

Том 510, Номер 2

ISSN 2686-7397

Июнь 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 510, номер 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Бутугольская глыба — экзотический докембрийский блок в строении фундамента
Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный саян)

*С. И. Школьник, В. А. Беляев, Е. Ф. Летникова, Е. И. Демонтерова,
Н. В. Брянский, К. К. Колесов, А. В. Иванов* 127

Тектоническая схема Американо-Северного Ледовитого океана

А. А. Черных, И. В. Яковенко, В. Д. Каминский, В. Ю. Глебовский, М. С. Корнева, И. А. Башев 134

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Источники изотопов серы в сульфидах неоархейских железорудных месторождений
Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Россия)

С. В. Высоцкий, А. И. Ханчук, Т. А. Веливецкая, А. В. Игнатьев, А. В. Асеева, Н. С. Нестерова 142

ГЕОХИМИЯ

Геохимическая и Sr–Nd-изотопная систематика позднепермско–раннетриасовых
траппов Кузнецкого бассейна: источники магм и корреляция
с вулканитами Норильского района

Т. В. Светлицкая 149

Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA–ICP–MS
из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиз)

Т. Э. Багдасарян, А. В. Гайдук, В. Б. Хубанов, А. В. Латышев, Р. В. Веселовский 161

МИНЕРАЛОГИЯ

Кариохроит — редкий минерал из группы титаносиликатов: кристаллическая структура,
кристаллохимия и термические свойства

С. В. Соболева, Н. М. Боева, П. М. Карташов, Н. С. Бортников 166

Метасоматический генезис ламелевидных включений в клинопироксенах из мантийных
ксенолитов трубки Обнаженная (Куойское поле, Якутская алмазоносная провинция)

*Н. М. Королев, Л. П. Никитина, А. Б. Кузнецов, А. Г. Гончаров,
О. Л. Галанкина, В. В. Шиловских, Н. С. Власенко* 174

ПЕТРОЛОГИЯ

Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским
гранитоидам Восточного Забайкалья

А. В. Нарышкова, С. В. Хромых, Н. Н. Крук, П. Д. Котлер 181

ЛИТОЛОГИЯ

Направленность и этапность карбонатакопления в геологической истории Земли

В. Г. Кузнецов 189

Магнито-минералогические аномалии на границе плейстоцена и голоцена
в озерных осадках Северо-Востока России

П. С. Минюк, Д. К. Пожидайева, О. Т. Соцкая, В. В. Акинин, М. А. Морозова 194

СТРАТИГРАФИЯ

Новые данные комплексных исследований следов крупных климатических событий плейстоцена:
оледенений, формирования ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков
на Алтае (горы юга Сибири)

*А. Р. Агатова, Р. К. Непон, П. Моска, Б. Л. Никитенко, М. А. Бронникова, А. Н. Жданова,
Э. П. Зазовская, Н. В. Карпущина, О. Б. Кузьмина, А. Р. Непон,
И. Ю. Овчинников, А. В. Петрожицкий, О. Н. Успенская* 201

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Первая находка лягушек (Апига) в верхнем мелу России

*П. П. Скучас, В. В. Колчанов, И. Ю. Болотский, И. Т. Кузьмин, Д. В. Григорьев,
Р. А. Бапинаев, Д. Д. Витенко, Е. В. Мазур, И. А. Парахин, В. А. Гвоздкова,
Д. А. Любченков, А. П. Богой, Ю. Л. Болотский*

208

ГЕОФИЗИКА

Апробация комбинированной методики решения нелинейных обратных задач гравиметрии по комплексу данных топографии, гравитационного поля и толщины коры планеты с помощью алгоритма выметания масс

А. М. Сальников, И. Э. Степанова, Т. В. Гудкова, А. В. Батов, А. В. Щепетилов

212

Новый 254 млн лет палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы: Московская синеклиза, разрезы Сухоборка и Сосновка

А. М. Фетисова, Р. В. Веселовский, В. К. Голубев

220

СЕЙСМОЛОГИЯ

Серия катастрофических землетрясений в Турции 06.02.2023 г. и возмущение геофизических полей

В. В. Адушкин, А. А. Спивак, Ю. С. Рыбнов, А. В. Тихонова

227

ГЕОГРАФИЯ

Прогноз изменений климата и интенсивности экзогенных процессов на территории Ямало-Ненецкого автономного округа

*А. В. Кислов, А. Р. Аляутдинов, А. В. Баранская, Н. Г. Белова, Д. М. Богатова,
М. А. Викулина, И. В. Железнова, Г. В. Суркова, Г. Н. Краев*

233

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Особенности распределения и состава органических соединений в водах и донных осадках р. Чернавка, впадающей в озеро Эльтон

И. А. Немировская, Т. А. Канапацкий, А. В. Храмцова

241

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Мониторинг содержания свинца в агроэкосистемах Центрально-Черноземного района России

С. В. Лукин

247

CONTENTS

Vol. 510, no. 2, 2023

GEOLOGY

Butugol Metamorphic Complex – Exotic Precambrian Block in the Structure of the Basement of the Tuva-mongolian Microcontinent (Eastern Sayan)

*S. I. Shkolnik, V. A. Belyaev, E. F. Letnikova, E. I. Monterova,
N. V. Bryansky, K. K. Kolesov, and A. V. Ivanov*

