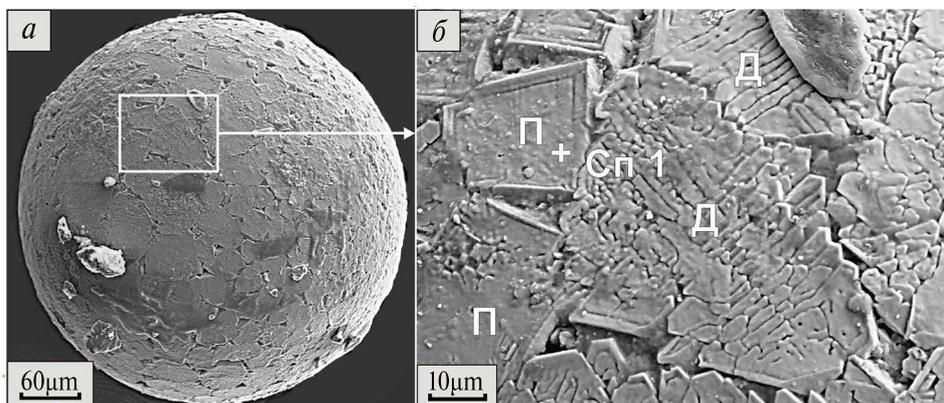


Рис. 3. Микроснимки Fe-оксидной сферулы (*a*) и ее микроструктуры (*б*), состоящие из полиэдров (П) и дендритоидов (Д). Сп1 – точка ЭДР анализа. Снято во вторичных электронах

Таблица 3

Состав сферулы из пирокластических пород Южного Приморья (рис. 3, Сп1)

Ед.	O	Mg	Al	Si	Mn	Fe	Сумма
Мас. %	27,85	1,70	0,65	0,38	0,35	69,08	100,00
Ат. %	56,31	2,26	0,78	0,44	0,20	40,01	

В этих же породах встречены сферические и эллипсоидальные образования с относительно гладкой поверхностью, имеющие смешанный алюмосиликатно-металлический состав (рис. 4, Сп1, Сп2; табл. 4). Самые мелкие из них размером в несколько микрометров обнаружены на поверхности Fe-оксидных сферул (рис. 4, *a*, *б*). Соотношение в подобных образованиях главных химических элементов имеет необычный для природных земных расплавов (нестехиометричный) состав (табл. 4).

В палеогеновых кислых вулканических породах Приморья присутствуют сфероиды, распределенные в стекловатой матрице (рис. 5, *a*). Они состоят из ядра округлой формы и обрамляющей его сферической оболочки (рис. 5, *б*). Диаметр ядра колеблется от 7–8 до 20–25 мкм. У некоторых сфероидов ядра вообще не просматриваются. Ширина оболочек варьирует в пределах 8–25 мкм. Ядро состоит из микрокристаллической массы, упакованной в шар. Здесь отмечены примеси Cl и Na (Сп1). Скорее всего, ядро состоит из мелкодисперсной смеси кварца  $SiO_2$  и галита NaCl, служившего затравкой (солевая рапа) при подобном ликвационном расслоении расплава. Сфероидальная оболочка имеет весьма плотную структуру и состоит из беспримесного кремнеземистого агрегата (Сп2).

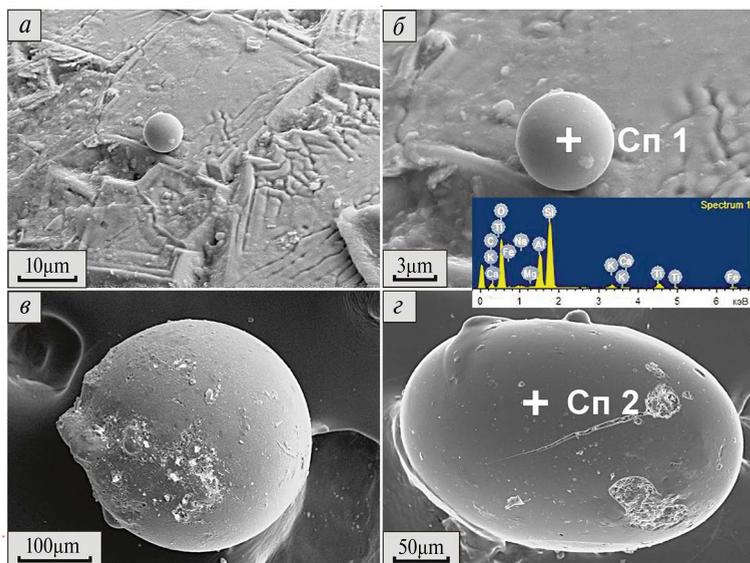


Рис. 4. Микроснимки алюмосиликатных шариков: *а* – шарик на поверхности крупного Fe-оксидного сфероиды; *б* – он же при большем увеличении; *в* – алюмосиликатный шарик; *г* – эллипсоидальное железо-алюмосиликатное образование; Сп1 и Сп2 – точки ЭДР анализа. Спектр 1 показан на рисунке. Снято во вторичных электронах

Таблица 4

Состав эллипсоидного образования (рис. 4, Сп2)

Ед.	O	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Сумма
Мас. %	48,42	0,69	1,23	9,51	23,90	0,27	1,32	6,11	0,46	8,09	100,00
Ат. %	64,95	0,65	1,08	7,57	18,26	0,18	0,73	3,27	0,21	3,11	

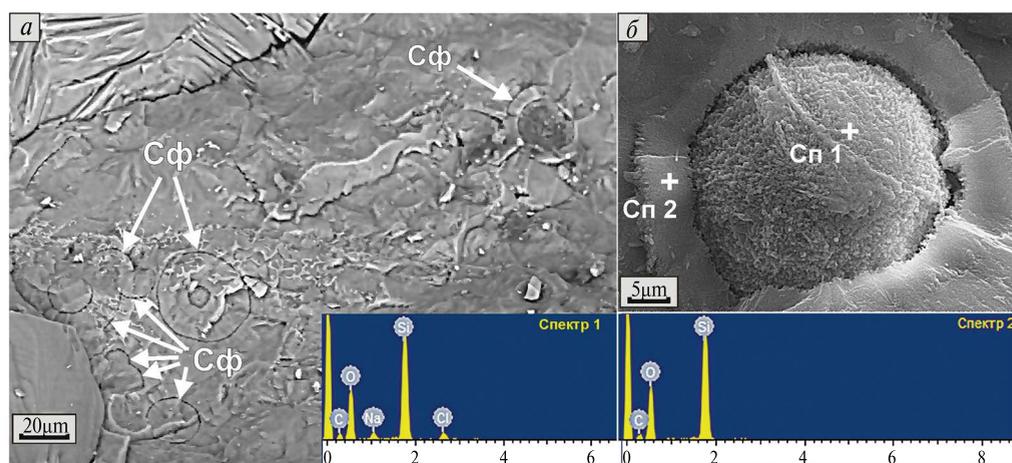


Рис. 5. Сфероидные образования (Сф) в стекловатой вулканической породе (*а*) и отдельный препарированный индивид (*б*) с точками ЭДР анализа Сп1 и Сп2. Снято во вторичных электронах

## **Сферические формы вещества в газовых полостях и полостях флюидного углекислотного выщелачивания**

Исследованы продукты флюидной углекислотной деструкции широкого спектра силикатных пород (базальтов, риолитов, зеленых сланцев), представленные гидроалюмосиликатным матриксом и железомарганцевыми, первично коллоидными, стяжениями, корками, микроконкрециями конденсатной природы, обогащенными Co, Ni, Ba, Ce, Pb [17, 18, 19]. В них установлены сфероидальные и близкие к ним по структуре обособления, размерностью от ~1–5 до 100–200 мкм. Интересен агрегат (рис. 6), состоящий из множества сросшихся сфероидов Co–Ni–Fe–Mn–O состава (табл. 5), выполняющий газовые полости в базальтах Борисовского вулкана (Западное Приморье).

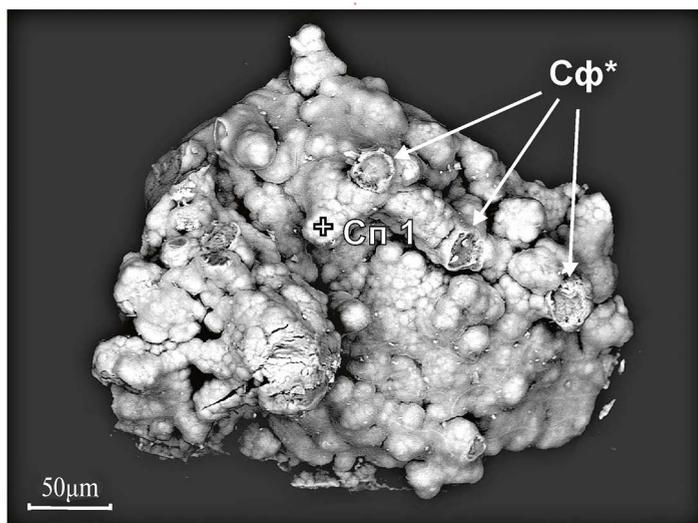


Рис. 6. Глобулярная структура Co–Ni–Fe–Mn–O корки по аргиллизированному базальту. На некоторых сфероидах (Сф\*) деформирована внешняя оболочка и обнажено ядро. Снято в упруго-рассеянных электронах

Таблица 5

**Состав Co–Ni–Fe–Mn–O корки по аргиллизированному базальту (рис. 6, Сп1)**

Ед.	O	F	Mg	Al	Si	S	Ca	Mn	Fe	Co	Ni	Сумма
Мас. %	32,98	1,93	1,83	8,54	9,27	0,23	2,23	29,68	8,14	1,48	3,69	100,00
Ат. %	55,39	2,73	2,03	8,51	8,87	0,19	1,49	14,52	3,92	0,67	1,69	

Встречаются континентальные железомарганцевые корки, стяжения, состоящие из сфероидальных выделений Co–Fe–Mn–O и Co–Ni–Fe–Mn–O состава, покрытых густой сетью жгутиковых новообразований аналогичного состава (рис. 7).

Среди кобальто-никелевых Fe–Mn корок, развитых по базальтам Борисовского вулкана, распространены разновидности, где первично коллоидное вещество, образует агрегат сросшихся сфероидальных образований с порфиоровыми выделениями кристаллов гидрооксидов, близких по составу голландиту (Co–Ni–Ba–Fe–Mn–O) (рис. 8, табл. 6) и в целом подобных составу основной матрицы.

В полостях газовых каналов в базальтах Барановского вулкана установлены участки конденсатного отложения площадью ~400–500 мкм с микро- и наноглобулярными новообразованиями гидроалюмосиликатного и металл-гидрооксидного состава (рис. 9, а).

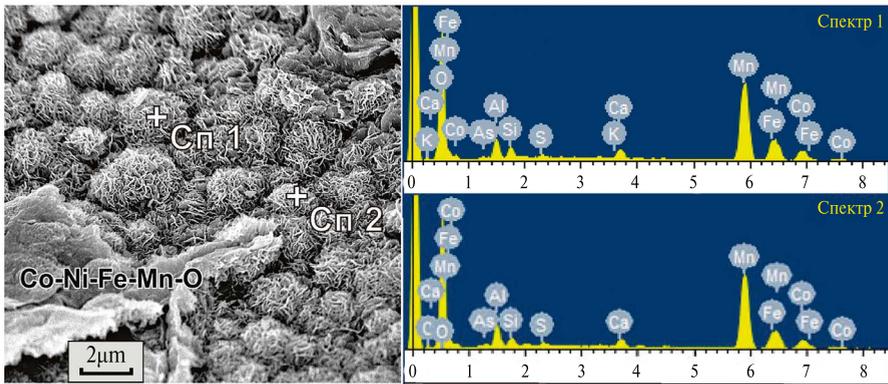


Рис. 7. Микроснимок участка кобальтоносной железомарганцевой корки по базальту, образованной тесно скомпонованными сфероидами, состоящими из ядра и внешней моховидной оболочки. На матрице отложилось Co–Ni–Fe–Mn-гидрооксидное вещество. Сп1 и Сп2 – точки ЭДР анализа. Снято в упруго-рассеянных электронах

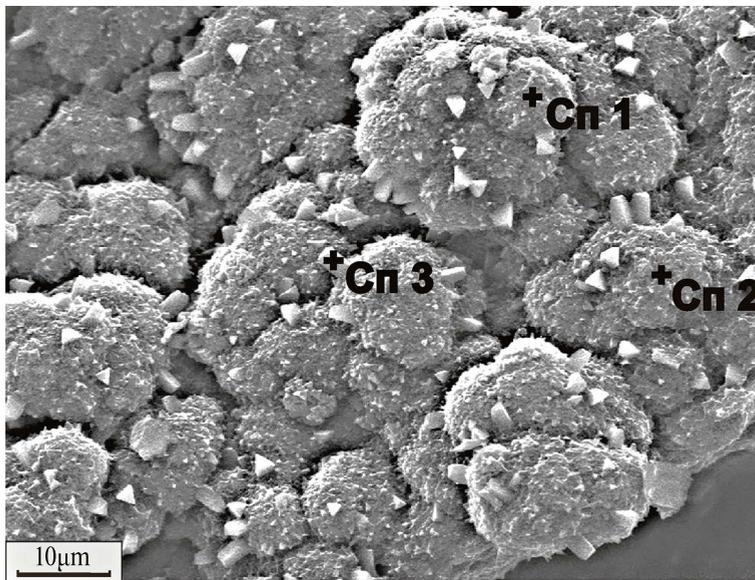


Рис. 8. Сфероидальные микрообразования Ni–Co–Ba–Fe–Mn-гидрооксидной корки с порфиroidной структурой. Сп1, Сп2 и Сп3 – точки ЭДР анализа. Снято во вторичных электронах

Таблица 6

**Элементный состав Ni–Co–Ba–Fe–Mn-гидрооксидной корки, состоящей из сфероидальных образований и порфиroidных выделений голландита (рис. 8, Сп1, Сп2, Сп3)**

Спектр	Ед.	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe	Co	Ni	Ba	Сумма
1	Мас. %	39,98	3,42	1,40	1,94	0,45	1,99	44,40	1,78	1,19	1,11	2,33	100,00
	Ат. %	67,21	3,78	1,40	1,85	0,31	1,34	21,74	0,86	0,54	0,51	0,46	
2	Мас. %	33,43	3,59	0,79	0,98	0,45	2,10	50,35	2,00	2,05	1,26	2,99	100,00
	Ат. %	61,54	4,35	0,86	1,03	0,34	1,54	26,99	1,05	1,02	0,63	0,64	
3	Мас. %	37,94	4,28	0,81	0,78	0,72	2,39	48,59	1,26	1,17	0,96	1,10	100,00
	Ат. %	65,25	4,84	0,82	0,76	0,51	1,64	24,33	0,62	0,55	0,45	0,22	

При увеличении видно, что микрокорки состоят из микросфероидного агрегата широкого размерного ряда от  $\sim 2$  мкм до 20–50 мкм (рис. 9, б–д). Участок 1 – состав Fe–Mn-гидрооксидный с примесями Ba и Ce (табл. 7, Сп1, Сп2). Участок 2 на том же рисунке имеет гидроалюмосиликатный состав с повышенным содержанием Mn и Fe (табл. 7, Сп3, Сп4). Кроме того, в газовой полости базальта (рис. 9, а) наблюдается участок 3 с выделениями микро-, наноглобулярного Ce–Co–Ba–Fe–Mn-гидрооксидного конденсата. Среди массы субсферических выделений Fe–Mn-гидрооксидного состава размером от долей микрометра

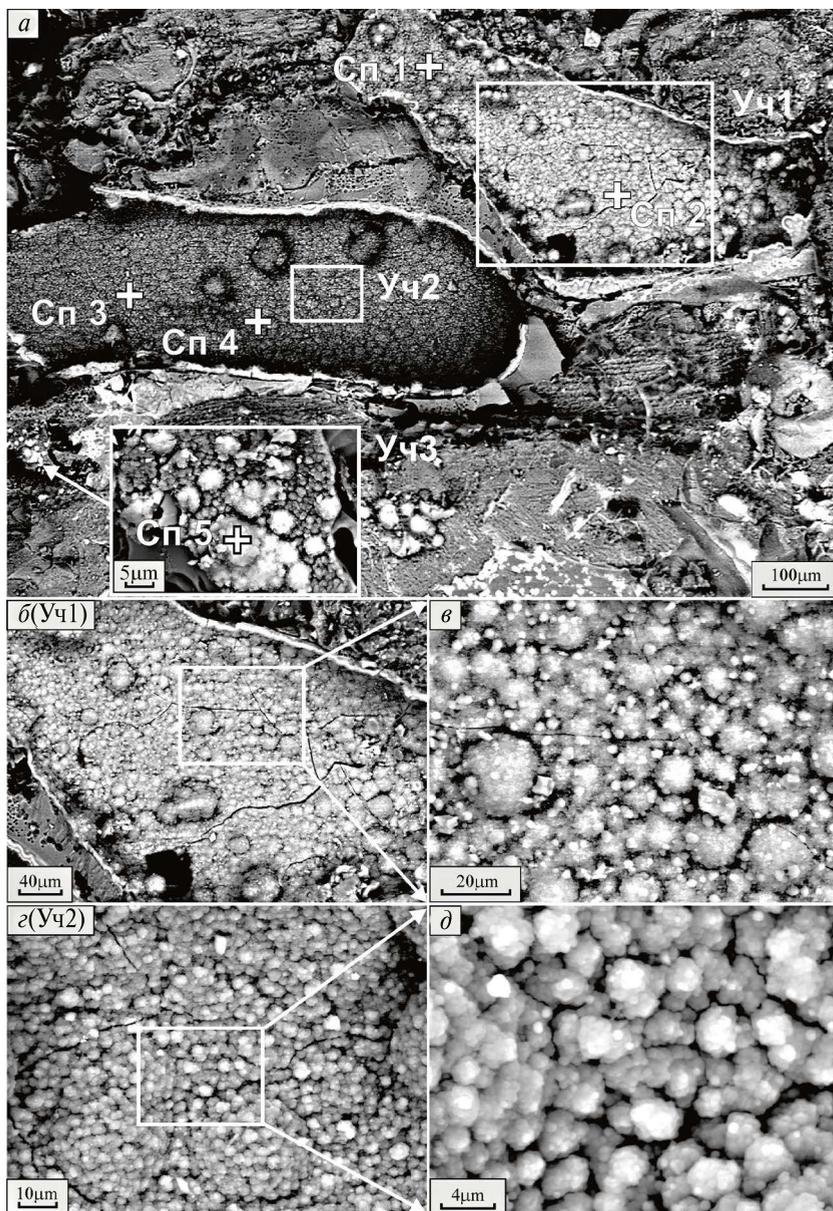


Рис. 9. Микроснимки полости газового канала в базальте, выстланного микро- и наноглобулярными новообразованиями гидроалюмосиликатного и металл-гидрооксидного состава: а – общий вид полости с выделенными для изучения участками Уч1, Уч2, Уч3; б(Уч1) – участок 1 при большем увеличении, в нем выделен участок, показанный при большем увеличении на снимке е; в(Уч2) – участок 2 при большем увеличении, в нем выделен участок, показанный при большем увеличении на снимке д; Участок 3 – микро-, наноглобулярный Ce–Co–Ba–Fe–Mn-гидрооксидный конденсат. Сп1–5-0 Сп5 – точки проведения ЭДР анализов. Снято в упруго-рассеянных электронах

Составы глобулярных выделений в полости газового канала (рис. 9, Сп1–Сп5)

Спектр	O	F	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Co	Ba	Ce	Сумма
Состав, мас. %															
1	29,92	–	–	8,64	12,57	0,77	0,50	1,67	3,27	24,95	11,81	–	4,65	1,25	100,00
2	25,03	1,05	–	7,00	11,75	0,65	–	2,00	4,30	26,30	14,57	–	4,56	2,80	100,00
3	55,61	–	0,40	16,94	18,45	–	0,22	0,36	0,32	6,28	1,42	–	–	–	100,00
4	52,22	–	0,48	17,11	18,51	–	0,51	0,46	0,56	8,70	1,45	–	–	–	100,00
5	31,62	–	–	3,95	6,34	0,59	–	1,35	1,25	38,09	7,20	1,29	6,52	1,81	100,00
Состав, ат. %															
1	53,53	–	–	9,16	12,81	0,71	0,37	1,19	1,95	13,00	6,05	–	0,97	0,25	
2	48,12	1,69	–	7,98	12,87	0,65	–	1,53	2,76	14,73	8,03	–	1,02	0,62	
3	70,39	–	0,34	12,71	13,30	–	0,11	0,18	0,14	2,32	0,51	–	–	–	
4	68,04	–	0,41	13,22	13,74	–	0,27	0,24	0,24	3,30	0,54	–	–	–	
5	59,32	–	–	4,40	6,77	0,58	–	1,01	0,78	20,81	3,87	0,66	1,43	0,39	

до 2–4 мкм встречаются более крупные обособления размером ~6–10 мкм, содержащие Се, Со и Ва (табл. 7, Сп5).

Следует отметить, что тенденция к образованию сферических форм в Fe-Mn первично коллоидных корках – широко распространенное явление. На рис. 9, з, д показаны типичные участки с многочисленными сфероидальными образованиями в одной из базальтовых полостей. Здесь на матриксе, состоящем из плотно сросшихся наноглобул, расположены многочисленные более крупные глобулы гидроалюмосиликатного состава.

Приведенный пример флюидной деструкции остывающего базальтового расплава отражает уникальное явление, когда в относительно закрытой системе при взаимодействии флюид–порода, за счет базальтового вещества образуется рудный коллоидный конденсат, близкий по составу типовым океаническим кобальтоносным Fe-Mn коркам, фактически представляя модель океанического рудогенеза с учетом дальнейшего рециклинга образовавшегося рудного вещества через толщу океанических вод [19].

Из других типов сферических новообразований отметим глобулярные конденсатные выделения аморфного кремнезема на поверхности щелочного базальта (рис. 10). Здесь же присутствует глобула солевой фазы  $\text{Na}_{0,73}\text{K}_{0,27}(\text{Cl}_{0,98}\text{P}_{0,02})$ .

Церианитовые ( $\text{CeO}_2$ ) субсфероидальные выделения распространены в аргиллизированном матриксе зеленых сланцев из фундамента Павловского угольного месторождения (рис. 11, а). Размеры этих частиц колеблются от ~4 мкм до первых сотен нанометров. Их состав (табл. 8, Сп1) высокоцериевый с концентрацией Се до 37,31 мас.%. Здесь же встречены обособленные идеальные шарики, состоящие из гидроксидов редкоземельных элементов La и Се (рис. 11, б).

В полостях выщелачивания углекислотно аргиллизированных базальтов на Гусевском месторождении каолина (Южное Приморье) распространены смектитовые сфероидные агрегаты, состоящие из ядра и относительно тонкой оболочки (рис. 12, а). Их размеры варьируют в диапазоне от ~5–10 мкм до ~60–80 мкм. Установлены также скопления шаровидных частиц смектит-сидеритового состава (рис. 12, б; 13, в).

Встречаются участки рудных корок площадью в несколько десятков сантиметров, состоящие из слившихся относительно крупных сфероидов широкого размерного ряда (рис. 13, а). В кайнозойских туфогенно-осадочных отложениях усть-суйфунской свиты (Южное Приморье) установлены Се-Fe-Mn-гидроксидные микроконкреции в виде сфероидов диаметром до первых миллиметров (рис. 13, б).

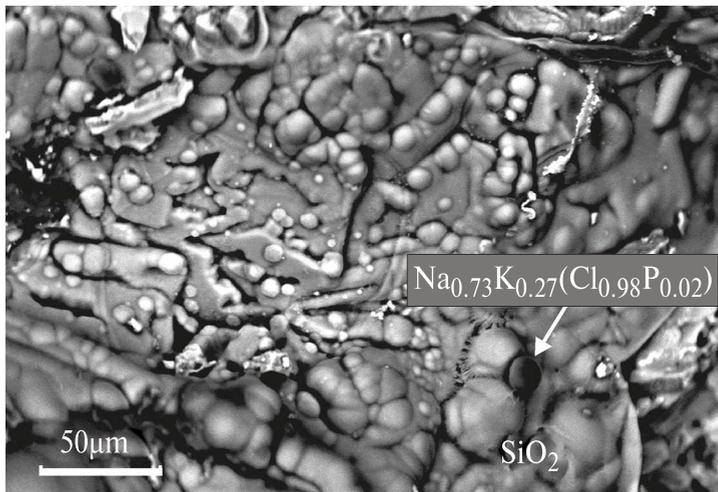


Рис 10. Глобулярные образования конденсата аморфного кремнезема на поверхности щелочного базальта (Борисовский вулкан). Зафиксирована глобула галоидной солевой фазы  $\text{Na}_{0,73}\text{K}_{0,27}(\text{Cl}_{0,98}\text{P}_{0,02})$ . Снято в упруго-рассеянных электронах

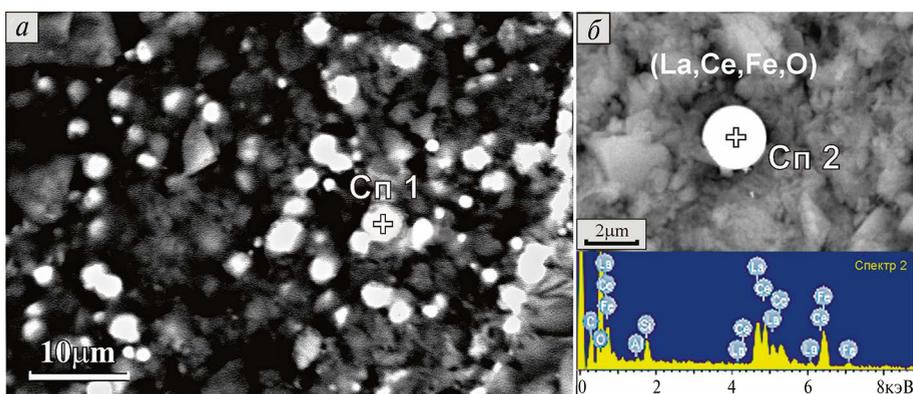


Рис. 11. Церианитовые ( $\text{CeO}_2$ ) сферические выделения в аргиллизированном матриксе зеленого сланца (область Павловского угольного месторождения) (а); б – шарик La-Ce-Fe-гидрооксидного состава в гидроалюмосиликатной матрице, внизу его ЭДР спектр. Снимки (а) и (б) в упруго-рассеянных электронах

Таблица 8

Состав церианитовых выделений в аргиллизированном матриксе зеленых сланцев (рис. 11, а, Сп1)

Спектр	Ед.	O	Al	Si	P	Ca	Mn	Fe	Ni	Ce	Сумма
1	Мас. %	34,74	11,79	12,04	0,89	0,41	1,67	1,12	0,03	37,31	100,00
	Ат. %	63,99	12,88	12,63	0,85	0,30	0,89	0,59	0,02	7,85	

### *Сферические фрамбонды пирита*

В Fe-сульфатном, частично гидратированном матриксе алюмосиликатного состава из углеродсодержащих кайнозойских отложений Приморья, встречены целые поля



Рис. 12. Сметитовые сфероидные агрегаты из полостей в углекислотно аргиллизированном базальте (а); б – шаровидные выделения сметит-сидеритового состава (Гусевское месторождение каолина). Снимок (а) получен в оптических лучах, снимок (б) – во вторичных электронах

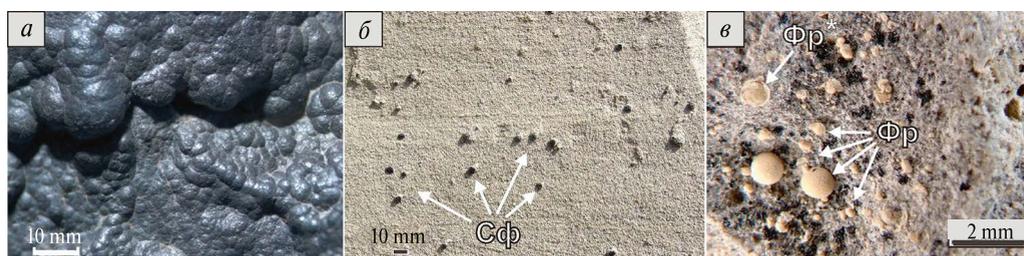


Рис. 13. Сферические формы в различных вещественно-минеральных комплексах: а – морфология гетит-алюмо-ферросигитовой фосфор-ванадиевой корки из полостей выполнения (Павловское угольное месторождение); снимок получен на световом микроскопе; б – сфероиды (Сф) зарождающихся Се-Fe-Mn-гидрооксидных микроконкреций в кайнозойских туфогенно-осадочных отложениях; в – фрамбониды (Фр) карбонат-монтмориллонитового состава в углекислотно аргиллизированном базальте (Гусевское месторождение каолина). Снято на световом микроскопе

(~200–300 мкм<sup>2</sup>) скоплений изометрических, почти округлых частиц пирита размером от нескольких сотен нанометров до 1–2 мкм (рис. 14, а). Среди этого множества выделений пирита наблюдаются шаровидные и близкие к ним образования фрамбонидов размером от 10 до 25 мкм (рис. 14, а, б). Природная сборка кристалликов пирита FeS<sub>2</sub> в шаровидные образования ранее отмечалась во многих работах, например [20, 21]. Фрамбониды пирита

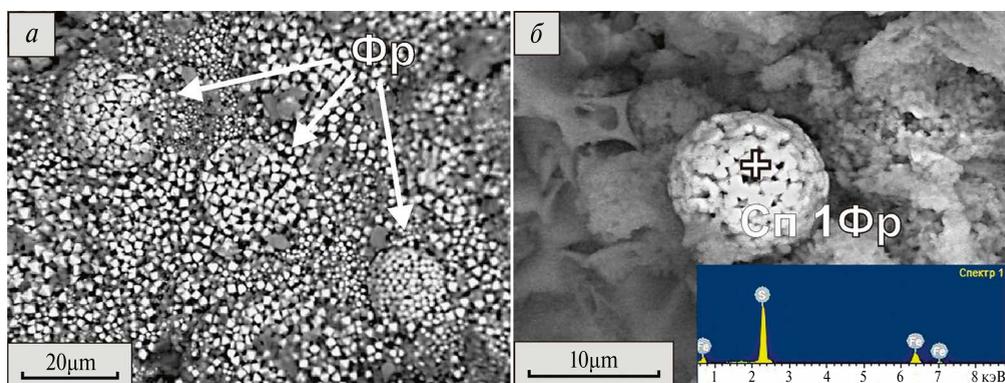


Рис. 14. Фрамбониды пирита (Фр) среди массовых выделений микрокристалликов пирита (а); б – обособленный фрамбонид пирита с точкой ЭДР анализа Сп1. Снято в упруго-рассеянных электронах

часто встречаются в почвах и различных осадочных породах и считаются продуктами бактериальной или термохимической сульфат-редукции [21].

### ***Сферическая наноструктура благородного опала***

Изучено внутреннее строение благородного опала месторождения Радужное, (Приморье) [22, 23]. На электронном микроскопе зафиксирована наноглобулярная структура этого минерала (рис. 15). Наблюдается закономерное послойное строение кристалла. Каждый слой в нем состоит из множества шариков, имеющих одинаковые размеры  $\sim 170$  нм в диаметре.

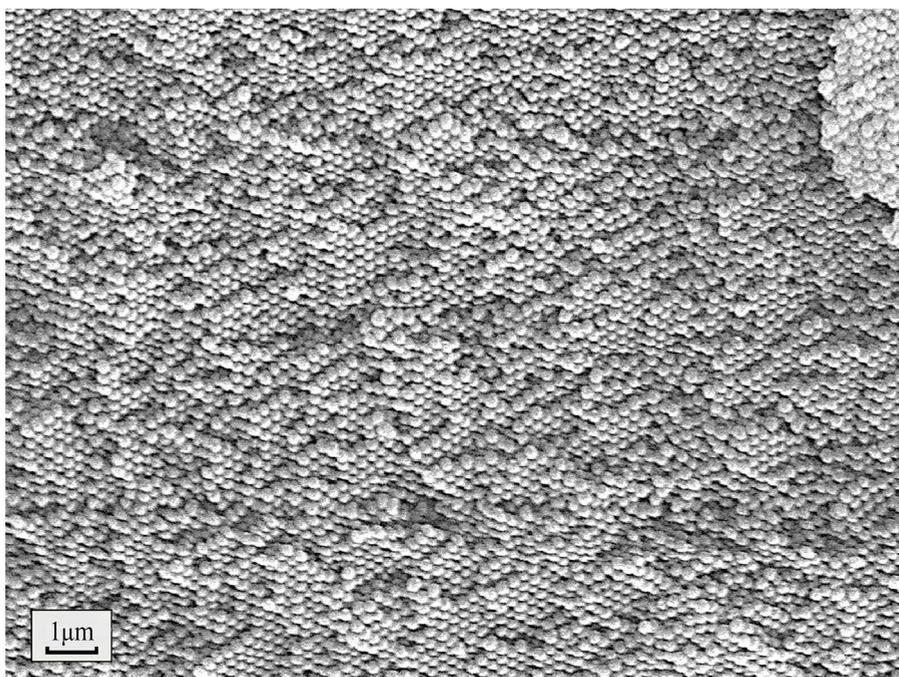


Рис. 15. Микроструктура благородного опала. Снято во вторичных электронах. Образец предоставлен д.г.-м.н. С.В. Высоцким

### **Обсуждение результатов**

Исследование сферических форм вещества показало существование различных генетических групп сфероидов. Среди почти двух десятков рассмотренных типов первый имеет космическое происхождение, остальные – земное. Их генезис различный, хотя механизмы образования могут быть сходными и с точки зрения энергетической выгоды сферических форм они подобны. При этом в группе земного происхождения для каждого из видов сферических образований четко проявлены свои особенности микроморфологии, обусловленные различным составом вещества и разными физико-химическими условиями. Согласно [14, 24–28] массовое образование частиц сферической формы отражает элементы самоорганизации вещества.

Для объяснения генезиса микросферул Fe-оксидного состава из мест падения Сихотэ-Алинского метеорита обратимся к физическому понятию турбулентности, возникающей в газовых, жидких либо гетерофазных средах. Впервые количественные условия перехода к турбулентности были экспериментально исследованы О. Рейнольдс в 1883 г. [29] при изучении течения воды в трубах. В дальнейшем вопросами турбулентности в различных средах занимались многие ученые [30–33].

Отметим, что эти полые металлооксидные образования имеют разную толщину внешних оболочек, т.е. подразделяются на тонкостенные и толстостенные (рис. 1), и обладают разным составом (табл. 1): первые имеют вюститовый состав  $\text{FeO}$ , вторые – магнетитовый  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Кроме того, они характеризуются разнообразием микроструктур поверхности. У одних сферул она относительно гладкая, у других обладает мозаичной микроструктурой (рис. 1, б, г, е, з). Установленные для этих двух групп сфероидов признаки – разная толщина оболочек, характер их морфологического строения и специфический состав позволили реконструировать генезис этих округлых частиц. По-видимому, эти сферулы образовались при столкновении раскаленного железного метеорита с Землей или с ее относительно плотной атмосферой. Тонкостенные сфероиды с решетчатой микроструктурой и концентрической штриховкой, обладающие вюститовым составом, вероятно, образовались во время удара метеорита путем разбрызгивания «раскаленной» его периферической части, наиболее жидкой и менее вязкой поверхностной оболочки. Жидкие капли в виде «мыльных пузырей» отделялись от метеорита и разлетались с высокой кинетической скоростью. При их движении в воздушной среде в зоне их полета возникала турбулентность (завихрения) воздушных масс, приводящая к вращению капель, вследствие чего последние приобрели практически идеальную шаровидную форму. Двигаясь далее с высокой линейно-вращательной скоростью в воздушной среде, шарики окислялись, быстро охлаждались и закаливались с фиксацией возникшего микрорельефа поверхности и соответствующего оксидного состава железа. Толстостенные сфероиды с мозаично-кристаллитным строением и магнетитовым составом произошли примерно таким же способом, но их источником служили относительно более глубокие слои метеорита, не прогретые до температуры плавления и, следовательно, обладавшие большей вязкостью. Подвергнутые абляции «полужидкие» частицы (капли) имели более толстые стенки, обладали существенно большей массой, чем тонкостенные, и поэтому остывали после отрыва во время движения в воздушной среде гораздо дольше, что и обусловило особенности их микроструктур и значительно большую степень окисленности (до  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Во всех изученных образцах содержится ~1–7 мас. % Ni – дополнительное свидетельство их космического (метеоритного) происхождения. Безусловно, другая часть сфероидов возникла в результате сдувания капель с раскаленной поверхности метеорита (абляции [34]) еще на стадии его приближения к земной поверхности. Наличие мозаичной микроструктуры на поверхности шариков (сфероидов) указывает на их расплавленное происхождение.