127

Tectonic Scheme for the Amerasia Basin of the Arctic Ocean

A. A. Chernykh, I. V. Yakovenko, V. D. Kaminskiy, V. Yu. Glebovskiy, M. S. Korneva, and I. A. Bashev

134

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Sulfide Sulfur Isotope Sources of the Neoproterozoic Iron Ore Deposits in the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelia (Russia)

S. V. Vysotskiy, A. I. Khanchuk, T. A. Velivetskaya, A. V. Ignatiev, A. V. Aseeva, and N. S. Nesterova

142

GEOCHEMISTRY

Geochemical and Sr-Nd Isotope Systematics of the Late Permian–early Triassic Traps from the Kuznetsk Basin: Magma Sources and Correlation with the Noril'sk Region Volcanics

T. V. Svetlitskaya

149

The First Results of Track Dating of Apatite Using LA-ICP-MS from the Roof of the Foundation of the Siberian Platform (Nepsko-botuobinskaya Anticline)

T. E. Bagdasaryan, A. V. Gaiduk, V. B. Gubanov, A. V. Latyshev, and R. V. Veselovsky

161

MINERALOGY

Caryochroite is a Rare Mineral from the Group of Titanosilicates: Crystal Structure, Crystal Chemistry and Thermal Properties

S. V. Soboleva, N. M. Boeva, P. M. Kartashov, and N. S. Bortnikov

166

Metasomatic Origin of Lamellar-like Inclusions in Clinopyroxenes from Mantle Xenoliths of the Obnazhennaya Pipe (Kuoika Field, Yakutian Diamondiferous Province)

*N. M. Korolev, L. P. Nikitina, A. B. Kuznetsov, A. G. Goncharov, O. L. Galankina,
V. V. Shilovskikh, and N. S. Vlasenko*

174

PETROLOGY

New Geochronological and Isotope Data on Mesozoic Granitoids of Eastern Transbaikalia

A. V. Naryzhnova, S. V. Khromykh, N. N. Kruk, and P. D. Kotler

181

LITHOLOGY

Directionality and Phasing of Carbonate Accumulation in the Earth History

V. G. Kuznetsov

189

Magneto-mineralogical Anomalies at the Pleistocene–Holocene Boundary in Lake Sediments of Northeastern Russia

P. S. Minyuk, D. K. Pozhidaeva, O. T. Sotskaya, V. V. Akinin, and M. A. Morozova

194

STRATIGRAPHY

New Results of Multidisciplinary Studies of Major Pleistocene Climatic Events: Glaciations, Formation of Ice-dammed Lakes and Their Cataclysmic Draining in Altai (South of Western Siberia)

*A. R. Agatova, R. K. Nepop, P. Moska, B. L. Nikitenko, M. A. Bronnikova, A. N. Zhdanova,
E. P. Zazovskaya, N. V. Karpukhina, O. B. Kuzmina, A. R. Nepop,
I. Yu. Ovchinnikov, A. V. Petrozhitskiy, and O. N. Uspenskaya*

201

PALEONTOLOGY

The First Findings of Frogs (Anura) from the Upper Cretaceous of Russia

P. P. Skutschas, V. V. Kolchanov, I. Y. Bolotsky, I. T. Kuzmin, D. V. Grigoriev, R. A. Bapinaev, D. D. Vitenko, E. V. Mazur, I. A. Parakhin, V. A. Gvozdkova, D. A. Lubchenkov, A. P. Bogoy, and Y. L. Bolotsky

208

GEOFYSICS

A New Combined Technique for Solving Nonlinear Gravity Problems from Planetary Topography, Gravity Field Data and Crustal Thickness with the Use of Throwing off Algorithm

A. M. Salnikov, I. E. Stepanova, T. V. Gudkova, A. V. Batov, and A. V. Shchepetilov

212

New 254 Ma Paleomagnetic Pole of the East European Platform: Moscow Syncline, Sukhoborka and Sosnovka Sections

A. M. Fetisova, R. V. Veselovskiy, and V. K. Golybev

220

SEISMOLOGY

Series of Catastrophic Earthquakes in Turkey 06.02.2023 and Perturbation of Geophysical Fields

V. V. Adushkin, A. A. Spivak, Yu. S. Rybnov, and A. V. Tikhonova

227

GEOGRAPHY

Climate Change Forecast and Intensities Empirereferences

A. V. Kislov, A. R. Alyautdinov, A. V. Baranskaya, N. G. Belova, D. M. Bogatova, M. A. Viculina, I. V. Zheleznova, G. V. Surkova, and G. N. Kraev

233

LAND WATER PROBLEMS

Features of the Distribution And Composition of Organic Compounds in Water and Bottom Sediments Chernavka River Flowing into Elton Lake

I. A. Nemirovskaya, T. A. Kanapatskiy, and A. V. Khramtsova

241

GEOECOLOGY

Monitoring of Lead Content in Agroecosystems Central Black Earth Region of Russia

S. V. Lukin

247

УДК 550.42(235.223)

БУТУГОЛЬСКАЯ ГЛЫБА – ЭКЗОТИЧЕСКИЙ ДОКЕМБРИЙСКИЙ БЛОК В СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2023 г. С. И. Школьник^{1,3,*}, В. А. Беляев², Е. Ф. Летникова³, Е. И. Демонтерова¹,
Н. В. Брянский^{1,2}, К. К. Колесов³, А. В. Иванов³

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 08.02.2023 г.

Поступило 08.02.2023 г.

После доработки 09.02.2023 г.

Принято к публикации 13.02.2023 г.