Fe-оксидные сфероиды из позднепермских базитов о-ва Попова (рис. 2) и из кайнозойских кислых эксплозивных образований Южного Приморья (рис. 3) подобны сферулам, обнаруженным в игнимбритовых комплексах Якутинской вулкано-тектонической структуры Приморья [1] и, видимо, так же как и последние, имеют эндогенный генезис. По сравнению с космогенными сферулами (рис. 1), они, обладая почти аналогичной микроструктурой поверхности (рис. 2, 3) и сходным химическим составом, не содержат никель.

Показательно, что все изученные сфероиды, несмотря на их образование в различных природных средах, имеют близкие размерные параметры в несколько сотен микрометров, что также может указывать на сходный механизм (но, вероятно, не природу) образования. С другой стороны, находки подобных сферул в кислых вулканических породах [1, 2], в вулканических пеплах Камчатки [6], как и в тефроидных отложениях усть-суйфунской свиты Южного Приморья в ассоциации с нестехиометричной алюмосиликатно-железо-титанистой фазой, предполагают и иной их генезис. В литературных источниках для различных природных ассоциаций часто приводятся данные о парагенезисе магнетитовых сферул с силикатными шариками, эллипсоидами колбочками стекла подобного экзотического состава. Природа их образования лежит, по-видимому, в основе единого механизма формирования и металлических сферул и может быть обусловлена кавитационными явлениями, согласно [35]. В экспериментах, проведенных с базальтами, в результате их резкого шокового перегрева в высокобарической области также обнаружено интересное явление массового образования подобных сфероидов железа [36].

Механизмы ликвационного распада силикатных расплавов с формированием характерных глобулярных структур хорошо изучены экспериментально при исследованиях природных и технических стекол и также свидетельствуют о выполнении определяющего физического закона: минимизации поверхности двух несмешивающихся жидкостей, приобретении ими или одной из них сферических форм.

Сфероидальные формы установлены в Fe–Mn рудных корках континентального генезиса, образованных по различным силикатным породам в процессе их флюидной (углекислотной) деструкции (аргиллизации) (рис. 6–13). Распространенность сферических форм в подобных образованиях отражает конденсатную природу отложения вещества в полостных камерах, кавернах. Одновременно специфическая микроструктура поверхности этих гидрооксидных и алюмосиликатных сферических новообразований с развитием волокнистых, игольчатых, жгутиковых форм фиксирует переохлажденное состояние и, соответственно, рост скелетных форм кристаллов. Подобные рудные гидрооксидные конденсаты характеризуются кобальтоносным железомарганцевым составом, иногда с высокими содержаниями церия и бария.

Встречаются относительно крупные глобулярные агрегаты Co–Ba–Fe–Mn гидрооксидного состава (~1–2 мм), состоящие из целой группы слившихся между собой сфер, размеры которых варьируют в широком диапазоне – от нескольких сотен микрометров до 2–5 мм (рис. 13, а). Формирование таких структур происходит, вероятно, по следующему механизму. Сначала возникает несколько центров конденсации вещества, из которых растут сферулы. Но при высокой скорости его притока начальные шарики не успевают вырасти до больших размеров. На их внешней оболочке возникают новые центры нуклеации, из которых вырастают подобные микросферы, и этот процесс продолжается до тех пор, пока не прекратится приток вещества, либо пока не изменятся P–T условия.

Сферичность, глобулярность вещества – характерная структурная особенность для испытанных ликвацию, высокофлюидизированных кислых вулканических пород. Причем она создается мгновенно по всему объему. Устанавливается размерный шаг зарождения центров глобулей, как будто их нуклеация задается дальнедействующими силами. При ликвационном распаде расплавов важную роль в определении сферичности играет такая физическая функция, как краевой угол смачивания. При его величине более 60° ликвирующая фаза приобретает сферическую форму.

Особый класс округлых образований установлен в полостях базальтовых пород (рис. 9, 12, 13, а), возникающих в результате газовой продувки либо флюидной деструкции, аргиллизации базальтового вещества под воздействием наложенных процессов углекислотного выщелачивания с массовым образованием свободного пространства. Это происходит в неравновесных условиях при интенсивном взаимодействии флюид–порода, экстракции компонентов из базальтовой матрицы и поступлении вещества извне в составе флюида. Отложение конденсата осуществляется на стенках полостей с проявлением минимизации поверхностной энергии образующихся фаз, приобретением ими сферичности.

Главную роль в образовании сферических, глобулярных структур играет энергетическая выгода процесса, так как сфера является прямым отражением стремления вещества к минимизации поверхностной энергии. Отметим также, что по мере уменьшения размерности конденсатных новообразований их морфология приобретает все более идеальные сферические формы. Наиболее наглядно законы синергетики проявлены на примере кристаллической структуры благородного опала (рис. 15). Здесь хорошо видна слоистая структура этого минерала, причем каждый слой состоит из идеальных плотно упакованных шариков. При кристаллизации минерала происходит фрактальное развитие объекта с повторением структур (упорядочением) и увеличением его размера. В целом фрактальность относится к любому типу кристаллов. Фактически идет копирование и клонирование кристаллической ячейки. Важен и другой пример самоорганизации вещества. Скопления микрофаз пирита, имеющих часто идеально сферические формы (рис. 14, а), самоорганизуются в более крупные подобные сферические образования (фрамбониды) размером ~10–25 мкм и более, иногда распределенные в матрице с определенным шагом в несколько десятков микрометров.

## Заключение

Методами главным образом аналитической растровой электронной микроскопии охарактеризованы разнообразные сферические формы вещества из различных вещество-минеральных комплексов Приморья. Распространенность глобулярных структур и дисперсных сфероидов, образовавшихся в нестационарных условиях, связанных с флюидной

деструкцией, конденсатным отложением вещества, а также в высокодисперсных средах, обладающих огромной поверхностной энергией, свидетельствует, что главный управляющий механизм сферичности для подобных систем определялся энергетической целесообразностью – минимизацией энергетического потенциала для приобретения наиболее стабильного устойчивого состояния. На примере исследованных природных объектов отчетливо проявляется и другой природный механизм – стремление к самоорганизации: агрегированию, укрупнению возникших микрочастиц, в данном случае глобулярного вещества. В принципе он лежит в основе главного рудообразующего процесса и также отражает стремление к минимизации энергетического потенциала, приобретению стабильного состояния выделившихся из кристаллических решеток минералов рудных элементов-примесей, рудных кластеров. Увеличение массы вещества за счет переноса и агрегирования, скопления родственных частиц – единственный способ в таких условиях обеспечить подобную минимизацию.

#### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Гребенников А.В. Эндогенные сферулы мел-палеогеновых игнимбритовых комплексов Якутинской вулcano-тектонической структуры (Приморье) // Записки РМО. 2011. Т. 140, № 3. С. 56–68.
2. Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулcano-тектонической структуры) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 3–22.
3. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинская П.К. и др. Силикатные, железо-окисные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 67–84.
4. Коновалова Н.С., Бердников Н.В., Невструев В.Г. Микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Малый Хинган, Дальний Восток России) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы VI Всероссийской научной конференции с международным участием (Владивосток, 19–22 сентября 2023 г.). Владивосток: Изд-во ДВФУ, 2023. С. 264–267. ISBN 978-5-7444-5547-7.
5. Nystrom J.O., Henriquez F., Naranjo J.A. et al. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile // American Mineralogist. 2016. Vol. 101. P. 587–595.
6. Сандиминова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. 2003. № 1. С. 135–140.
7. Сандиминова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки: автореф. дис. ... к.г.-м.н. Владивосток, 2008. 25 с.
8. Главатских С.Ф., Генералов М.Е. Когенит из минеральных ассоциаций, связанный с высокотемпературными газовыми струями БТТИ (Камчатка) // Доклады АН. 1996. Т. 346, № 6. С. 796–799.
9. Cornen G., Bandet Y., Gresse P. et al. The nature and chronostratigraphy of Quarternary pyroclastic accumulations from Lake Barombi Mbo (West-Cameroon) // J. of Volcanology and Geothermal Research. 1992. № 51. P. 357–374.
10. Баженов А.И., Полуэктова Т.И., Новоселов К.Л. Ферротитанистые оксидные глобулы из гранитоидов Элекмонарского массива // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 50–57.
11. Филимонова Л.Г., Арапова Г.А., Боярская Р.В. и др. О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 78–84.
12. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. и др. Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Минералогический журнал. 1987. Т. 9, № 4. С. 71–82.
13. Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Гаранин В.К. и др. Закаленные частицы из эруптивной брекчии зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом // Записки ВМО. 1985. Т. 114, вып. 2, С. 224–228.
14. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
15. Сафронов П.П., Сахно В.Г. Результаты электронно-микроскопического изучения микроструктуры и состава Fe-оксидных сфероидов метеоритного происхождения // XXIV Российская конференция по электронной микроскопии (РКЭМ-12): тезисы докладов (Черноголовка, 29 мая – 1 июня, 2012 г.). С. 375–376. ISBN 978-5-89589-060-8.

16. Сафронов П.П., Гаврилов А.А., Максимов С.О. Микроструктуры поверхности Fe-оксидных сфероидов из базитовых комплексов острова Попова (Приморье): материалы XVI Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел (Черноголовка, 29 мая – 2 июня 2009 г.). М., 2009. С. 206.
17. Максимов С.О., Сафронов П.П., Чекрыжов И.Ю., Кузьмина Т.В. Флюидная природа углеродизации и объемной аргиллизации на Гусевском месторождении фарфоровых камней (Южное Приморье) // Доклады АН. 2012. Т. 444, № 4. С. 434–439.
18. Максимов С.О., Сафронов П.П. Образование кобальтоносных железомарганцевых корок при флюидной деструкции силикатного вещества // Доклады АН. 2016. Т. 466, № 4. С. 467–472.
19. Максимов С.О., Сафронов П.П. Геохимические особенности и генезис континентальных кобальтоносных железомарганцевых образований // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7. С. 931–950.
20. Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М. Фрамбоиды пирита в углеродистых породах Смагинской ассоциации п-ова Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2013. № 2. С. 144–151.
21. Ивлев А.А. Образование толщ, богатых органическим веществом, в свете новой модели глобального цикла углерода // Геология нефти и газа. 2019. № 5. С. 83–90. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-83-90.
22. Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Курявый В.Г., Сафронов П.П. Благородные опалы месторождения Радужное (северное Приморье, Россия): проблема строения и генезиса // Перспективные направления развития нанотехнологий в ДВО РАН. Владивосток, 2007. С. 140–154.
23. Высоцкий С.В., Баркар А.В., Курявый В.Г., Чусовитин Е.А., Карабцов А.А., Сафронов П.П. Гидротермальные благородные опалы: проблемы строения и генезиса // Записки РМО. 2009. № 6. С. 62–70.
24. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
25. Haken H. The Science of Structure: Synergetics. New York: Van Nostrand Reinhold, 1984. 255 p. ISBN 100442237030. OCLC9644102.
26. Хакен Г. Синергетика. М.: Прогресс, 1986.
27. Хакен Г. Информация и самоорганизация. М., 1991.
28. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: от диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М.: Мир, 1979. 512 с.
29. Reynolds O. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1883. Vol.174.
30. Брэдшоу П. Введение в турбулентность и ее измерение / пер. с англ. В.Ф. Алымова, В.В. Альтова, В.С. Войтешонка, А.М. Дуюбинского, А.М. Кудина; под ред. Г.С. Глушко. М.: Мир, 1974.
31. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 414 с. ISBN 5-286-00059-2.
32. Аджемян Л.Ц., Налимов М.Ю. Принцип максимальной хаотичности в статистической теории развитой турбулентности. 1. Однородная изотропная турбулентность // Теоретическая и математическая физика. 1992. Т. 91, № 2. С. 294–308.
33. Фрик П.Г. Турбулентность: подходы и модели. Изд. 2-е, испр. и доп. М.; Ижевск: Регулярная и хаотическая динамика, 2010. 332 с.
34. Саченко А.В. Абляция // Физика твердого тела: энциклопедический словарь / гл. ред. В.Г. Барьяхтар. Киев: Наукова думка, 1996. Т. 1. 656 с. ISBN 5-12-003771-2.
35. Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Агаханов А.А., Дикая Т.В. Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия. 2003. № 1. С. 83–93.
36. Генштафт Ю.С., Цельмович В.А., Гапеев А.К. Кристаллизация Fe-Ti оксидных минералов в системе «базальт–ильменит» при высоких давлениях и температурах // Физика Земли. 1999. № 2. С. 25–34.

## REFERENCES

1. Grebennikov A. V. Ehdogennye sferuly mel-paleogenovykh ignimbritovykh kompleksov Yakutinskoi vulkano-tektonicheskoi struktury (Primor'e). *Zapiski RMO*. 2011;(3):56–68. (In Russ.).
2. Grebennikov A. V., Shcheka S. A., Karabtsov A. A. Silikatno metallicheskie sferuly i problema mekhanizma ignimbritovykh izverzenii (na primere Yakutinskoi vulkano-tektonicheskoi struktury). *Vulkanologiya i Seismologiya*. 2012;(4):3–22. (In Russ.).

3. Berdnikov N. V., Nevstruev V. G., Kepezhinskas P. K. i dr. Silikatnye, zhelezo-okisnye i zoloto-med'-serebryanye mikroferuly v rudakh i piroklastike Kosten'ginskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya (Dal'nii Vostok Rossii). *Tikhookeanskaya Geologiya*. 2021;40(3):67–84. (In Russ.).
4. Konovalova N. S., Berdnikov N. V., Nevstruev V. G. Mikroferuly v rudakh i piroklastike Kosten'ginskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya (Malyi Khingan, Dal'nii Vostok Rossii) // *Geologicheskie protsessy v obstanovkakh subduksii, kollizii i skol'zheniya litosfernykh plit*. VI Vserossiiskaya nauchnaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiem (Vladivostok, 19–22 sentyabrya 2023g., Materialy konferentsii). Vladivostok: Izd-vo DVFU; 2023. S. 264–267. (In Russ.). ISBN 978-5-7444-5547-7.
5. Nystrom J. O., Henriquez F., Naranjo J. A. et al. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Lago, Chile. *American Mineralogist*. 2016;101:587–595.
6. Sandimirova E. I., Glavatskikh S. F., Rychagov S. N. Magnitnye sferuly iz vulkanogennykh porod Kuril'skikh ostrovov i Yuzhnoi Kamchatki. *Vestnik KRAUNTs*. 2003;(1):135–140. (In Russ.).
7. Sandimirova E. I. Sfericheskie mineral'nye obrazovaniya vulkanicheskikh porod Kuril'skikh ostrovov i Kamchatki: Avtoreferat dissertatsii ... k.g.-m.n. Vladivostok; 2008. 25 s. (In Russ.).
8. Glavatskikh S. F., Generalov M. E. Kogenit iz mineral'nykh assotsiatsii, svyazannyy s vysokotemperaturnymi gazovymi struyami BTTI (Kamchatka). *Doklady AN*. 1996;346(6):796–799. (In Russ.).
9. Cornen G., Bandet Y., Giresse P. et al. The nature and chronostratigraphy of Quaternary pyroclastic accumulations from Lake Barombi Mbo (West-Cameroon). *J. of Volsanology and Geothermal Research*. 1992;(51):357–374.
10. Bazhenov A. I., Poluehktova T. I., Novoselov K. L. Ferrotitanistye oksidnye globuli iz granitoidov Ehlekmonarskogo massiva. *Geologiya i Geofizika*. 1991;(12):50–57. (In Russ.).
11. Filimonova L. G., Arapova G. A., Boyarskaya R. V. i dr. O tipomorfnnykh osobennostyakh magnitnykh sferul orogennykh vulkanitov Yuzhnogo Sikhoteh-Alinya. *Tikhookeanskaya Geologiya*. 1989;(4):78–84. (In Russ.).
12. Rudashevskii N. S., Mochalov A. G., Dmitrenko G. G. i dr. Samorodnye metally i karbidy v al'pitopnykh ul'tramafitakh Koryakskogo nagor'ya. *Mineralogicheskii Zhurnal*. 1987;9(4):71–82. (In Russ.).
13. Tsymbal S. N., Tatarintsev V. I., Garanin V. K. i dr. Zakalennyye chastitsy iz ehruptivnoi brekchii zony sochlenniya Priazovskogo massiva s Donbassom. *Zapiski VMO*. 1985;114(2):224–228. (In Russ.).
14. Prigozhin I., Stengers I. Poryadok iz khaosa. Novyy dialog cheloveka s prirodoy. M.: Progress; 1986. 432 s. (In Russ.).
15. Safronov P. P., Sakhno V. G. Rezul'taty ehlektronno-mikroskopicheskogo izucheniya mikrostrukturny i sostava Fe-oksidnykh sferoidov meteoritnogo proiskhozhdeniya. *XXIV Rossiiskaya konferentsiya po ehlektronnoi mikroskopii (RKEHM-12)*. Tezisy dokladov (Chernogolovka, 29 maya – 1 iyunya, 2012). S. 375–376. (In Russ.). ISBN 978-5-89589-060-8.
16. Safronov P. P., Gavrilov A. A., Maksimov S. O. Mikrostrukturny poverkhnosti Fe-oksidnykh sferoidov iz bazitovykh kompleksov ostrova Popova (Primor'e). *Materialy XVI Rossiiskogo Simpoziuma po rastrovoy ehlektronnoi mikroskopii i analiticheskim metodam issledovaniya tverdykh tel* (Chernogolovka, 29 maya – 2 iyunya 2009). M.; 2009. S. 206. (In Russ.).
17. Maksimov S. O., Safronov P. P., Chekryzhov I. Yu., Kuz'mina T. V. Flyuidnaya priroda uglerodizatsii i ob'emnoi argillizatsii na Gusevskom mestorozhdenii farforovykh kamnei (Yuzhnoe Primor'e). *Doklady AN*. 2012;444(4):434–439. (In Russ.).
18. Maksimov S. O., Safronov P. P. Obrazovanie kobal'tonosnykh zhelezomargantsevykh korok pri flyuidnoi destruktzii silikatnogo veshchestva. *Doklady AN*. 2016;466(4):467–472. (In Russ.).
19. Maksimov S. O., Safronov P. P. Geokhimicheskie osobennosti i genezis kontinental'nykh kobal'tonosnykh zhelezomargantsevykh obrazovaniy. *Geologiya i Geofizika*. 2018;59(7):931–950. (In Russ.).
20. Savel'eva O. L., Savel'ev D. P., Chubarov V. M. Framboidy pirita v uglerodistykh porodakh Smaginskoi assotsiatsii p-ova Kamchatskii mys. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2013;22(2):144–151. (In Russ.).
21. Ivlev A. A. Obrazovanie tolshch, bogatykh organicheskimi veshchestvom, v svete novoi modeli global'nogo tsikla ugleroda. *Geologiya Nefti i Gaza*. 2019;(5):83–90. (In Russ.). DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-83-90.
22. Vysotskii S. V., Karabtsov A. A., Kuryavyy V. G., Safronov P. P. Blagorodnye opaly mestorozhdeniya Raduzhnoe (severnoe Primor'e, Rossiya): problema stroeniya i genezisa. Perspektivnye napravleniya razvitiya nanotekhnologii v DVO RAN. Vladivostok; 2007. S. 140–154. (In Russ.).
23. Vysotskii S. V., Barkar A. V., Kuryavyy V. G., Chusovitin E. A., Karabtsov A. A., Safronov P. P. Gidrotermal'nye blagorodnye opaly: problemy stroeniya i genezisa. *Zapiski RMO*. 2009;(6):62–70. (In Russ.).