Получены изотопно-геохронологические и геохимические данные о составе и возрасте метаморфического комплекса пород Бутугольской глыбы, расположенной в восточной части Тувино-Монгольского микроконтинента ЦАСП. Установлено, что протолитом гнейсов служат, в одном случае, вулканиты с возрастом 1009 ± 8 млн лет, в другом – калиевые терригенные породы, накапливающиеся в окраинно-континентальных бассейнах. Формирование протолита метавулканогенных пород, участвующих в строении этого комплекса, происходило на рубеже мезо- и неопротерозоя на сформированной коре, а метаосадочных за счет мезопротерозойских, реже палеопротерозойских и архейских континентальных источников сноса. Установлено, что Бутугольская глыба имеют разную историю развития от других блоков земной коры в составе композитного Тувино-Монгольского микроконтинента.

Ключевые слова: Тувино-Монгольский микроконтинент, Бутугольская “глыба”, породные ассоциации, детритовые цирконы, источники сноса

DOI: 10.31857/S2686739723600261, **EDN:** UKPKXM

В сложной структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, к террейнам с раннедокембрийским основанием и гетерогенным строением относятся Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ) и Хангайская группа террейнов – Дзабханский, Сонгинский и Тарбагатайский блоки [1]. При этом в истории становления ТММ и Дзабханского террейнов существуют черты, которые позволяли ряду исследователей рассматривать их как единый палеомикроконтинент, разобренный фанерозойскими разломами ([2] и др.).

В строении Тувино-Монгольского микроконтинента выделяются две главные составные части: докембрийский фундамент и перекрывающий его венд-кембрийский осадочный чехол [3],

представленный шельфовыми отложениями боксонской и хубсугульской серий, а также их фациальными аналогами – породами горлыкской и арашейской свит. Фундамент ТММ представляет собой аккреционную структуру, в строении которой принимают участие разновозрастные и разнообразные по составу и генезису комплексы: неоархейский фундамент и мезопротерозойский чехол Гарганской глыбы, неопротерозойские вулканогенно-осадочные породы ее активной континентальной окраины, образования офиолитовой ассоциации поздне-мезопротерозойской Дунжугурской дуги (рис. 1) [3]. Несогласно на кристаллических породах Гарганской глыбы залегает мезопротерозойский чехол, сложенный карбонатными породами иркутской свиты [4]. Метаморфические породы фундамента Гарганской глыбы имеют натровую специфику, возраст 2.66–2.76 млрд лет [5] и модельный возраст 2.8–3.0 млрд лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(2700)$ от +0.3 до +1.9 [6]. Относимые к фундаменту глыбы метаморфические породы, исследованные У. Болд в Монгольской части ТММ, подтверждают его неоархейский (2.7 млрд лет) возраст [7].

Значительную роль в строении фундамента ТММ играют породы офиолитовой ассоциации

¹Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

²Институт геохимии им. А.В. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: sink@crust.irk.ru

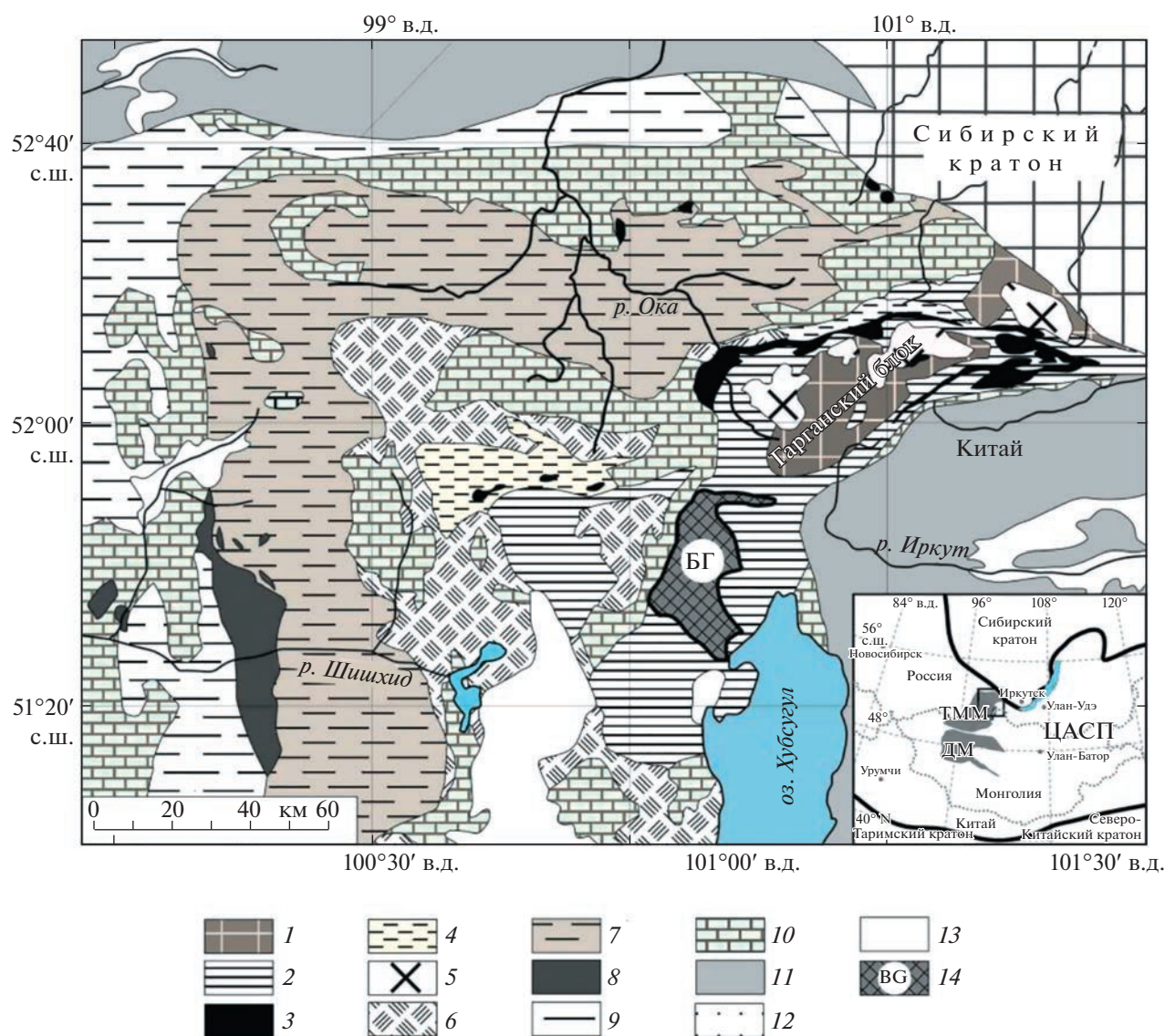


Рис. 1. Схема тектонической зональности северной части ТММ (по [7]) с дополнениями. Гарганский континентальный блок: 1 – кристаллический фундамент, 2 – осадочный чехол. Дунжугурская дуга: 3 – офиолиты, 4 – преддуговые отложения. Сархойская континентальная дуга: 5 – Сумсунурские тоналиты, 6 – Сархойский вулканический пояс, 7 – Окинская аккреционная призма, 8 – Шишихидские офиолиты, 9 – задуговые (?) отложения, 10 – венд-кембрийские карбонаты, 11 – палеозойские террейны, 12 – 790 Ма отложения, 13 – кайнозойские базальты, 14 – метаморфические породы Бутугольской глыбы. На врезке показаны контуры Тувино-Монгольского (ТММ) и Дзабханского (ДМ) микроконтинентов.

Дунжугурского комплекса, возраст плагиогранитов которого составляет 1020 ± 10 млн лет [8]. Офиолитовый покров сложен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами (доля которых в разрезе составляет до 80%), а также породами полосчатого, габбрового, дайкового и вулканического комплексов [9]. Также в строении фундамента микроконтинента принимают участие породы Сархойской активной континентальной окраины, время существования которой оценивается в 870–805 млн лет, и Шишихидской островной дуги 830–775 млн лет [10].

К фундаменту Тувино-Монгольского палео-микроконтинента, кроме Гарганской, относились разрозненные выступы пород повышенной степени метаморфизма – Шутхулайская, Бутугольская глыбы, в разное время также включался Сангиленский блок, а в пределах Тункинских гольцов еще и Шумацкий и Хонголдойский выступы. Для большей части выделявшихся докембрийских выступов, проведенные геологические, петрографические и петрохимические исследования показали, что метаморфические породы, составляющие Шумацкую, Хонголдойскую, Шутху-

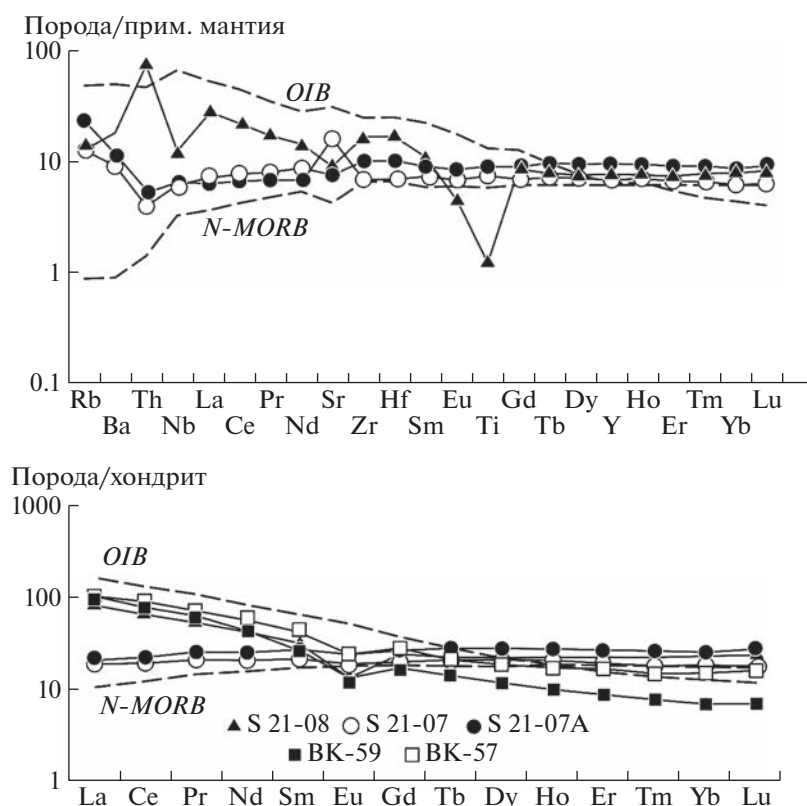


Рис. 2. Спектры распределения содержаний редких элементов, нормализованных к составу примитивной мантии, и редкоземельных, нормализованных к хондриту, для метаморфических пород Бутугольской глыбы.