24. Letnikov F.A. Sinergetika geologicheskikh sistem. Novosibirsk: Nauka; 1992. 230 s. (In Russ.).
25. Haken H. The Science of Structure: Sinergetics. New York: Van Nostrand Reinhold; 1984. 255 p. ISBN 100442237030. OCLC9644102
26. Khaken G. Sinergetika. M.: Progress; 1986. (In Russ.).
27. Khaken G. Informatsiya i samoorganizatsiya. M.; 1991. (In Russ.).
28. Nikolis G., Prigozhin I. Samoorganizatsiya v neravnovesnykh sistemakh: ot dissipativnykh struktur k uporyadochennosti cherez fluktuatsii. M.: Mir; 1979. 512 s. (In Russ.).
29. Reynolds O. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*. 1883;174.
30. Brehdshou P. Vvedenie v turbulentnost' i ee izmerenie. M.: Mir; 1974. (In Russ.).
31. Obukhov A.M. Turbulentnost' i dinamika atmosfery. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1988. 414 s. (In Russ.). ISBN 5-286-00059-2.
32. Adzhemyan L.Ts., Nalimov M.Yu. Printsip maksimal'noi khaotichnosti v statisticheskoi teorii razvitoi turbulentnosti. 1. Odnorodnaya izotropnaya turbulentnost'. *Teoreticheskaya i Matematicheskaya Fizika*. 1992;91(2):294–308. (In Russ.).
33. Frik P.G. Turbulentnost': podkhody i modeli. Izd. 2-e, ispr. i dop. Moskva; Izhevsk: Regulyarnaya i khaoticheskaya dinamika; 2010. 332 s. (In Russ.).
34. Sachenko A.V. Ablyatsiya. In: *Fizika tverdogo tela: Ehntsiklopedicheskii slovar'*. Kiev: Naukova Dumka; 1996. T. 1. 656 s. (In Russ.). ISBN 5-12-003771-2.
35. Novgorodova M.I., Gamyarin G.N., Zhdanov Yu.Ya, Agakhanov A.A., Dikaya T.V. Mikrosferuly alyumosilikatnykh stekol v zolotykh rudakh. *Geokhimiya*. 2003;(1):83–93. (In Russ.).
36. Genshaft Yu.S., Tsel'movich V.A., Gapeev A.K. Kristallizatsiya Fe-Ti oksidnykh mineralov v sisteme "bazal't-il'menit" pri vysokikh davleniyakh i temperaturakh. *Fizika Zemli*. 1999;(2):25–34. (In Russ.).

Научная статья  
УДК 561.26:551.89 (571.63)  
DOI: 10.31857/S0869769824050086  
EDN: HPFCNW

## Использование метода главных компонент при интерпретации данных диатомового анализа голоценовых осадков озера Птичье (Южное Приморье)

Е. А. Элбакидзе✉, А. В. Романова

*Екатерина Александровна Элбакидзе*  
младший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
ekato21@mail.ru  
<https://orcid.org/0009-0009-3241-4420>

*Александра Владимировна Романова*  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник  
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
sandra\_ru@bk.ru  
<https://orcid.org/0000-0003-2884-1197>

**Аннотация.** Проведен анализ диатомовой флоры в среднеголоценовых отложениях оз. Птичье, расположенного на южном побережье Приморья, методом главных компонент с целью выявления основных палеоэкологических факторов, влияющих на распределение видов. Многофакторный анализ матрицы содержания диатомовых видов, встречающихся в палеосообществах, позволил выделить 3 ведущие компоненты, на которые приходится 78% дисперсии, что свидетельствует о высокой результативности применения данного метода. Большая часть дисперсии (58%) объясняется первой компонентой, для которой высокие положительные нагрузки имеет бореальный неритический вид *Actinoptychus senarius* Ehrenberg (Ehrenberg). Результаты диатомового анализа с использованием метода главных компонент в сопоставлении с результатами литологического анализа позволили выявить закономерности изменения палеосообществ диатомовых водорослей в отложениях оз. Птичье в условиях завершающей стадии трансгрессии и последовавшей за ней регрессии в среднем голоцене.

**Ключевые слова:** диатомовые водоросли, PCA, метод главных компонент, Японское море, голоцен, Южное Приморье

**Для цитирования:** Элбакидзе Е.А., Романова А.В. Использование метода главных компонент при интерпретации данных диатомового анализа голоценовых осадков озера Птичье (Южное Приморье) // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 124–135.  
<http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050086>

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую благодарность Ю.А. Микишину (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН) за предоставленные образцы и обсуждение результатов,

М.В. Черепановой (Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН) за помощь и ценные советы в процессе работы.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН (тема № 122040800201-8).

Original article

# Data interpretation of principal component and diatom analyses of Holocene sediments from Ptichye Lake (Southern Primorye)

E. A. Elbakidze, A. V. Romanova

*Ekaterina A. Elbakidze*

Junior Researcher

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

ekato21@mail.ru

<https://orcid.org/0009-0009-3241-4420>

*Alexandra V. Romanova*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

sandra\_ru@bk.ru

<https://orcid.org/0000-0003-2884-1197>

**Abstract.** The diatom flora of the middle Holocene sediments from Ptichye Lake, located on the southern coast of Primorye, was studied through the principal component analysis to determine the main paleoecological factors affecting the species distribution. Multivariate analysis of the diatom taxa matrix enabled us to determine three principal components accounting for 78% of the variance, thus proving the analysis to be highly efficient. The first component explains the most variance (58%) and has high values associated with the Boreal neritic species of *Actinoptychus senarius* Ehrenberg (Ehrenberg). Comparing the results of diatom and principal component analyses, on the one hand, and lithological analysis, on the other hand, we identified the changes in diatom paleocommunities that occurred as transgression was being replaced by regression during the middle Holocene.

**Keywords:** diatoms, PCA, principal component analysis, Sea of Japan, golocene, Southern Primorye

**For citation:** Elbakidze E.A., Romanova A.V. Data interpretation of principal component and diatom analyses of Holocene sediments from Ptichye Lake (Southern Primorye) *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):124–135. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050086>

**Acknowledgments.** The authors express their gratitude to Yuri A. Mikishin (Far East Geological Institute, FEB RAS) for providing samples and discussion of the results, Marina V. Cherepanova (Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS) for help and valuable advice during the work.

**Funding.** The work was carried out within the framework of the state assignment of the Far East Geological Institute, FEB RAS (subject № 122040800201-8).

## Введение

В последнее время для повышения объективности результатов интерпретаций данных при реконструкции условий осадконакопления широко применяются различные методы статистической обработки, позволяющие выявлять и количественно представлять

модели развития бассейнов формирования осадков с учетом взаимосвязей, определяющих их функционирование. Одним из наиболее эффективных и наиболее часто используемых методов является факторный анализ и его разновидность – метод главных компонент, или PCA (Principal Component Analysis), который, как и другие методы многомерного анализа, опирается на исследования корреляционной матрицы [1]. Метод главных компонент позволяет найти гипотетические переменные (компоненты), на которые приходится наибольшая часть дисперсии многомерных данных [2, 3]. Эти новые переменные являются линейными комбинациями исходных переменных. Другими словами, данный метод аппроксимирует  $n$ -размерное облако наблюдений до эллипсоида (тоже  $n$ -мерного), полуоси которого и будут являться будущими главными компонентами. И при проекции на такие оси (снижении размерности) сохраняется наибольшее количество информации.

Метод главных компонент широко используется в биоинформатике, нейробиологии, океанологии, геологии, существует ряд работ, посвященных его использованию для морфометрических исследований в микропалеонтологии, гораздо больше для экологических целей [4–10].

PCA становится особо актуальным при проведении палеогеографических исследований, поскольку указывает на доминирующие закономерности временной и пространственной изменчивости палеоиндикаторов среды и позволяет идентифицировать определенные климатические периоды [10, 11].

Осадки водоемов, находящихся в контактной зоне суши и моря, являются наиболее информативными объектами исследования для выявления особенностей трансгрессивно-регрессивных циклов в разных регионах. И здесь важную роль в предоставлении сведений о состоянии водоемов на определенных этапах этой ритмики играют диатомовые водоросли, чутко реагирующие на изменения таких экологических факторов, как соленость, глубина обитания, гидрологическая активность и др. Известно, что период среднего голоцена характеризовался не только максимальным потеплением, но и повышением уровня моря до 2–2,5 м [12–14], поэтому изменения в палеосообществах диатомей из осадков озера, расположенного на побережье моря, могут фиксировать смену состояний озерной экосистемы. Таким подходящим объектом для изучения трансгрессивно-регрессивных циклов является оз. Птичье (см. рис. 1). Это самое крупное солоноватое озеро в Хасанском районе и второе по величине в Приморском крае (глубины не превышают 1,5–2 м) [15]. Оно расположено в междуречье рек Болотная и Туманная. Водоем отделен от моря песчаной косой и сообщается с ним системой проток, благодаря чему вода в оз. Птичье имеет солоноватый вкус. Береговая линия сильно изрезанная и заболоченная, имеются два небольших островка и два больших залива. Во время половодий водоем обменивается водой с р. Туманная [15].

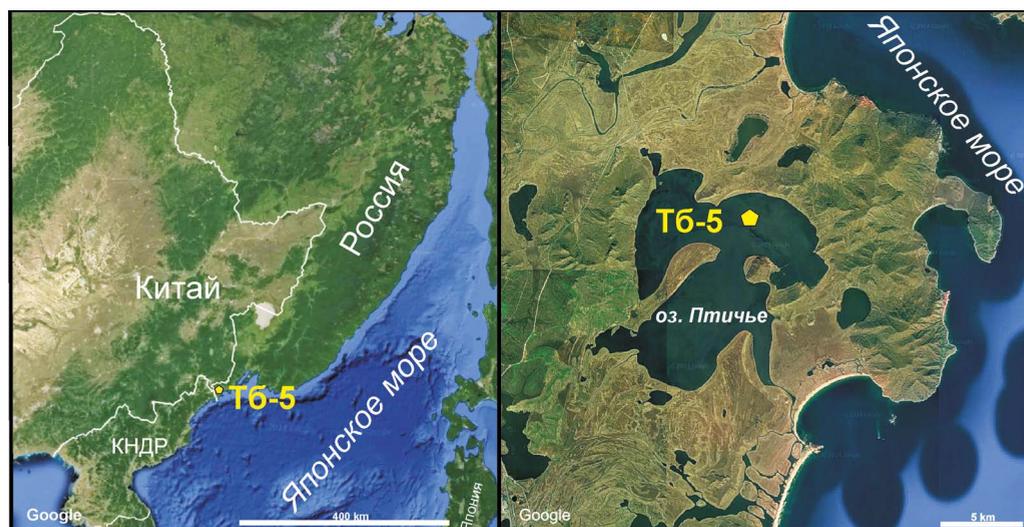


Рис. 1. Расположение изученной колонки Т6-5: оз. Птичье в Южном Приморье

Целью данной работы было проанализировать возможность применения метода главных компонент для интерпретации данных диатомового анализа среднеголоценовых отложений оз. Птичье, расположенного на южном побережье Приморского края.

## Материалы и методы

Материалом для исследования послужила колонка Т6-5 (42°31'37"N; 130°44'27"E, длина – 1350 см), пробуренная в северной части оз. Птичье (7,5 км от береговой линии) (рис. 1). Вскрытые отложения представлены синевато-черными глинами алевроито-пелитового состава и глинистыми песками (верхние 2,5 м) с включением раковин моллюсков.

Из осадков скважины методом диатомового анализа изучено 40 проб. Техническая обработка проводилась по стандартной методике с использованием перекиси водорода и обогащением тяжелой жидкостью с плотностью 2,6 [16]. Определение видового состава водорослей и подсчет створок в препарате проводили с помощью светового микроскопа ZEISS Axio Lab. A1 с иммерсионной жидкостью при увеличении  $\times 1000$ , а микрофотографирование створок – на микроскопе Carl Zeiss EVO 40 в Центре коллективного пользования Федерального научного центра биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН. Возрастная модель скважины, пробуренной в центральной части озера, была построена на основе данных радиоуглеродного датирования по раковинам моллюсков [17].

В осадках скважины встречены как целые створки диатомей, так и их обломки. В каждом изученном препарате с покровным стеклом  $18 \times 18$  мм, было подсчитано не менее 300 створок, для набора которых просмотрено от 1 до 17 горизонтальных рядов. Количество рядов использовано для оценки обилия диатомей в препарате. Для идентификации и таксономического положения видов диатомей использована программа AlgaeBase [18]. Эколого-географические характеристики таксонов взяты из монографии С.С. Бариновой с соавторами [19] и некоторых других публикаций [20–22].

Изученная диатомовая флора представлена 135 видами и внутривидовыми таксонами, но основой для PCA послужила таблица процентного содержания видов, которое превысило 2% хотя бы в одной пробе по разрезу. Таким образом, матрица включила 36 таксонов, встреченных в отложениях. Статистический анализ выполнялся с помощью программы PAST. Так как все проанализированные переменные имеют одни и те же единицы измерения, была использована матрица дисперсии-ковариации, которая позволила с помощью алгоритма сингулярного разло-

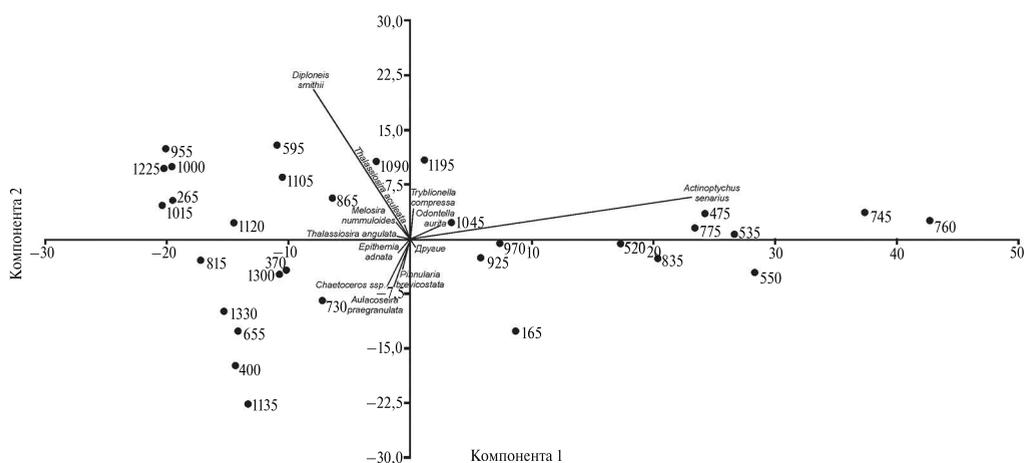


Рис. 2. Результаты анализа главных компонент (PCA), примененного к матрице процентного содержания диатомовых водорослей из голоценовых отложений оз. Птичье. Компонента 1 соответствует оси x, компонента 2 соответствует оси y

жения значений PCA найти ее собственные значения и векторы или компоненты. Собственные значения дают оценку дисперсии, приходящейся на соответствующие компоненты. Нагрузки описывают, какой вклад вносит таксон в определенную главную компоненту. Большая нагрузка указывает на то, что у таксона есть сильная связь с определенной главной компонентой.

## Результаты и обсуждение

В результате проведенного анализа были получены три главные компоненты, оказавшие наибольшее влияние на пространственно-временное распределение диатомей по разрезу. Суммарный вклад главных компонент составил 78% суммарной дисперсии для корреляционной матрицы. Первой, второй и третьей компоненте соответствуют 57, 12 и 9% вариаций соответственно (рис. 2).