лайскую глыбу являются полными литологическими, стратиграфическими и возрастными аналогами позднепротерозойских неметаморфизованных толщ ([6] и др.).

Бутугольская глыба представляет собой обособленный выход сильнодислоцированных метаморфических пород, располагающихся южнее образований Гарганской глыбы, как на территории России, так Монголии (рис. 1). Наши исследования метаморфических пород проводились в самой северной части Бутугольской глыбы (р. Большой Бутугол, правый приток р. Хоре), сложенной преимущественно разнообразными гнейсами, сланцами и амфиболитами. Реконструкция первичного состава пород глыбы показала, что в ее составе можно выделить, по крайней мере, три породные ассоциации – метариолиты (биотитовые гнейсы), метабазиты (амфиболиты) и метаосадочные образования (мусковитовые гнейсы).

Метариолиты (S-21-08) по петрохимическому составу соответствуют породам нормального ряда с содержанием $K_2O + Na_2O = 5–6$ мас. %, относятся к магнезиальным образованиям ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.67–0.69$). Для них характерны средние содержания Sr, Y, невысокие Nb, Zr и слабо фракционированные спектры распределения

редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 3.9$). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr и положительные Th (рис. 2). Для них характерны положительные значения $\epsilon_{Nd}(1000) = +1.2$ и мезопротерозойский Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM2-st) = 1.5$ млрд лет (табл. 1).

Амфиболиты (S21-07, S-21-07A) близки по составу базальтам (51.1–52.9 мас. % SiO_2 , 7.8–8.5 мас. % MgO , 1.6–2.0 мас. % TiO_2). Они относительно обеднены легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 0.8–1.0$), Th, Nb, аномалии высокозарядных элементов отсутствуют (рис. 2). По особенностям распределения несовместимых элементов метабазиты соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB) или базальтам задуговых бассейнов (BABB). Метабазиты обладают положительными величинами $\epsilon_{Nd}(1000) = +4.1$, что наряду с положительными аномалиями Pb и Sr на мультиэлементных спектрах скорее указывает на их формирование в задуговом бассейне, а не в открытом океаническом пространстве.

Для метаосадков (БК-57, БК-59) характерны варьирующие содержания SiO_2 (60–80 мас. %), и высокие MgO (до 3.4), позволяющие относить их к туфогенным, или к породам с примесью вулка-

Таблица 1. Sm–Nd-изотопные данные для метаморфических пород Бутугольской глыбы

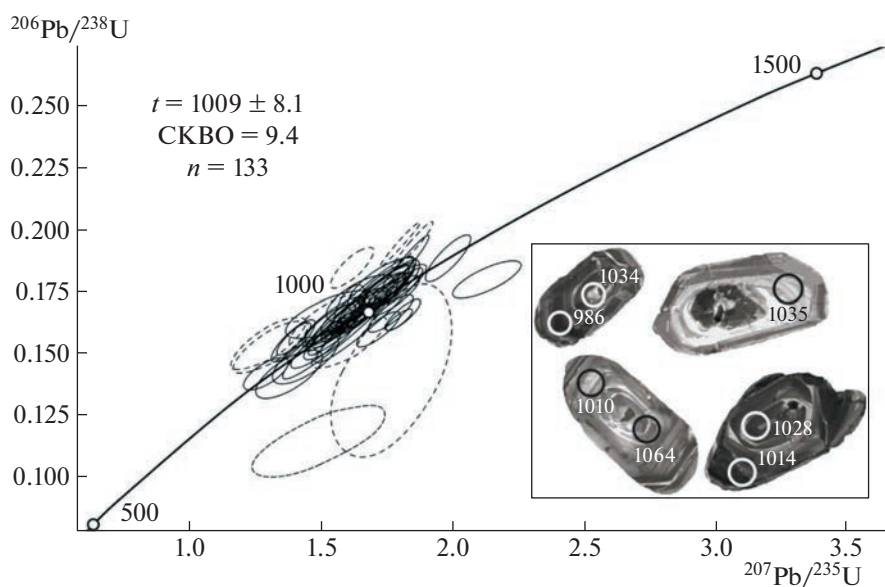
Номер обр.	Т, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$
		Sm	Nd					
S21-08	1000	4.90	19.55	0.1509	0.512444	–3.8	1.2	1.5
S21-07	1000	3.27	9.66	0.2038	0.512957	6.2	4.1	
БК-57	1000	4.09	19.89	0.1238	0.511835	–15.7	–7.1	2.4

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и двустадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{C})$ рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

ногенного материала. Типичны повышенные концентрации K_2O (2.2–2.6 мас. %) и его преобладание над Na_2O , а также наблюдаемое закономерное уменьшение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и Fe_2O_3 с ростом SiO_2 . Спектры распределения РЗЭ в метаосадочных породах отличаются заметным разнообразием: от слабо- ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.7$) до фракционированных с явным обогащением легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 14.6$) трендов (рис. 2). Отрицательная Eu-аномалия проявлена во всех проанализированных метаосадках. Исходя из содержаний индикаторных элементов (La, Sc, Co, Th) и их отношений, можно предположить, что формирование метаосадочных пород Бутугольской глыбы происходило за счет размыва преимущественно вулканических пород кислого и среднего составов. Для метаосадков типичны отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1000) = -7.1$ и $T_{\text{Nd}(\text{DM})} = 2.4$ млрд лет (табл. 1). Геохимические и изотопные характеристики указывают на накопление этих осадков в окраинноморских обстановках древнего континентального бока.