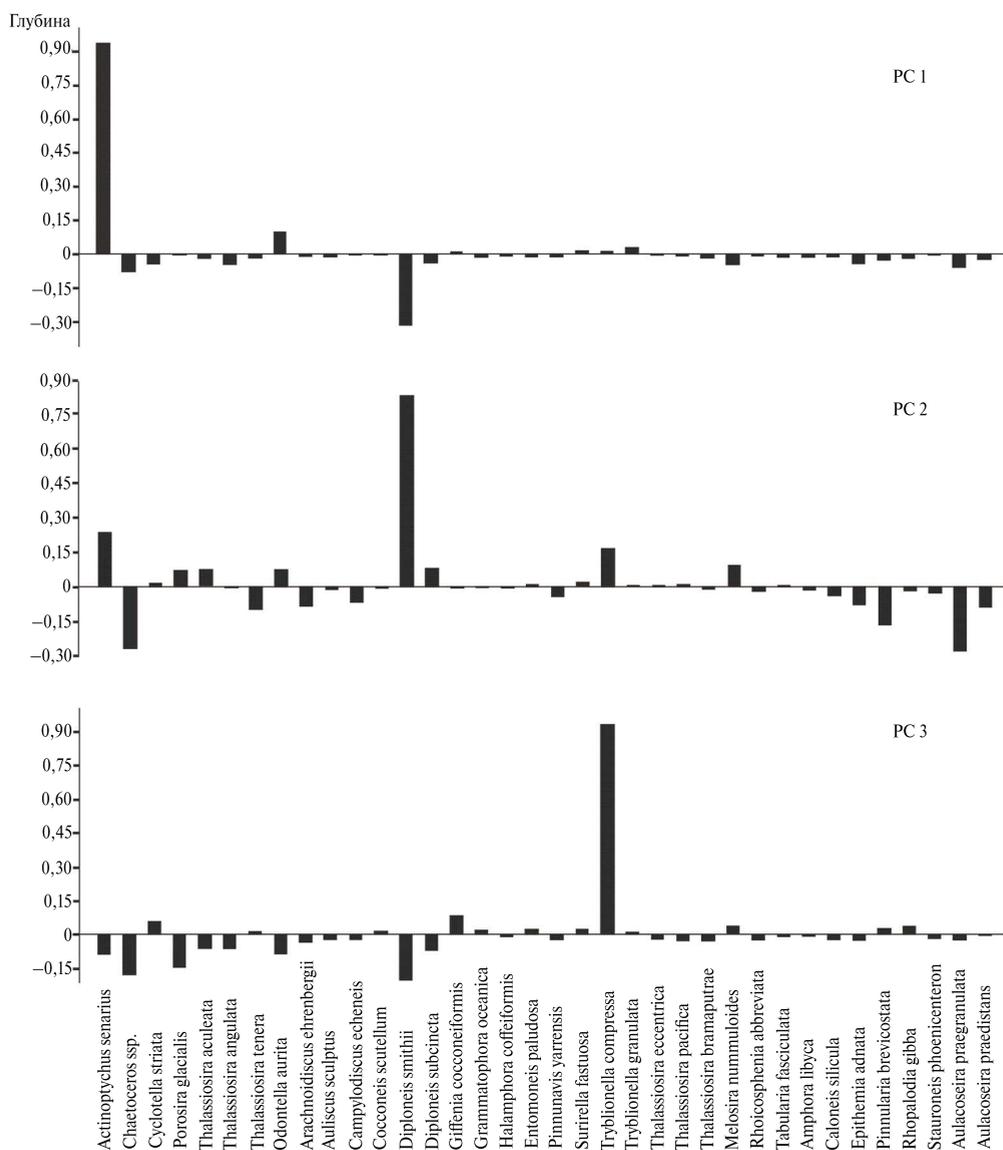


Рис. 3. Распределение нагрузок таксонов, полученных с помощью PCA для трех главных компонент

Максимальную информацию об изменчивости системы признаков несет первая главная компонента (рис. 3), для которой высокие положительные нагрузки имеет вид бореальный неритический *Actinoptychus senarius* Ehrenberg (Ehrenberg) – 0,931, предпочитающий хорошо прогреваемые прибрежные морские воды [23]. Высокую отрицательную нагрузку обеспечил морской сублиторальный бентический *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve (–0,318) (рис. 4).

Высокие положительные нагрузки для компоненты 2 определили *D. smithii* (0,825) и *Tryblionella compressa* (Bailey) Poulin (0,164). Эти виды относятся к эпипелитам, обитающим на илистых грунтах. Они предпочитают морские прибрежные воды, подвергающиеся приливно-отливному воздействию, при котором возможно изменение солености среды, а с повышением уровня воды увеличивается и соматическое давление на створки диатомей [21]. В группу с положительными нагрузками для PC-2 входит также планктонный сублиторальный вид *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (0,096). Данный вид предпочитает прибрежные участки северных и дальневосточных морей России, а также опресненные бухты и эстуарии рек, впадающих в эти моря [20, 24], в то время как представители планктонных холодноводных спор рода *Chaetoceros* имеют высокие отрицательные нагрузки (–0,263). Данные значения второй компоненты, скорее всего, отражают состояние сообществ диатомовых водорослей, характерное для условий повышения уровня моря (рис. 5).

Высокие положительные нагрузки для компоненты 3 имеет морской сублиторальный бентосный вид *T. compressa* (0,928), в то время как морские неритические виды *Chaetoceros* ssp. (–0,176), *A. senarius* (–0,088), а также морской сублиторальный бентосный *D. smithii* (–0,198) и планктонный мезогалобный *O. aurita* (–0,084) имеют отрицательные нагрузки. Хотя вклад PC-3 был низким (9%), тем не менее эта компонента оказалась весьма информативной, поскольку бентосная *T. compressa* предпочитает прогреваемые морские мелководья. Можно

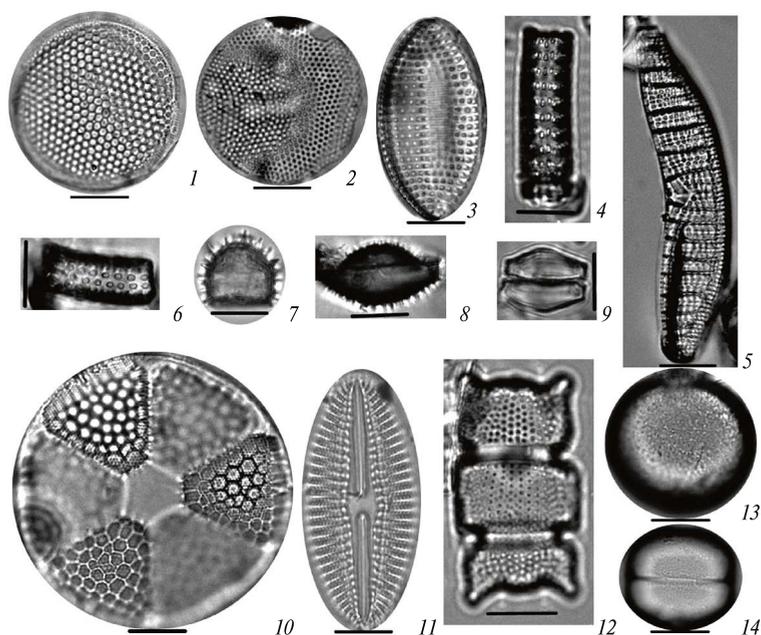


Рис. 4. Виды диатомей с высокими положительными нагрузками в результате PCA: 1 – *Thalassiosira angulata* (Gregory) Hasle; 2 – *Thalassiosira aculeata* Proshkina-Lavrenko; 3 – *Tryblionella compressa* (Bailey) Poulin; 4, 6 – *Aulacoseira praegr anulata* (Jousé) Simonsen; 5 – *Epithemia adnata* (Kützing) Brébisson; 7–9 – *Chaetoceros* ssp.; 10 – *Actinoptychus senarius* Ehrenberg (Ehrenberg); 11 – *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve; 12 – *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh; 13, 14 – *Melosira nummuloides* Agardh. Масштабная линейка – 10 мкм

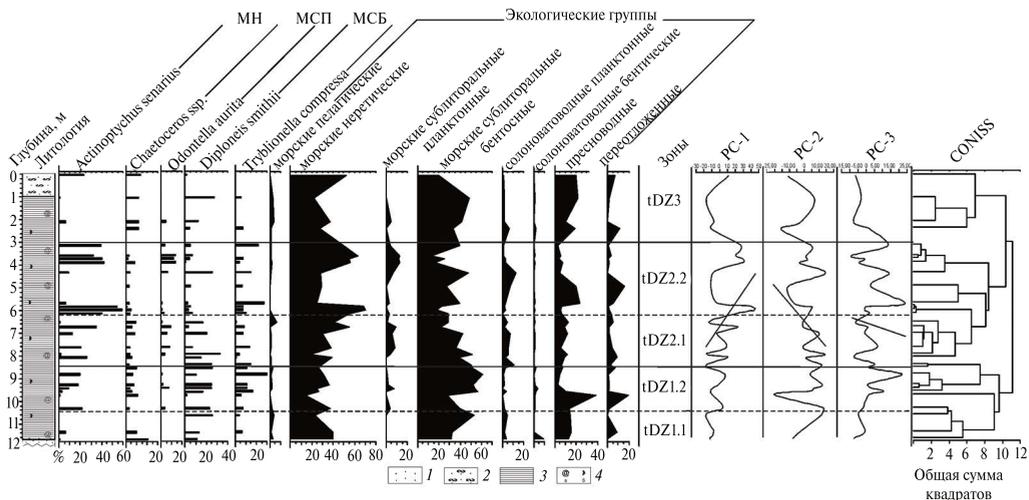


Рис. 5. Распределение представителей экологических групп, виды, имеющие значимые нагрузки по компонентам, и распределение собственных значений трех главных компонент с линией тренда, полученных по колонке Тб-5. Условные обозначения, литология: 1 – пески; 2 – пески мелкозернистые алевритовые; 3 – глина алевритопелитовая; 4 – раковины моллюсков (а) и их обломки (б). МН – морские неритические виды, МСП – морские сублиторальные планктонные, МСБ – морские сублиторальные бентосные

предположить, что третья компонента отражает условия, характерные для тепловодных прибрежных морских обстановок.

Полученные результаты PCA согласуются с данными диатомового и литологического анализов (рис. 5) [25, 26]. Для tDZ 1 (1330–1005 см) в целом характерны низкие собственные значения корреляционной матрицы первой компоненты (до –20), положительные значения второй и третьей варьируют от 1 до 20. В диатомовых палеосообществах зафиксировано преобладание сублиторальных таксонов (до 52,9%) с доминирующим видами *D. smithii* (до 25,4%) и *T. compressa* с процентным участием до 29,7%, которые по результатам PCA имеют максимальные положительные нагрузки для PC-2 и PC-3 соответственно. Осадки данной зоны представлены пелитовой фракцией.

Подзона tDZ 1.1 (1330–1190 см) характеризуется низкими собственными значениями PC-1 и PC-3 и относительно высокими значениями второй компоненты. Для осадков, охарактеризованных комплексом этой подзоны, отмечена самая высокая концентрация створок в изученных отложениях. Данная подзона характеризуется преобладанием сублиторальных таксонов (до 52,9%) с доминантом *D. smithii* (до 25,4%). Палеоэкологическая обстановка, существовавшая во время формирования подзоны tDZ 1.1 с доминированием группы сублиторальных бентосных диатомей, в которой наиболее разнообразен род *Diploneis*, а также присутствием холодноводных спор рода *Chaetoceros* из морской неритической группы, указывает на формирование осадков во время еще не самого высокого стояния уровня моря в период трансгрессии и более прохладного климата.

Подзона tDZ 1.2 (1190–1005 см) характеризуется все еще низкими собственными значениями PC-1 (от –20 до –2), но уже с появлением положительного пика этой компоненты (3), относительно высокими значениями PC-3 (до 20) и максимальными PC-2 (10). Именно в этой подзоне происходит резкий рост видового богатства (49 таксонов) и численности отдельных представителей пресноводной группы (до 38,2%). Еще одним признаком подзоны является увеличение обилия переотложенных видов (до 19,3%), что свидетельствует об интенсивности разливов р. Туманная. В экологической структуре диатомовых палеосообществ происходили изменения – в доминирующей сублиторальной группе на ведущие позиции выходит *T. compressa* (до 29,7%), которая имеет максимальные положительные нагрузки для PC-3. Численность *D. smithii* остается на прежнем уровне. В интервале подзоны зафиксировано увеличение численности планктонной сублиторальной *O. aurita* (до 7,3%)

и *A. senarius* (21,0%), имеющих положительные нагрузки для PC-2. В морской неритической группе сокращается обилие спор рода *Chaetoceros*. Данный род имеет отрицательные нагрузки по всем трем компонентам, тем не менее является очень информативным показателем активного перемешивания прибрежных вод [27, 28]. В современном Японском море представители рода *Chaetoceros* ssp. доминируют в зимне-весеннем фитопланктоне [29, 30]. Максимальные отрицательные нагрузки для данного рода характерны для второй компоненты, значения которой увеличиваются на границе подзон tDZ 1.1 и tDZ 1.2. В подзоне tDZ 1.2 отмечается разнообразие неритических и сублиторальных таксонов, это указывает на то, что произошло потепление климата, но уровень моря еще не стал максимальным.

Зона tDZ 2 (1005–460 см) характеризуется максимальными собственными значениями первой компоненты (до 42) и низкими PC-2 и PC-3 (рис. 3). Самые высокие показатели обилия таксонов морской неритической группы (до 70,2%) определяет *A. senarius* (59,3%), имеющий высокие положительные нагрузки для PC-1. Численность представителей сублиторальной группы снижается (до 50,8%), а вот численность сублиторальных планктонных таксонов возрастает до 13,1%. До 12,9%, увеличивается также обилие представителей солоноватоводных планктонных видов. Отмечается сокращение частоты встречаемости таксонов пресноводных и переотложенных форм (~9 и ~3,8% соответственно). Диатомовый комплекс указывает на активную гидродинамику. Осадки данной зоны характеризуются алевритами.

Особенностью подзоны tDZ 2.1 (1005–780 см) являются высокие собственные значения первой (до 20) и второй компонент (до 12) и низкие – третьей (до –8). Подзона отражает рост численности неритической группы (до 54,8%), особенно *A. senarius* (до 34,6%), имеющей высокие положительные нагрузки для PC-1, и уменьшение участия сублиторальных бентических таксонов (до 50,8%), в частности *D. smithii* (до 32,5%), определяющей низкие нагрузки для PC-1, и *T. compressa* (до 13,5%). Также необходимо отметить увеличение обилия солоноватоводных планктонных видов (до 10,6%). Отмечается рост численности таксонов сублиторальной планктонной группы (до 9,2%), в которой высокими оценками обилия характеризуется мезогалобная *O. aurita* (до 9,2%), имеющая высокие положительные нагрузки для PC-2. Отмечено снижение численности пресноводной и переотложенной групп до 12,6 и до 4,6% соответственно.

Для подзоны tDZ 2.2 (780–460 см) характерны высокие собственные значения корреляционной матрицы первой компоненты (до 42) и низкие – второй (до –12) и третьей (–10) компонент. В данной подзоне зафиксировано максимальное увеличение (до 70,2%) таксонов неритических видов, особенно *A. senarius* (59,3%). Стоит отметить появление в комплексе данной подзоны океанических таксонов из пелагической группы, а также значительное увеличение численности сублиторальных планктонных видов, среди которых выделяется *O. aurita* с показателем до 13,0%. До 23,9% увеличивается обилие представителей пресноводной группы, также возрастает доля переотложенных таксонов до 16,3%, что может свидетельствовать о влиянии реки, размывающей древние, миоценовые отложения. Комплекс диатомей фиксирует доминирование сублиторальных видов, но главная компонента, которая дает положительные нагрузки, определяется неритическими таксонами. Это может указывать на условия формирования осадков в активной фазе трансгрессии в теплых климатических условиях в голоцене и повышении уровня моря выше современного (около 1–1,5 м), что согласуется с результатами исследований коллег [13, 17, 31].

Зона tDZ 3 (460–165 см) характеризуется низкими собственными значениями корреляционной матрицы первой (до –19) и третьей (до –17) компонент, а также отдельным положительным пиком второй компоненты (5). Отмечается снижение количества таксонов морской неритической группы (до 51,9%) и увеличение обилия морской сублиторальной бентосной группы (до 48,8%). Вновь возрастает численность *D. smithii* (до 26,5%) и *T. compressa* (до 7,7%). Постепенно снижается обилие таксонов пресноводной (до 21,7%) и переотложенной групп (до 11,7%). Полученные данные комплексного анализа отложений данной зоны свидетельствуют о постепенном понижении уровня моря и обмелении бухты. Более того, снижение количества таксонов морской неритической группы и увеличение обилия сублиторальной бентосной группы в осадках горизонтов, для которых зафиксированы высокие показатели PC-2, может говорить об увеличении воздействия речного стока (рис. 5). Слои осадков представлены мелкозернистым алевритовым песком с ракушечным детритом.

Необходимо отметить, что в интервалах (1030–1055; 715–720; 625–630; 505–510; 445–450; 310–115; 250–255; 235–240) обнаружены единичные створки диатомей. Бедность осадков диатомеями в данных интервалах может свидетельствовать об активной гидродинамике, а также о высоких скоростях осадконакопления, во время которого происходило образование изученной толщи отложений, о чем говорят и незначительные изменения в видовом составе диатомей. К сожалению, низкая концентрация створок в препаратах данных интервалов является ограничением использования статистических методов, в том числе РСА.

## Заключение

Результаты проведенного исследования показали целесообразность использования метода главных компонент (РСА) в качестве инструмента для установления изменений диатомовых палеосообществ и на этой основе поиска экологических факторов, вызвавших эти трансформации. Результаты РСА упрощают работу исследователя по выявлению главных компонент, указывающих, по сути, на определенные параметры среды или ситуационное состояние экосистемы в конкретный временной промежуток. РСА позволяет представить модель распределения диатомовых водорослей с учетом взаимосвязей, присущих анализируемой системе, а также указать основные тренды изменений палеоусловий и оценить значимость факторов среды, влияющих на эти изменения.

Суммарный вклад главных компонент по результатам анализа диатомей из голоценовых отложений оз. Птичье составил 78% суммарной дисперсии для корреляционной матрицы, что, несомненно, демонстрирует высокую значимость результатов. Полученные данные позволили выявить закономерности изменения палеосообществ диатомовых водорослей в условиях трансгрессивно-регрессивного цикла, соответствующего оптимальной фазе голоцена:

1. Увеличение собственных значений РС-2 (до 10) и РС-3 (до 20), для которых положительные нагрузки обеспечили сублиторальные виды *T. compressa* и *D. smithii*, зафиксировало начальный этап повышения уровня моря в условиях климатического потепления.