U–Pb-датирование циркона из метариолитов и метаосадков выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Установлено, что средневзвешенный возраст циркона из метариолитов (133 конкордантных значения), составляет 1009.5 ± 8.1 млн лет (рис. 3). Это значение возраста отвечает времени кристаллизации протолита ортогнейсов Бутугольской глыбы. Возраста детритовых цирконов из пробы метаосадочных пород (76 конкордантных значений) преимущественно находятся в диапазоне 1300–1700 млн лет и составляют также значимые пики на 890, 1057 и 2007 млн лет. Кроме того, выделяются слабые (выполненные 3 и менее значениями возрастов детритового циркона) пики на 1209, 2225, 2479 и 2901 млн лет (рис. 4). Популяции цирконов с возрастом 2.66–2.76 млн лет, типичных для пород Гарганской глыбы, в изученных породах Бутугольской глыбы не обнаружено.

Полученные геохимические, геохронологические и Nd-изотопные данные по ортопородам Бутугольской глыбы предполагают, что их формирование происходило за счет ювенильных мезопротеро-

**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией и микрофотографии зерен цирконов из метавулканита Бутугольской глыбы.

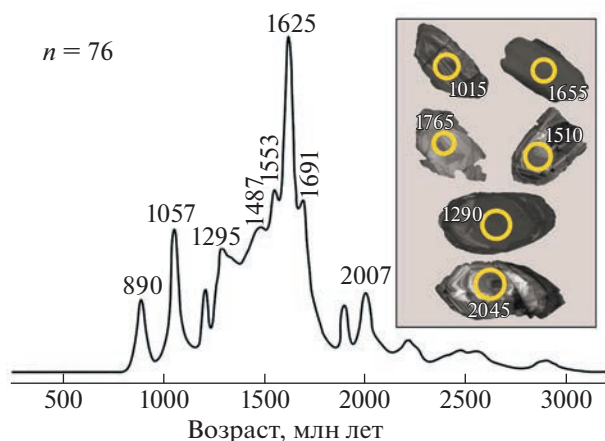


Рис. 4. Диаграмма относительной вероятности возрастов и микрофотографии зерен детритового циркона из метатерригенных пород Бутугольской глыбы.

зойских коровых источников, а Sm–Nd-изотопный состав метаосадков указывает и на значительную роль палеопротерозойской коры в формировании этих породных ассоциаций. Возрастной диапазон формирования пород Бутугольской глыбы услов-

но совпадает с временем существования океанической Дунжугурской дуги (~900–1034 млн лет) [10], при этом сложно представить, что при ее существовании и дальнейшем разрушении могли образовываться калиевые осадочные породы со значительным количеством акцессорных цирконов с возрастом от архея до неопротерозоя. Стоит отметить, что полученные интервалы возраста детритовых цирконов из метаосадков Бутугольской глыбы в неопротерозойских осадочных комплексах ТММ до настоящего времени не устанавливались ([11, 12] и др.). Детритовые цирконы возрастного диапазона 1.0–2.0 млрд лет с преобладанием палеопротерозойской популяции в пределах центральной части ЦАСП характерны для пород Сибирского, Северо-Китайского и Таримского кратонов (рис. 4) [10]. При этом цирконы мезопротерозойского возраста (1.3–1.7 млрд лет) большим распространением пользуются в докембрийских образованиях западной части складчатого пояса – Актау-Моинтинский, Иссыккульский, Кокчетавский и Северо-Казахстанский террейны, и блоки Южно-Илийский и Центрально-Тяньшанский [13, 14]. Некоторые исследователи связывают присутствие мезопротерозойских