2. Максимальные значения РС-1 (до 42), для которой высокие положительные нагрузки определил бореальный неритический вид *A. senarius*, отразили самое высокое стояние уровня моря.

3. Низкие собственные значения РС-1 (до –19) и РС-3 (до –17) и увеличение значений РС-2 (до 5), которые поддержал максимальными нагрузками вид *D. smithii*, отметили начало регрессии.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Harper D.A.T. Numerical paleobiology. Computer-based modeling and analysis of Fossils and their distributions. New York, 1999. 468 p.
2. Davis J.C. Statistics and Data Analysis in Geology. New York: John Wiley & Sons, 1986. P. 238–244.
3. Legendre P., Legendre L. Numerical Ecology. 2nd English Edition, Amsterdam: Elsevier, 1998. Vol. 24. 853 p.
4. Xue J., Lee C. Using principal components analysis (PCA) with cluster analysis to study the organic geochemistry of sinking particles in the ocean // Organic Geochemistry. 2011. № 42 (4). P. 356–367.
5. Gazley M.F., Collins K.S. Application of principal component analysis and cluster analysis to mineral exploration and mine geology // AusIMM New Zeal. Branch Annu. Conf. Dunedin, 2015. P. 131–139.
6. Hammer Ø., Harper D.A.T. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. Vol. 4(1), № 4. P. 1–9. URL: [http://palaeo-electronica.org/2001\\_1/past/issue1\\_01.htm](http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm) (date of access: 15.02.2024).
7. Milan M., Albrecht N. et al. Clockwise hysteresis of diatoms in response to nutrient dynamics during eutrophication and recovery // Limnol. Oceanogr. 2022. Bd 6 (9). S. 2088–2100.

8. Edwards M., Beaugrand G. et al. Climate variability and multi-decadal diatom abundance in the Northeast Atlantic. France. P. 1–8. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00492-9>
9. Chipman M.L., Clarke G.H. et al. A 2000 year record of climatic change at Ongoke Lake, southwest Alaska. USA, 2009. DOI: 10.1007/s10933-008-9257-8.
10. Евстигнеева Т.А., Черепанова М.В., Романова А.В. Изменение окружающей среды северо-западного сектора Японского моря в период последней дегляциации // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2023. № 3. С. 3–17.
11. Jewson S. An alternative to PCA for estimating dominant patterns of climate variability and extremes, with application to U.S. and China seasonal rainfall // Atmosphere. 2020. Vol. 11(4). 354 p. <https://doi.org/10.3390/atmos11040354>
12. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
13. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа). М.: Наука, 1979. 140 с.
14. Lozhkin A. V., Cherepanova M. V., Anderson P. M. Glukhoye Lake: Middle to Late Holocene environments of Kunashir Island (Kuril Archipelago, Russian Far East) // Boreas. 2022. Vol. 51, N2. P. 364–384. <https://doi.org/10.1111/bor.12565>
15. Муранов А.П. Ресурсы поверхностных вод СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 592 с. (Гидрологическая изученность; Т. 18, № 2).
16. Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Практическое руководство / ред. З.И. Глезер, А.П. Жузе, И.В. Макарова, В.С. Шешукова-Порецкая. М.: Наука, 1974. 403 с.
17. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г. и др. Голоцен побережья юго-западного Приморья // Научное обозрение. 2008. № 1. С. 8–27.
18. Guiry M.D., Guiry G.M. AlgaeBase. World-wide electron. publ. Nat. Univ. Ireland, Galway, 2021. URL: <http://www.algaebase.org/search/species/> (date of access: 26.02.2024).
19. Барнинова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразии водорослей-индикаторов окружающей среды. Pilies Studio, 2006. 498 с.
20. Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Кн. 2. М.: Госгеолитиздат, 1949. 238 с.
21. Bertolli L.M., Talgatti D.M., Nascimento T.M.S., Torgan L.C. The genus *Tryblionella* W. Smith (Bacillariaceae, Bacillariophyta) in southern Brazil salt marshes // Biota Neotropica. 2020. Vol. 20 (1). P. 1–18. e20190774. <http://dx.doi.org/10.1590/1676-0611-BN-2019-0774>
22. Hasle G.R. Some *Thalassiosira* species with one central process (Bacillariophyceae) // Norw. J. Bot. 1978. Vol. 25, N2. P. 77–110.
23. Черепанова М.В., Лепская Е.В., Андерсон П., Ложкин А.В. Диатомовые водоросли из голоценовых осадков оз. Нерпичье (Камчатка) // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-западной части Тихого океана. 2013. Вып. 31. С. 89–106.
24. Ольштынская А.П. Диатомеи и кокколитофориды в голоценовых экосистемах Прикерченского сектора Черного моря // Экосистемы, их оптимизация и охрана. Симферополь: ТНУ, 2014. Вып. 11. С. 82–88.
25. Элбакидзе Е.А. Условия осадконакопления озера Птичьего (Южное Приморье) в среднем голоцене по данным диатомового анализа // Геология на окраине континента: материалы II молодежной научной конференции-школы ДВГИ ДВО РАН. Владивосток: ДВФУ, 2022. 231 с. DOI: <https://doi.org/10.24866/7444-5330-5>.
26. Лутаенко К.А. Моллюски из голоценовых отложений Хасанского района (Южное Приморье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 89–91.
27. Suto I., Kawamura K., Nagimoto S., Teraishi A., Tanaka Y., Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 339–341. P. 39–51.
28. Lopes C., Mix A.C., Abrantes F. Diatoms in northeast Pacific surface sediments as paleoceanographic proxies // Marine Micropaleontology. 2006. Vol. 60 (1). P. 45–65.
29. Zakharkov S.P., Lobanov V.B., Gordeichuk T.N., Morozova E.A., Shtraikhert E.A. Spatial variability of the chlorophyll a and the specific structure of the phytoplankton in the northwestern part of the Sea of Japan during the winter period // Oceanology. 2012. Vol. 52 (3). P. 354–363.

30. Шевченко О.Г., Орлова Т.Ю., Стоник И.В. Диатомовые водоросли порядка Chaetocerotales // Биота российских вод Японского моря. Т. 11 / под ред. А.В. Адрианова. Владивосток: Дальнаука, 2014. 247 с.
31. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И. Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Усури-Ханкайской депрессии (Приморья) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 53–68.

## REFERENCES

1. Harper D.A.T. Numerical paleobiology. Computer-based modeling and analysis of Fossils and their distributions. New York; 1999. 468 p.
2. Davis J.C. Statistics and Data Analysis in Geology. New York: John Wiley & Sons; 1986. P. 238–244
3. Legendre P., Legendre L. Numerical Ecology. 2nd English Edition. Amsterdam: Elsevier; 1998. Vol. 24. 853 p.
4. Xue J., Lee C. Using principal components analysis (PCA) with cluster analysis to study the organic geochemistry of sinking particles in the ocean. *Organic Geochemistry*. 2011;42(4):356–367.
5. Gazley M.F., Collins K.S. Application of principal component analysis and cluster analysis to mineral exploration and mine geology. In: *AusIMM New Zeal. Branch Annu. Conf.* Dunedin; 2015. P. 131–139.
6. Hammer Ø., Harper D.A.T. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*. 2001;4(1):1–9.  
URL: [http://palaeo-electronica.org/2001\\_1/past/issue1\\_01.htm](http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm) (date of access: 15.02.2024).
7. Milan M., Albrecht N. et al. Clockwise hysteresis of diatoms in response to nutrient dynamics during eutrophication and recovery. *Limnol. Oceanogr.* 2022;6 (9):2088–2100.
8. Edwards M., Beaugrand G. et al. Climate variability and multi-decadal diatom abundance in the Northeast Atlantic. France. P. 1–8. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00492-9>
9. Chipman M.L., Clarke G.H. et al. A 2000 year record of climatic change at Ongoke Lake, southwest Alaska. USA; 2009. DOI: 10.1007/s10933-008-9257-8.
10. Evstigneeva T.A., Cherepanova M.V., Romanova A.V. Izmenenie okruzhayushchei sredy severo-zapadnogo sektora Yaponskogo morya v period poslednei deglyatsiatsii = [Environmental changes in the northwestern sector of the Sea of Japan during the last deglaciation]. *Vestnik Severo-Vostochnogo Nauchnogo Tsentra DVO RAN*. 2023;(3):3–17. (In Russ.).
11. Jewson S. An alternative to PCA for estimating dominant patterns of climate variability and extremes, with application to U.S. and China seasonal rainfall. *Atmosphere*. 2020;11(4):354.  
<https://doi.org/10.3390/atmos11040354>
12. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Diatomovye komplekсы i korrelyatsiya chetvertichnykh otlozhenii severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana = [Diatom assemblages and correlation of Quaternary sediments of the northwestern Pacific Ocean]. Vladivostok: Dalnauka; 2008. 174 p. (In Russ.).
13. Pushkar V.S. Biostratigrafiya osadkov pozdnego antropogena yuga Dal'nego Vostoka (po dannym diatomovogo analiza) = [Biostratigraphy of sediments of the late Anthropocene in the south of the Far East (according to diatom analysis)]. Moscow: Science; 1979. 140 p. (In Russ.).
14. Lozhkin A.V., Cherepanova M.V., Anderson P.M. Glukhoye Lake: Middle to Late Holocene environments of Kunashir Island (Kuril Archipelago, Russian Far East). *Boreas*. 2022;51(2):364–384.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12565>
15. Muranov A.P. Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: Gidrologicheskaya izuchennost' = [Surface water resources of the USSR: Hydrological Knowledge]. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1970. Vol. 18, N2. 592 p. (In Russ.).
16. Proshkina-Lavrenko A.I. Diatoms of the USSR (fossil and modern). L.: Nauka; 1974. Vol. 1. Practical guide. 403 p. (In Russ.).
17. Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Gvozdeva I.G. et al. Golotsen poberezh'ya yugo-zapadnogo Primor'ya = [Holocene coast of southwestern Primorye]. *Scientific Review*. 2008;(1):8–27. (In Russ.).
18. Guiry M.D., Guiry G.M. AlgaeBase. World-wide electron. publ. Nat. Univ. Ireland, Galway; 2021.  
URL: <http://www.algaebase.org/search/species/> (date of access: 26.02.2024).
19. Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anisimova O.V. Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhayushchei sredy = [Biodiversity of environmental indicator algae]. Pilies Studio; 2006. 498 p. (In Russ.).

20. Diatom analysis. Opredelitel' iskopaemykh i sovremennykh diatomovykh vodoroslei. = [Key to fossil and modern diatoms]. L.: Gosgeolizdat; 1949. Vol. 2. 238 p. (In Russ.).
21. Bertolli L.M., Talgatti D.M., Nascimento T.M.S., Torgan L.C. The genus *Tryblionella* W. Smith (Bacillariaceae, Bacillariophyta) in southern Brazil salt marshes. *Biota Neotropica*. 2020;20(1):1–18. e20190774. <http://dx.doi.org/10.1590/1676-0611-BN-2019-0774>
22. Hasle G.R. Some Thalassiosira species with one central process (Bacillariophyceae). *Norw. J. Bot.* 1978;25(2):77–110.
23. Cherepanova M. V., Lepsкая E. V., Anderson P., Lozhkin A. V. Issledovaniya vodnykh biologicheskikh resursov Kamchatki i Severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana. = [Diatoms from Holocene sediments of Lake. Nerpichye (Kamchatka)]. *Research of Aquatic Biological Resources of Kamchatka and the North-Western Part of the Pacific Ocean*. 2013;31:89–106. (In Russ.).
24. Ol'shtynskaya A. P. Diatomei i kokkolitoforidy v golotsenovykh ehkositemakh Prikerchenskogo sektora Chernogo morya. Ehkositemy, ikh optimizatsiya i okhrana. Simferopol' = [Diatoms and coccolithophores in Holocene ecosystems of the Kerchen sector of the Black Sea]. Simferopol: TNU; 2014. Vyp.11. S. 82–88. (In Russ.).
25. Elbakidze E.A. Usloviya osadkonakopleniya ozera ptich'ego (Yuzhnoe Primor'e) v srednem golotsene po dannym diatomovogo analiza = [Sedimentation conditions of the bird lake (Southern Primorye) in the Middle Holocene according to diatom analysis]. In: Materials of the II youth scientific conference-school FEGI FEB RAS *Geology on the outskirts of the continent*. Vladivostok: FEFU Publishing House; 2022. 231 p. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.24866/7444-5330-5>.
26. Lutaenko K.A. Mollyuski iz golotsenovykh otlozhenii Khasanskogo raiona (Yuzhnoe Primor'e) = [Mollusks from Holocene deposits of the Khasan region (Southern Primorye)]. *Stratigraphy. Geological Correlation*. 1993;1(6):89–91. (In Russ.).
27. Suto I., Kawamura K., Hagimoto S., Teraishi A., Tanaka Y. Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012;339–341:39–51.
28. Lopes C., Mix A. C., Abrantes F. Diatoms in northeast Pacific surface sediments as paleoceanographic proxies. *Marine Micropaleontology*. 2006;60 (1):45–65.
29. Zakharkov S.P., Lobanov V.B., Gordeichuk T.N., Morozova E.A., Shtraikhert E.A. Spatial variability of the chlorophyll a and the specific structure of the phytoplankton in the northwestern part of the Sea of Japan during the winter period. *Oceanology*. 2012;(3):354–363.
30. Shevchenko O.G., Orlova T.Yu., Stonik I.V. Diatomovye vodorosli poryadka Chaetocerotales = [Diatoms of the order Chaetocerotales]. In: Adrianov A. V. (ed.). *Biota rossiiskikh vod Yaponskogo morya*. Vladivostok: Dal'nauka; 2014. Vol. 11. 247 p. (In Russ.).
31. Korotkij A. M., Grebennikova T. A., Karaulova L. P., Belyanina N. I. Ozyornye transgressii v pozdnekajnozoijskoj Ussuri-Hankajskoj depressii (Primor'ya) = [Lake transgressions in the Late Cenozoic Ussuri-Khanka depression (Primorye)]. *Tihookeanskaya Geologiya*. 2007;26(14):53–68. (In Russ.).

Научная статья  
УДК 539.26-022.53:563.12+563.12:552.58  
DOI: 10.31857/S0869769824050095  
EDN: HPEBVI

## Применение методов рентгеновской микротомографии для выявления ранних диагенетических изменений раковин фораминифер

Л. О. Утюпин , М. А. Ушкова, А. В. Романова, С. П. Плетнев, А. В. Поселюжная

*Леонид Олегович Утюпин*

инженер

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

leonid.9@mail.ru

<https://orcid.org/0009-0006-3483-8815>

*Мария Александровна Ушкова*

ведущий инженер

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

m\_ushkova@list.ru

<https://orcid.org/0009-0001-3981-7099>

*Александра Владимировна Романова*

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

sandra\_ru@bk.ru

<https://orcid.org/0000-0003-2884-1197>

*Плетнев Сергей Павлович*

доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

Владивосток, Россия

pletnev@poi.dvo.ru

<https://orcid.org/0000-0001-9516-7089>

*Анна Владимировна Поселюжная*

старший инженер

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

anna\_ivv@mail.ru

<https://orcid.org/0009-0004-0368-8856>

**Аннотация.** Методом рентгеновской микротомографии были изучены особенности строения раковин бентосных фораминифер в качестве уточняющего этапа исследования образования вторичного аутигенного карбоната на раковинах фораминифер в местах выхода метана. Не разрушая образцы, были получены изображения внешней поверхности и срезов раковин бентосных фораминифер, а также подсчитаны процентные соотношения объемов раковин,

твердых включений и пустоты внутри раковины образцов. Раковины вида *Nonionellina labradorica*, отобранные из горизонтов осадков, соответствующих интенсивным и продолжительным метановым событиям, при сравнении с раковинами того же вида из горизонтов без метановых событий демонстрируют увеличение среднего значения доли раковины на 26,9%, увеличение среднего значения доли твердых включений почти в 2 раза и уменьшение среднего значения доли пустоты внутри раковины на 10,4%. Для раковин вида *Uvigerina parvocostata* аналогичное сравнение показало следующие результаты: увеличение среднего значения доли раковины на 6,5%, уменьшение среднего значения доли твердых включений в 4 раза, а среднего значения доли пустоты – на 6,3%.

**Ключевые слова:** фораминиферы, Охотское море, рентгеновская микротомография, аутигенный карбонат

**Для цитирования:** Утюпин Л.О., Ушкова М.А., Романова А.В., Плетнев С.П., Поселюжная А.В. Применение методов рентгеновской микротомографии для изучения ранних диагенетических изменений раковин фораминифер // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 5. С. 136–147. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050095>

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую благодарность А.А. Карабцову (ДВГИ ДВО РАН) и В.В. Иванову (ДВГИ ДВО РАН) за ценные советы и помощь в процессе работы.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН (тема № 122040800201-8).

Original article

## Application of X-ray microtomography techniques to detect early diagenetic changes in foraminifera shells

L. O. Utyupin, M. A. Ushkova, A. V. Romanova, S. P. Pletnev, A. V. Poselyuzhnaya

*Leonid O. Utyupin*

Engineer

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

[leonid.9@mail.ru](mailto:leonid.9@mail.ru)

<https://orcid.org/0009-0006-3483-8815>

*Maria A. Ushkova*

Leading Engineer

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

[m\\_ushkova@list.ru](mailto:m_ushkova@list.ru)

<https://orcid.org/0009-0001-3981-7099>

*Alexandra V. Romanova*

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher

Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

[sandra\\_ru@bk.ru](mailto:sandra_ru@bk.ru)

<https://orcid.org/0000-0003-2884-1197>

*Sergey P. Pletnev*

Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Leading Researcher

V.I. Il'yichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

[pletnev@poi.dvo.ru](mailto:pletnev@poi.dvo.ru)

<https://orcid.org/0000-0001-9516-7089>

Anna V. Poselyuzhnaya  
Senior Engineer  
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia  
anna\_ivv@mail.ru  
<https://orcid.org/0009-0004-0368-8856>

**Abstract.** The structure of benthic foraminifera shells was studied by X-ray microtomography as a clarifying step in the study of secondary authigenic carbonate formation on foraminifera shells at methane vent sites. Without destroying the specimens, images of the outer surface and sections of benthic foraminifera shells were obtained, and the percentages of shell volumes, solid inclusions, and voids within the shells of the specimens were calculated. Shells of the species *Nonionellina labradorica*, sampled from sediment horizons corresponding to intense and prolonged methane events, compared to shells of the same species from horizons without methane events, show a 26.9% increase in the mean shell fraction, a nearly twofold increase in the mean solid inclusion fraction, and a 10.4% decrease in the mean shell void fraction. For shells of the species *Uvigerina parvocostata*, a similar comparison showed the following results: an increase in the mean value of the shell fraction by 6.5%, a 4-fold decrease in the mean value of the fraction of solid inclusions, and a 6.3% decrease in the mean value of the void fraction.