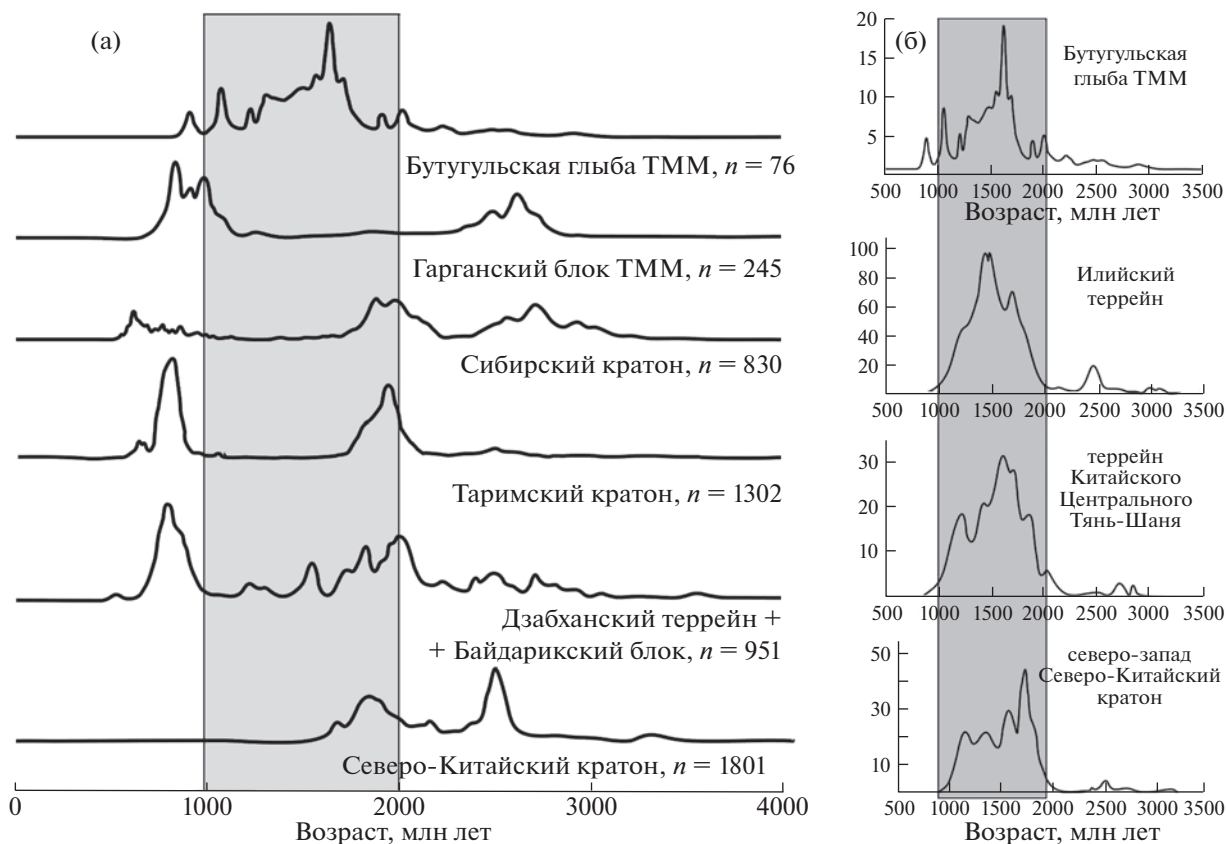


Рис. 5. Графики сравнения нормированной вероятности U–Pb-возрастов детритовых цирконов из метаосадочных пород Бутугольской глыбы и докембрийских осадочных пород близлежащих континентальных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (а – по [7], б – по [13]).

детритов в составе этих блоков с поставкой обломочного материала в осадочные бассейны с континента Балтика [14].

Сходство распределения детритовых цирконов раннепротерозойско-мезопротерозойского этапа в породах Дзабханского террейна в некоторой степени близко к таковым в отложениях Бутульской глыбы. На существенную роль мезопротерозойской континентальной коры в формировании протерозойских (980–940 млн лет) магматических ассоциаций южной и центральной Монголии, в том числе в пределах Дзабханского микроконтинента указывают и недавние исследования ([15–17] и др.). Исследованные породные ассоциации Бутульской глыбы также могут являться как свидетелями мезопротерозойских событий проявившимися при сборке суперконтинента Родиния в интервале 1100–900 млн лет, так и являться остатками иных блоков, запечатанных в аккреционном орогене, о чем говорит повышенный, относительно окружающих ее структур ТММ, метаморфизм пород Бутульской глыбы.

ЦАСП представлен мозаикой блоков с разным происхождением, возрастом слагающих образований и сложной историей их формирования. Имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические и геохимические данные о составе и возрасте метаморфического комплекса пород Бутульской глыбы, расположенной в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента ЦАСП, не позволяют отнести исследованную ассоциацию ни к одному из входящих в его состав гетерогенных блоков. Формирование протолита метавулканогенных пород, участвующих в строении этого комплекса, происходило на рубеже мезо- и протерозоя на сформированной коре, а метасадочных за счет континентальных источников сноса. Исследование метаморфических пород в Монгольской части ТММ [7] предполагает, как минимум, два эпизода метаморфизма на рубеже 1 млрд лет и в интервале 814–782 млн лет. Кроме того, на рубеже 650 млн лет также фиксируется термальное событие, которое проявлено как в пределах ТММ [18, 19], так и в северной части складчатого пояса, по времени близко совпадающее с аккрецией блоков в пределах Палеоазиатского океана [20] и сопутствующим метаморфизмом. Однако в настоящий момент установить время проявления метаморфизма пород Бутульской глыбы не представляется возможным.

Таким образом, особенности состава и возраста породных ассоциаций Бутульской глыбы, тектонические контакты и повышенная относительно окружающих ее образований степень метаморфизма предполагают, что этот блок является экзотическим для ТММ. Формирование пород, слагающих Бутульскую глыбу, возможно,

происходило при сборке суперконтинента Родиния в интервале 900–1100 млн лет за счет источников сноса, более распространенных и типичных для западной части ЦАСП.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00560 и в рамках государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН. В работе задействовались оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Десярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
3. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Баращ И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 554–564.
4. Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.
5. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.
6. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2110–2121.
7. Bold U., Isozaki Y., Aoki S., Sakata S., Ishikawa A., Sawaki Y., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2019. V. 75. P. 172–183.
8. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev N. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.
9. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позд-

- небайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
10. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
 11. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U-Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
 12. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г. U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // ДАН. 2014. № 4. С. 452–455.
 13. Zhu X., Wang B., Sun Z., Liu J., He Z., Zhong L. Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili Block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian Orogenic Belt // Precambrian Research. 2020. V. 350, P. 1–19.
 14. Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pangd K-N., Wangd K-L. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2021. V. 354, P. 1–19.
 15. Demoux A., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Wingate M.T.D. Zircon ages from the Baydrag block and the Bayankhongor ophiolite zone: time constraints on late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // J. Geol. 2009. V. 117. P. 377–397.
 16. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.
 17. Kovach V., Kozakov I., Kröner A., Salnikova E., Wang K.-L., Lee H.-Y., Plotkina Ju., Gorokhovskiy B., Adamskaya E., Tolmacheva E., Shpakovich L. Early Neoproterozoic crustal growth and microcontinent formation of the north–central Central Asian Orogenic Belt: New geological, geochronological, and Nd–Hf isotopic data on the Mélange Zone within the Zavkhan terrane, western Mongolia // Gondwana Research. 2021. V. 91. P. 254–276.
 18. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
 19. Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Хубанов В.Б., Мионов А.Г., Травин А.В., Дамдинова Л.Б. Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотоносных гранитоидов Восточного Саяна // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–93.
 20. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