**Keywords:** foraminifera, Sea of Okhotsk, X-ray microtomography, authigenic carbonate

**For citation:** Utyupin L.O., Ushkova M.A., Romanova A.V., Pletnev S.P., Poselyuzhnaya A.V. Application of X-ray microtomography techniques to detect early diagenetic changes in foraminifera shells. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(5):136–147. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824050095>

**Acknowledgments.** The authors express their deep gratitude to A.A. Karabtsov (FEGI FEB RAS) and V.V. Ivanov (FEGI FEB RAS) for valuable advice and assistance during the work.

**Funding.** The work was performed within the framework of the state assignment of the Far East Geological Institute, FEB RAS (theme No. 122040800201-8).

## Введение

После обнаружения в Охотском море эмиссий метана на морском дне [1] в данном районе были открыты крупные запасы газогидратов [2, 3]. Благодаря этому Охотское море является прекрасным объектом для исследования эмиссий метана. При нарушении условий первичного захоронения газогидраты могут растворяться и высвобождать свободный метан, выходящий на поверхность морского дна. В местах просачивания метана образуются области, в которых придонные и поровые воды, а также живые организмы обеднены тяжелым изотопом  $C^{13}$  [4, 5]. Разница значений  $\delta^{13}C$  между одними и теми же живыми видами в метановых сипах и вне зоны их влияния невелика. В Охотском море в пределах одного вида она меняется от  $-0,3$  до  $-1,0$  ‰ [6]. В ископаемых же раковинах отрицательные значения  $\delta^{13}C$  более изменчивы и достигают  $-40$  ‰ [7, 8]. Бентосные фораминиферы зарекомендовали себя хорошими индикаторами потоков древнего и современного метана [9–13]. По соотношению изотопов  $C^{13}$  и  $C^{12}$  в их карбонатных раковинах можно судить об интенсивности и продолжительности метановых событий.

В последние годы показано, что на отмерших раковинах может дополнительно осаждаться метанпроизводный диагенетический аутигенный карбонат (МДАК) с низкими значениями  $\delta^{13}C$  [4, 7, 9, 14, 15]. МДАК преимущественно представлен высокомагнезиальным кальцитом, кальцитом или арагонитом [14, 16]. Вторичный отрицательный сигнал МДАК может скрывать и перекрывать прижизненную запись  $\delta^{13}C$  фораминифер [7, 17]. Механизм записи  $\delta^{13}C$  и эмиссии метана активно изучается на примере анализа живых и ископаемых фораминифер в разных районах Мирового океана [7, 9–12].

Для исследования диагенетических образований на раковинах фораминифер преимущественно используется сканирующий электронный микроскоп (СЭМ). Данный метод имеет определенные ограничения: изображения, полученные с помощью СЭМ, дают информацию только о внешних характеристиках образца, а подготовка образцов для сканирования предполагает покрытие образца сверхтонким слоем проводящего материала

(обычно используют углерод или металлы: платину, золото), что делает затруднительным дальнейшее проведение геохимических анализов. Внутреннее же строение раковины традиционно изучается методом микроскопического исследования в проходящем свете тонких срезов пород, содержащих фораминиферы, или отдельных образцов, что помимо время- и трудозатрат разрушает образец.

Альтернативой, не имеющей подобных ограничений, является метод рентгеновской микротомографии, который позволяет изучать внутреннее и внешнее строение раковин, не разрушая образец. Рентгеновская микротомография – информативный метод изучения микрообразцов и включений, позволяющий получить 3D модель объекта. Цифровое изображение исследуемого объекта строится на основе теневых проекций, полученных при просвечивании рентгеновским лучом образца. Этот метод успешно применялся для исследования характеристик структур раковин фораминифер, в частности таксономических определений [18, 19], и оценки процесса растворения раковин [20].

Ранее с помощью геохимии стабильных изотопов  $\delta^{13}\text{C}$ , оптической и сканирующей электронной микроскопии были получены результаты изменения характера признаков аутигенной карбонатной минерализации раковин различных видов фораминифер в зависимости от интенсивности влияния метановых просачиваний [21, 22]. Целью данной работы являлось исследование неразрушающим методом рентгеновской микротомографии особенностей строения раковин бентосных фораминифер в качестве уточняющего этапа исследования образования вторичного аутигенного карбоната на раковинах фораминифер в местах выхода метана.

## Образцы и методика

Ранее были определены отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в кальците раковин бентосных фораминифер в колонке донных осадков LV50-05, отобранной в районе активных метановых сипов на восточном склоне о-ва Сахалин в Охотском море. На основе биостратиграфии, значений  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах фораминифер, AMS  $\text{C}^{14}$ -датировок (ускорительная масс-спектрометрия) в исследуемом районе установлены метановые события (МС) в голоцене: МС-1 (700–900 лет); МС-2 (1200–1400 лет), МС-3 (2500–5400 лет) и МС-4 (7400–10 000 лет) [20]. Первичная диагностика раковин фораминифер и оценка степени зарастания стенок раковин аутигенным карбонатом выполнены с помощью бинокуляра МБС-10. Изображения раковин фораминифер при отраженном свете получены с помощью стереомикроскопа Discovery V12 в лаборатории микро- и наноисследований ДВГИ ДВО РАН. Для проведения микротомографического исследования были отобраны по 5–6 раковин видов *Uvigerina parvocostata* и *Nonionellina labradorica* с горизонтов осадков 20–25 и 470–475 см. Раковины фораминифер хорошей сохранности, отобранные в горизонте 20–25 см, подобны раковинам живых фораминифер. Раковины фораминифер из горизонта 470–475 см характеризуются наибольшей степенью обрастания аутигенным карбонатом. Для раковин данного горизонта зафиксированы аномально низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  [22].

Изучение внутреннего строения образцов раковин фораминифер проводилось на рентгеновском микротомографе SkyScan 1272 (Bruker microCT, Бельгия) лаборатории рентгеновских методов Приморского центра локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Съемка велась без фильтра (напряжение рентгеновского источника 50 кВ, текущий ток 200 мкА), вращение образца от 0 до 180° с шагом 0,2°, размеры пикселя изображения от 1,25 до 1,5 мкм, формат изображения 2452 × 1640 пиксел (экспозиция 750 мсек). Изображения образцов были подготовлены с помощью программ NRecon 1.7.1.0 (Bruker microCT), DataViewer 1.5.3.4 (64-bit) и CTvox 3.3.0 r1403 (64-bit) (Bruker microCT).

Образцы разделены на 4 группы согласно виду и горизонту отбора. Образцы каждой группы сканировались одновременно. С помощью программы реконструкции изображений NRecon для каждого образца был сформирован персональный набор данных для последующего анализа в программе CT Analyser 1.16.9.0+(64-bit) (Bruker microCT). Область анализа для каждого образца (Region of Interest, сокращенно, ROI) посредством программы была ограничена его внешним контуром.

Наличие твердых включений в раковинах было визуализировано с помощью программ DataViewer 1.5.3.4 (64-bit) и CTvox 3.3.0 r1403 (64-bit) (Bruker microCT). Показатели рентгеновской плотности включений определены посредством программы CT Analyser.

## Результаты и обсуждение

Предварительные исследования раковин на световом и сканирующем микроскопе показали, что вид *U. parvocostata* наименее подвержен зарастанию МДАК, в то время как вид *N. labradorica* более подвержен накоплению аутигенного карбоната на внешней стенке раковины [21, 22].

По итогам микрофотографического сканирования были получены 3D-изображения образцов, демонстрирующие внутреннее строение раковины как в полном объеме образца, так и на заданном поперечном срезе. По имеющимся изображениям были построены фото-таблицы, содержащие изображения раковин в световом микроскопе, изображения модели, полученной с помощью микрофотографа, изображения раковины в режиме прозрачности с включениями, обозначенными белым цветом, и поперечные срезы раковин (рис. 1, 2).

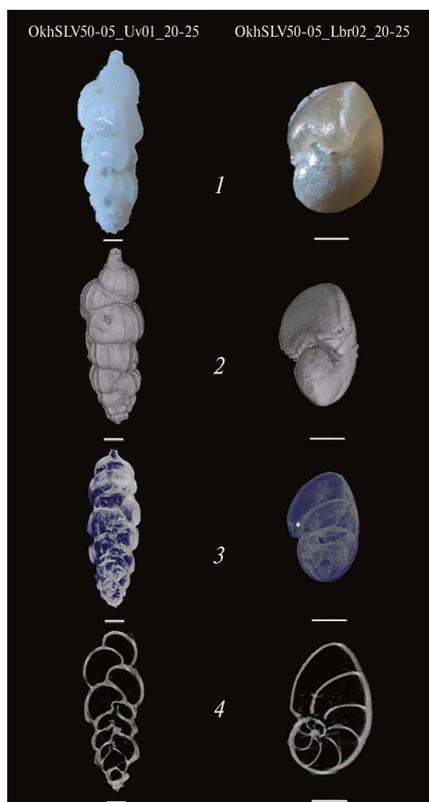


Рис. 1. Раковины бентосных фораминифер *U. parvocostata* (слева) и *N. labradorica* (справа), отобранные с горизонта осадков 20–25 см. Все масштабные линейки равны 100 мкм. Сверху вниз: 1 – изображение в световом микроскопе, 2 – объемное микрофотографическое изображение, 3 – микрофотографическое изображение в режиме полупрозрачности, 4 – микрофотографический поперечный срез раковины

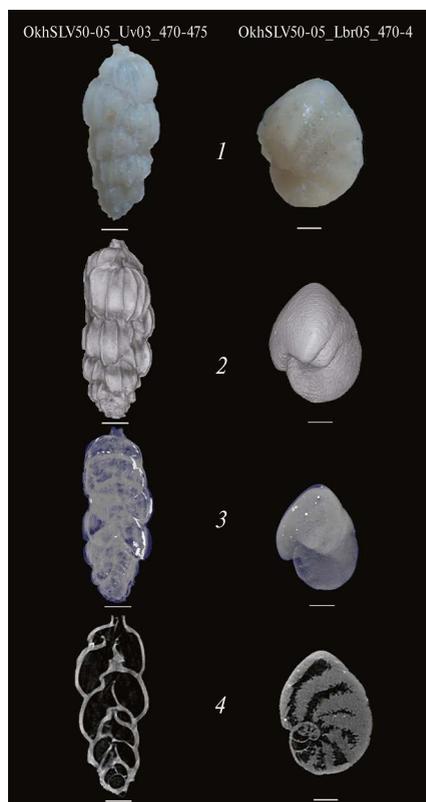


Рис. 2. Раковины бентосных фораминифер *U. parvocostata* (слева) и *N. labradorica* (справа), отобранные с горизонта осадков 470–475 см. Все масштабные линейки равны 100 мкм. Сверху вниз: 1 – изображение в световом микроскопе, 2 – объемное микрофотографическое изображение, 3 – микрофотографическое изображение в режиме полупрозрачности, 4 – микрофотографический поперечный срез раковины

Таблица 1

## Объемы твердых фаз (раковины и твердых включений) и пустот образцов

Образец, номер	Объем образца, мм <sup>3</sup>	Объем пустот в образце, мм <sup>3</sup>	Доля пустот в образце, %	Объем твердых фаз в образце, мм <sup>3</sup>	Доля твердых фаз в образце, %	Объем раковины образца, мм <sup>3</sup>	Доля раковины в образце, %	Объем твердых включений в образце, мм <sup>3</sup>	Доля твердых включений в образце, %
<i>U. parvocostata</i> , горизонт 20–25 см									
OkhSLV50-05_Uv01_20-25	0,03885	0,02509	64,59	0,01376	35,41	0,01376	35,41	0	0
OkhSLV50-05_Uv02_20-25	0,01227	0,00814	66,36	0,00413	33,64	0,00404	32,92	0,000880	0,72
OkhSLV50-05_Uv03_20-25	0,03248	0,02182	67,18	0,01066	32,82	0,01060	32,65	0,0000553	0,17
OkhSLV50-05_Uv04_20-25	0,02797	0,01845	65,96	0,00952	34,04	0,00952	34,04	0,0000001	0,0002
OkhSLV50-05_Uv05_20-25	0,00729	0,00492	67,53	0,00237	32,47	0,00233	32,02	0,0000324	0,44
OkhSLV50-05_Uv06_20-25	0,02629	0,01883	71,62	0,00746	28,38	0,00738	28,06	0,0000827	0,31
Среднее	0,02419	0,01621	67,21	0,00798	32,79	0,00794	32,52	0,0000431	0,27
<i>U. parvocostata</i> , горизонт 470–475 см									
OkhSLV50-05_Uv01_470-475	0,03036	0,01851	60,95	0,01186	39,05	0,01184	38,98	0,00002	0,07
OkhSLV50-05_Uv02_470-475	0,01272	0,00614	48,31	0,00657	51,69	0,00657	51,67	3,0823E-06	0,02
OkhSLV50-05_Uv03_470-475	0,02642	0,01529	57,87	0,01113	42,13	0,01112	42,11	0,000003	0,01
OkhSLV50-05_Uv04_470-475	0,05304	0,03310	62,41	0,01994	37,59	0,01994	37,59	0	0
OkhSLV50-05_Uv05_470-475	0,01563	0,01026	65,62	0,00538	34,38	0,00538	34,38	0	0
OkhSLV50-05_Uv06_470-475	0,02649	0,01859	70,16	0,00791	29,84	0,00791	29,84	0	0
Среднее	0,02744	0,01698	60,89	0,01046	39,11	0,01046	39,10	0,00001	0,02

Образец, номер	Объем образца, мм <sup>3</sup>	Объем пустот в образце, мм <sup>3</sup>	Доля пустот в образце, %	Объем твердых фаз в образце, мм <sup>3</sup>	Доля твердых фаз в образце, %	Объем раковины образца, мм <sup>3</sup>	Доля раковины в образце, %	Объем твердых включений в образце, мм <sup>3</sup>	Доля твердых включений в образце, %
OkhSLV50-05_Lbr01_20-25	0,00717	0,00497	69,39	0,00219	30,61	0,00218	30,42	0,0000137	0,19
OkhSLV50-05_Lbr02_20-25	0,00344	0,00203	58,99	0,00141	41,01	0,00135	39,28	0,0000597	1,74
OkhSLV50-05_Lbr03_20-25	0,00426	0,00231	54,20	0,00195	45,80	0,00195	45,77	0,0000011	0,03
OkhSLV50-05_Lbr04_20-25	0,01000	0,00674	67,34	0,00327	32,66	0,00326	32,61	0,0000049	0,05
OkhSLV50-05_Lbr05_20-25	0,00656	0,00400	60,96	0,00256	39,04	0,00256	39,00	0,0000021	0,03
Среднее	0,00524	0,00334	51,82	0,00190	31,52	0,00188	31,18	0,0000136	0,34
<i>N. labradorica</i> , горизонт 470–475 см									
OkhSLV50-05_Lbr01_470-475	0,04408	0,01121	25,43	0,03287	74,57	0,03286	74,56	0,000006	0,01
OkhSLV50-05_Lbr02_470-475	0,01151	0,00668	58,04	0,00483	41,96	0,00483	41,96	0	0
OkhSLV50-05_Lbr03_470-475	0,00952	0,00561	58,98	0,00391	41,02	0,00390	41,01	0,000001	0,01
OkhSLV50-05_Lbr04_470-475	0,00723	0,00351	48,61	0,00371	51,39	0,00371	51,36	0,000002	0,02
OkhSLV50-05_Lbr05_470-475	0,03015	0,00538	17,83	0,02477	82,17	0,02466	81,82	0,000105	0,35
Среднее	0,02050	0,00648	41,78	0,01402	58,22	0,01399	58,14	0,000023	0,08

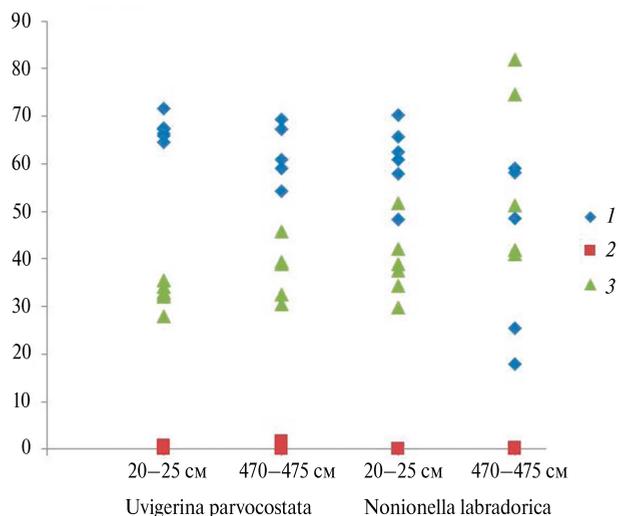


Рис. 3. График распределения значений долей раковины, пустоты и твердых включений в образцах раковин: 1 – доля пустоты в раковине,%; 2 – доля твердых включений в раковине,%; 3 – доля раковины, %

*Внешнее и внутреннее строение раковин.* Показано, что вторичный аутигенный карбонат имеет рентгеновскую плотность, сходную с рентгеновской плотностью первичного карбоната кальция, из которого организм строит свою раковину. Раковины горизонта осадков 20–25 см выглядят более чистыми, стенки раковин гладкие, белые, на поперечном срезе внутренняя полость раковины пустая. Раковины горизонта осадков 470–475 см под бинокляром имеют желтоватую окраску, стенки раковин визуально обладают морозоподобной текстурой. На поперечном срезе, полученном с помощью томографа, видно, что внутренняя полость раковин вида *N. labradorica* толще, особенно в последних камерах. Раковины вида *U. parvocostata* также показывают признаки обрастания, хотя в гораздо меньшей степени.

Посредством программы CT Analyser были получены объемы твердых фаз (раковины и твердых включений) и пустот образцов, приведенные в табл. 1. На графике (рис. 3) представлено распределение значений долей раковины, пустоты и твердых включений в исследуемых образцах. Среднее значение доли раковин образцов в горизонте осадков 470–475 см больше на 6,5% для вида *U. parvocostata* и на 26,9% – для вида *N. labradorica*. Среднее значение доли пустот в образцах горизонта осадков 470–475 см уменьшается на 6,3% для вида *U. parvocostata* и на 10,4% – для вида *N. labradorica*. Эти показатели свидетельствуют о зарастании раковины и согласуются с отрицательными пиками  $\delta^{13}\text{C}$  по данным изотопии, приведенными в табл. 2.

Показатели рентгеновской плотности твердых включений значительно превосходят показатели рентгеновской плотности раковин образцов для каждой группы. Предварительные результаты ЭДС [21], проведенные по раковинам из аналогичных горизонтов, показали, что

Таблица 2

**Вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах бентосных фораминифер в колонке LV-50-05 [22]**

Глубина, см	Вид	Размер раковин, мм	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ VPDB
20–25	<i>U. parvocostata</i>	1	–0,93
20–25	<i>N. labradorica</i>	0,35–0,6	–2,13
470–475	<i>U. parvocostata</i>	1	–3,47
470–475	<i>N. labradorica</i>	0,5	–23,70

сферические включения представлены пиритом. Это позволяет предположить аналогичный состав включений, выявленных микротомографом. Средний объем твердых включений в раковинах вида *U. parvocostata* в горизонте осадков 20–25 см в 4 раза превышает показатели для образцов горизонта осадков 470–475 см. У раковин вида *N. labradorica*, наоборот, средний объем твердых включений из образцов горизонта осадков 470–475 см менее чем в 2 раза превышает средний объем включений из горизонта осадков 20–25 см.

## Выводы

Микротомография является перспективным дополнением к традиционным методам микропалеонтологического анализа. Ее основное преимущество заключается в возможности визуализировать внутреннее пространство раковины, не нарушая ее целостности и структуры. Томографические изображения выполнены по шкале 256 градаций серого цвета, отражающей рентгеновскую плотность вещества. Показано, что метанпроизводный диагенетический карбонат кальция имеет рентгеновскую плотность, сходную с рентгеновской плотностью первичного карбоната кальция. Включения изображаются белым цветом как наиболее плотное для рентгеновских лучей вещество образца и предположительно являются пиритом.

В ходе исследования было выявлено:

1) у раковин вида *N. labradorica* зарастает как внешняя стенка, так и внутреннее пространство раковины, особенно интенсивно в последней камере раковины. В горизонте осадков 470–475 см среднее значение доли раковин увеличилось на 26,9%, а среднее значение доли пустоты внутри раковины уменьшилось на 10,4%. Среднее значение объема твердых включений в раковинах горизонта 470–475 см почти в 2 раза больше, чем в горизонте 20–25 см;

2) раковины вида *U. parvocostata* менее подвержены зарастанию, аутигенный карбонат наблюдается только на внешних стенках камер раковины. Среднее значение доли раковин для горизонта осадков 470–475 см увеличивается на 6,5%, а среднее значение доли пустоты внутри раковины уменьшается на 6,3%. Среднее значение объема твердых включений в раковинах горизонта осадков 20–25 см в 4 раза больше, чем в горизонте осадков 470–475 см.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // *Океанология*. 1987. Вып. 5. С. 795–800.
2. Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Дуглас В.К., Кренстон Р., Лоренсон Т., Алексеев И.А., Баранова Н.С., Иванова Г.А., Казазаев В.П., Лобков В.А., Маширов Ю.Г., Наторхин М.И., Обжиров А.И., Титаев Б.Ф. Газовые гидраты Охотского моря // *Отечественная геология*. 1994. № 2. С. 190–197.
3. Обжиров, А.И. Газохимические поля и прогноз нефтегазоносности морских акваторий: специальность 04.00.13: автореф. дис. ... доктора геол.-минерал. наук. М., 1995. 38 с.
4. Hill T.M., Stott L., Valentine D.L. Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. Vol. 68. P. 4619–4627.
5. Levin L.A. Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 2005. Vol. 43. P. 1–46.
6. Плетнев С.П., Аннин В.К., Ву Ю., Тарасова Т.С. Фораминиферы и изотопия ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  и  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ) их раковин в местах выхода метана на восточном склоне о. Сахалин (Охотское море) // *Изв. ТИНРО*. 2014. Т. 178. С. 180–190.
7. Torres M.E., Mix A.C., Kinports K., Haley B., Klinkhammer G.P., McManus J., de Angelis M.A. Is methane venting at the seafloor recorded by  $\delta^{13}\text{C}$  of benthic foraminifera shells? // *Paleoceanography*. 2003. Vol. 18, N3. P. 1062–1074.

8. Uchida M., Ohkushi K., Kimoto K., Inagaki F., Ishimura T., Tsunogai U., Tuzino T., Shibata Y. Radiocarbon-based carbon source quantification of anomalous isotopic foraminifera in last glacial sediments in the western North Pacific // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9, N4. DOI: 10.1029/2006GC001558.
9. Sen Gupta B.K., Platon E., Bernhard J.M., Aharon P. Foraminiferal colonization of hydrocarbon-seep bacterial mats and underlying sediment, Gulf of Mexico slope // *J. Foram. Res.* 1997. Vol. 27, N4. P. 292–300.
10. Panieri G., Camerlenghi A., Conti S., Pini G.A., Cacho I. Methane seepages recorded in benthic foraminifera from Miocene seep carbonates, Northern Apennines (Italy) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2009. Vol. 284. P. 271–282.
11. Kennett J., Cannariato K., Hendy I., Behl R. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials // *Science.* 2000. Vol. 288. P. 128–133.
12. Rathburn A.E., Levin L., Held Z., Lohmann K.C. Benthic foraminifera associated with cold methane seeps on the northern California margin: Ecology and stable isotopic composition // *Mar. Micropaleontol.* 2000. Vol. 38. P. 247–266.
13. Rathburn A.E., Perez M.E., Martin J.B., Day S.A., Mahn C., Gieskes J., Ziebis W., Williams D., Bahls A. Relationship between the distribution and stable isotopic composition of living benthic foraminifera and cold methane seep biogeochemistry in Monterey Bay, California // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4. 1106. DOI: 10.1029/2003GC000595.
14. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // *Литология и полезные ископаемые.* 2004. № 1. С. 3–35.
15. Panieri G., Aharon P., Sen Gupta B.K., Camerlenghi A., Ferrer F.P., Cacho I. Late Holocene foraminifera of Blake Ridge Diapir: Assemblage variation and stable-isotope record in gas-hydrate bearing sediments // *Mar. Geol.* 2014. Vol. 353. P. 99–107.
16. Логвина Е.А., Крылов А.А., Матвеева Т.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Аутигенез карбонатов в отложениях газогидратоносной структуры ХАОС (Охотское море) // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле.* 2022. Т. 67, № 1. С. 50–73. DOI: 10.21638/spbu07.2022.103.
17. Panieri G., Graves C., James R. Paleo-methane emissions recorded in foraminifera near the landward limit of the gas hydrate stability zone offshore western Svalbard // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. Vol. 17, N2. P. 521–537. DOI: 10.1002/2015GC006153.
18. Lucas D. Mouro, Lucas D. Vieira, Anderson C. Moreira, Enelise Katia Piovesan, Celso P. Fernandes, Gerson Fauth, Rodrigo S. Horodisky, Renato Pirani Ghilardi, Iara F. Mantovani, Simone Baecker-Fauth, Guilherme Krahl, Breno Leitão Waichel, Mateus Souza da Silva. Testing the X-ray computed microtomography on microfossil identification: An example from Sergipe-Alagoas Basin, Brazil // *Journal of South American Earth Sciences.* 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103074>
19. Michael Siccha, Raphaël Morard, Julie Meilland, Shinya Iwasaki, Michal Kucera, Katsunori Kimoto. Collection of X-ray micro computed tomography images of shells of planktic foraminifera with curated taxonomy // *Scientific Data.* 2023. Vol.10. P. 679. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02498-0>
20. Iwasaki S., Kimoto K., Okazaki Y., Ikehara M. X-ray micro-CT scanning of tests of three planktic foraminiferal species to clarify dissolution process and progress // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2019. P. 6051–6065. <https://doi.org/10.1029/2019GC008456>
21. Романова А.В., Утюпин Л.О., Плетнев С.П., Поселюжная А.В. Вторичная карбонатная минерализация раковин фораминифер в условиях голоценовых палеоэмиссий метана в Охотском море // *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы VI Всероссийской конференции с международным участием.* Владивосток: Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2023. С. 173–176. <https://doi.org/10.24866/7444-5547-7>
22. Плетнев С.П., Юньхуа Ву, Романова А.В., Аннин В.К., Уткин И.В., Верещагина О.Ф. Негативные экскурсы  $\delta^{13}\text{C}$  раковин бентосных фораминифер: голоценовая история метановых событий в центральной части Охотского моря // *Геология и геофизика.* 2020. Т. 61, № 4. С. 527–545.

## REFERENCES

1. Zonenshain L.P., Murdmaa I.O., Baranov B.V., Kuznetsov A.P., Kuzin V.S., Kuz'min M.I., Avdeiko G.P., Stunzhas P.A., Lukashin V.N., Barash M.S., Valyashko G.M., Demina L.L. Podvodnyi gazovyi istochnik v Okhotskom more k zapadu ot ostrova Paramushir = [Underwater gas source in the Sea of Okhotsk west of Paramushir Island]. *Oceanology.* 1987;5:795–800. (In Russ.).

2. Solov'ev V.A., Ginsburg G.D., Duglas V.K., Krenston R., Lorenson T., Alekseev I.A., Baranova N.S., Ivanova G.A., Kazazaev V.P., Lobkov V.A., Mashirov Yu.G., Natorkhin M.I., Obzhairov A.I., Titaev B.F. Gazovye gidraty Okhotskogo morya = [Gas hydrates of the Sea of Okhotsk]. *Otechestvennaya Geologiya*. 1994;(2):190–197. (In Russ.).
3. Obzhairov A.I. Gazokhimicheskie polya i prognoz neftegazonosnosti morskikh akvatorii = [Gas-chemical fields and prediction of oil and gas content in offshore areas]: specialty 04.00.13: abstract of the dissertation for the degree of Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy. Moscow; 1995. 38 p. (In Russ.).
4. Hill T.M., Stott L., Valentine D.L. Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004;68:4619–4627.
5. Levin L.A. Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow, chemistry and microbes. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 2005;43:1–46.
6. Pletnev S.P., Annin V.K., Vu Yu., Tarasova T.S. Foraminifery i izotopiya ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  i  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ) ikh rakovin v mestakh vykhoda metana na vostochnom sklone o. Sakhalin (Okhotskoe more) = [Foraminifera and isotopy ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  and  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ) of their shells at methane vent sites on the eastern slope of Sakhalin Island (Sea of Okhotsk). Sakhalin Island (Sea of Okhotsk)]. *Izvestiya TINRO*. 2014;178:180–190. (In Russ.).
7. Torres M.E., Mix A.C., Kinports K., Haley B., Klinkhammer G.P., McManus J., de Angelis M.A. Is methane venting at the seafloor recorded by  $\delta^{13}\text{C}$  of benthic foraminifera shells? *Paleoceanography*. 2003;18(3):1062–1074.
8. Uchida M., Ohkushi K., Kimoto K., Inagaki F., Ishimura T., Tsunogai U., Tuzino T., Shibata Y. Radiocarbon-based carbon source quantification of anomalous isotopic foraminifera in last glacial sediments in the western North Pacific. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008;9(4). DOI: 10.1029/2006GC001558.
9. Sen Gupta B.K., Platon E., Bernhard J.M., Aharon P. Foraminiferal colonization of hydrocarbon-seep bacterial mats and underlying sediment, Gulf of Mexico slope. *J. Foram. Res.* 1997;27(4):292–300.
10. Panieri G., Camerlenghi A., Conti S., Pini G.A., Cacho I. Methane seepages recorded in benthic foraminifera from Miocene seep carbonates, Northern Apennines (Italy). *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2009;284:271–282.
11. Kennett J., Cannariato K., Hendy I., Behl R. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials. *Science*. 2000;288:128–133.
12. Rathburn A.E., Levin L., Held Z., Lohmann K.C. Benthic foraminifera associated with cold methane seeps on the northern California margin: Ecology and stable isotopic composition. *Mar. Micropaleontol.* 2000;38:247–266.
13. Rathburn A.E., Perez M.E., Martin J.B., Day S.A., Mahn C., Gieskes J., Ziebis W., Williams D., Bahls A. Relationship between the distribution and stable isotopic composition of living benthic foraminifera and cold methane seep biogeochemistry in Monterey Bay, California. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003;4. 1106. DOI: 10.1029/2003GC000595.
14. Lein A.Yu. Autigennoe karbonatobrazovanie v okeane = [Authigenic carbonate formation in the ocean]. *Lithology and Mineral Resources*. 2004;(1):3–35. (In Russ.).
15. Panieri G., Aharon P., Sen Gupta B.K., Camerlenghi A., Ferrer F.P., Cacho I. Late Holocene foraminifera of Blake Ridge Diapir: Assemblage variation and stable-isotope record in gas-hydrate bearing sediments. *Mar. Geol.* 2014;353:99–107.
16. Logvina E.A., Krylov A.A., Matveeva T.V., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. Autigenез karbonatov v otlozheniyakh gazogidratonosnoi struktury KHAOS (Okhotskoe more) = [Authigenesis of carbonates in the deposits of the gas-hydrate-bearing structure of the CHAOS (sea of Okhotsk)]. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2022;67(1):50–73. (In Russ.). DOI: 10.21638/spbu07.2022.103.
17. Panieri G., Graves C., James R. Paleo-methane emissions recorded in foraminifera near the landward limit of the gas hydrate stability zone offshore western Svalbard. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016;17(2):521–537. DOI: 10.1002/2015GC006153.
18. Lucas D. Mouro, Lucas D. Vieira, Anderson C. Moreira, Enelise Katia Piovesan, Celso P. Fernandes, Gerson Fauth, Rodrigo S. Horodisky, Renato Pirani Ghilardi, Iara F. Mantovani, Simone Baecker-Fauth, Guilherme Krahl, Breno Leitˆao Waichel, Mateus Souza da Silva. Testing the X-ray computed microtomography on microfossil identification: An example from Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103074>

19. Michael Siccha, Raphaël Morard, Julie Meilland, Shinya Iwasaki, Michal Kucera, Katsunori Kimoto. Collection of X-ray micro computed tomography images of shells of planktic foraminifera with curated taxonomy. *Scientific Data*. 2023;10:679. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02498-0>
20. Iwasaki S., Kimoto K., Okazaki Y., Ikehara M. X-ray micro-CT scanning of tests of three planktic foraminiferal species to clarify dissolution process and progress. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019;20:6051–6065. <https://doi.org/10.1029/2019GC008456>
21. Romanova A. V., Utyupin L. O., Pletnev S. P., Poselyuzhnaya A. V. Vtorichnaya karbonatnaya mineralizatsiya rakovin foraminifer v usloviyakh golotsenovykh paleoemissii metana v Okhotskom more = [Secondary carbonate mineralization of foraminifera shells under Holocene methane paleoemissions in the Sea of Okhotsk]. In: Proceedings of the VI All-Russian Conference with International Participation *Geological Processes in Subduction, Collision and Sliding of Lithospheric Plates*. Vladivostok: Far East Federal University; 2023. P. 173–176. (In Russ.). <https://doi.org/10.24866/7444-5547-7>
22. Pletnev S. P., Yonghua Wu, Romanova A. V., Annin V. K., Utkin I. V., Vereshchagina O. F. Negativnye ehkursy  $\delta^{13}\text{C}$  rakovin bentosnykh foraminifer: golotsenovaya istoriya metanovykh sobytii v tsentral'noi chasti Okhotskogo morya = [Negative  $\delta^{13}\text{C}$  excursions in foraminiferal records: the holocene history of methane events in the central sea of okhotsk]. *Geology and Geophysics*. 2020;6(4):527–545. (In Russ.).

*Подписка на журнал «Вестник Дальневосточного отделения РАН»  
принимается с любого номера Агентством подписки  
и доставки периодических изданий Урал-Пресс (www.ural-press.ru).  
Подписной индекс 70193 в Каталоге периодических изданий «Газеты и журналы»  
Урал-Пресс.*

*Полнотекстовые варианты статей можно найти в Интернете:  
<http://elibrary.ru/issues.asp?id=2774>, <http://journals.rcsi.science/0869-7698/issue/view/>*

Ответственный за номер: А.И. Ханчук  
Над номером работали: В.С. Жердев, Л.А. Русова, Н.С. Мун, Г.А. Веренцова

Учредители  
Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Российская академия наук»  
119991, г. Москва, Ленинский просп., д. 14  
Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Дальневосточное отделение  
Российской академии наук»  
690091, г. Владивосток, ул. Светланская, д. 50

Адрес редакции:  
690091, Владивосток, ул. Светланская, 50, к. 51  
Тел. +7(423)222-25-88  
E-mail: [vestnikdvo@hq.febras.ru](mailto:vestnikdvo@hq.febras.ru)  
<http://www.vestnikdvo.ru>

Издатель  
Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Российская академия наук»  
119991, Москва, Ленинский просп., д. 14  
Исполнитель по контракту 4У-ЕП-039-24  
ФГБУ «Издательство «Наука»  
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.  
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»  
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Подписано к печати  
Дата выхода в свет  
Формат 70 × 108 1/16  
Усл. печ. л.  
Уч.-изд. л.  
Тираж экз.  
Заказ  
Цена свободная

Свидетельство Роскомнадзора о регистрации ПИ № ФС 77-75560 от 12.04.2019 г.