BUTUGOL METAMORPHIC COMPLEX – EXOTIC PRECAMBRIAN BLOCK IN THE STRUCTURE OF THE BASEMENT OF THE TUVA-MONGOLIAN MICROCONTINENT (EASTERN SAYAN)

S. I. Shkolnik^{a,c,#}, V. A. Belyaev^b, E. F. Letnikova^c, E. I. Demonterova^a, N. V. Bryansky^{a,b}, K. K. Kolesov^c, and A. V. Ivanov^c

^aInstitute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^bA.V. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^cV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

[#]E-mail: sink@crust.irk.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmoliuk February 8, 2023

Isotope-geochronological and geochemical data and age of the metamorphic rock of the Butugol metamorphic Complex, located in the eastern part of the Tuva-Mongolian microcontinent of the CAOБ, have been obtained. It has been established that the gneisses protolith is, in one case, volcanic rocks with an age of 1009 ± 8 Ma, in the other case, potassium meta-sedimentary rocks accumulating in continental marginal basins. The formation of the protolith of the metavolcanogenic rocks of this complex took place at the turn of the Meso- and Neoproterozoic on the formed crust, while the metasedimentary rocks formed due to the Mesoproterozoic, more rarely Paleoproterozoic and Archean continental provenances. It has been established that the rocks of the Butugol metamorphic Complex have a different history of development from other blocks of the earth's crust as part of the composite Tuva-Mongolian microcontinent.

Keywords: Tuva-Mongolian microcontinent, Butugol metamorphic Complex, rock associations, detrital zircons, provenances

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.14:551.242.2:550.83(268)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2023 г. А. А. Черных^{1,*}, И. В. Яковенко¹, академик РАН В. Д. Каминский¹, В. Ю. Глебовский¹,
М. С. Корнева¹, И. А. Башев¹

Поступило 12.01.2023 г.

После доработки 03.03.2023 г.

Принято к публикации 06.03.2023 г.

В результате комплексного анализа геолого-геофизических данных впервые создана тектоническая схема Амеразийского бассейна в масштабе 1:2 500 000. Структурный каркас схемы разработан по результатам картирования поверхности фундамента на разрезах МОВ ОГТ и ее детализации по данным потенциальных полей. Результаты трехмерного гравитационного моделирования по расчету глубин раздела Мохоровичича и мощности консолидированной части земной коры использованы в качестве базовых индикаторов генезиса последней. Тектонические элементы разных рангов и кинематики выявлены на сейсмических разрезах и прослежены по данным потенциальных полей. Созданная схема является наиболее детальной из ранее созданных, она демонстрирует особенности тектонического строения отдельных геоструктур, их природу и позволяет делать выводы об эволюции Амеразийского бассейна.

Ключевые слова: Амеразийский бассейн, Канадская котловина, хребет Альфа, поднятие Менделеева, континентальный рифтогенез, тектоника, эволюция

DOI: 10.31857/S2686739723600042, **EDN:** UJHOCE

Глубоководный Амеразийский бассейн (АБ) является наиболее древней частью Арктического бассейна Северного Ледовитого океана, в тектоническом строении которого отразились все этапы его многоступенчатого развития. Он включает ряд крупных подводных котловин и поднятий (рис. 1), в составе двух выделенных по тектоническим критериям — Северо- и Южно-Амеразийских доменов [1]. В Северо-Амеразийский домен входит система подводных поднятий хребет Альфа — поднятие Менделеева, с примыкающими к ней котловинами — Альфа, Макарова, Наутилус, Подводников, Стефанссона, Толля и Северо-Чукотским прогибом, а также Чукотский бордерлэнд и, предположительно, блок земной коры, включающий поднятия Север и Пири. Главная особенность этого домена — охват почти всех входящих в него геоструктур высокоамплитудным знакопеременным аномальным магнитным полем, связываемым с Высокоширотной крупной арктической магматической провинцией (High Arctic Large Igneous Province — HALIP). Южно-

Амеразийский домен представлен Канадской котловиной.

Чукотский бордерлэнд, пожалуй, единственная геологическая структура (геоструктура) в АБ, генезис которой не вызывает фундаментальных разночтений. Общеизвестно, что он подстилается континентальной корой мощностью до ~35 км, подвергшейся рифтогенезу с формированием в его пределах одноименных купола и поднятия, а также хребта и бассейна Нортвинд [2]. Происхождение остальных перечисленных выше геоструктур и история их тектонического развития являются объектом непрекращающихся научных споров. Основная причина многообразия опубликованных моделей тектонического строения и эволюции АБ заключается в его слабой геолого-геофизической изученности в силу суровых ледовых условий. На наш взгляд, большинство моделей в настоящее время либо не подтверждаются всей совокупностью накопленных фактов, либо являются умозрительными.

Целью настоящего исследования являлось построение новой тектонической модели АБ, как по масштабу, так и по содержанию, максимально соответствующей всему объему накопленных геолого-геофизических данных. Вначале эти данные были систематизированы авторами в виде структурированного массива, включающего как исход-

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

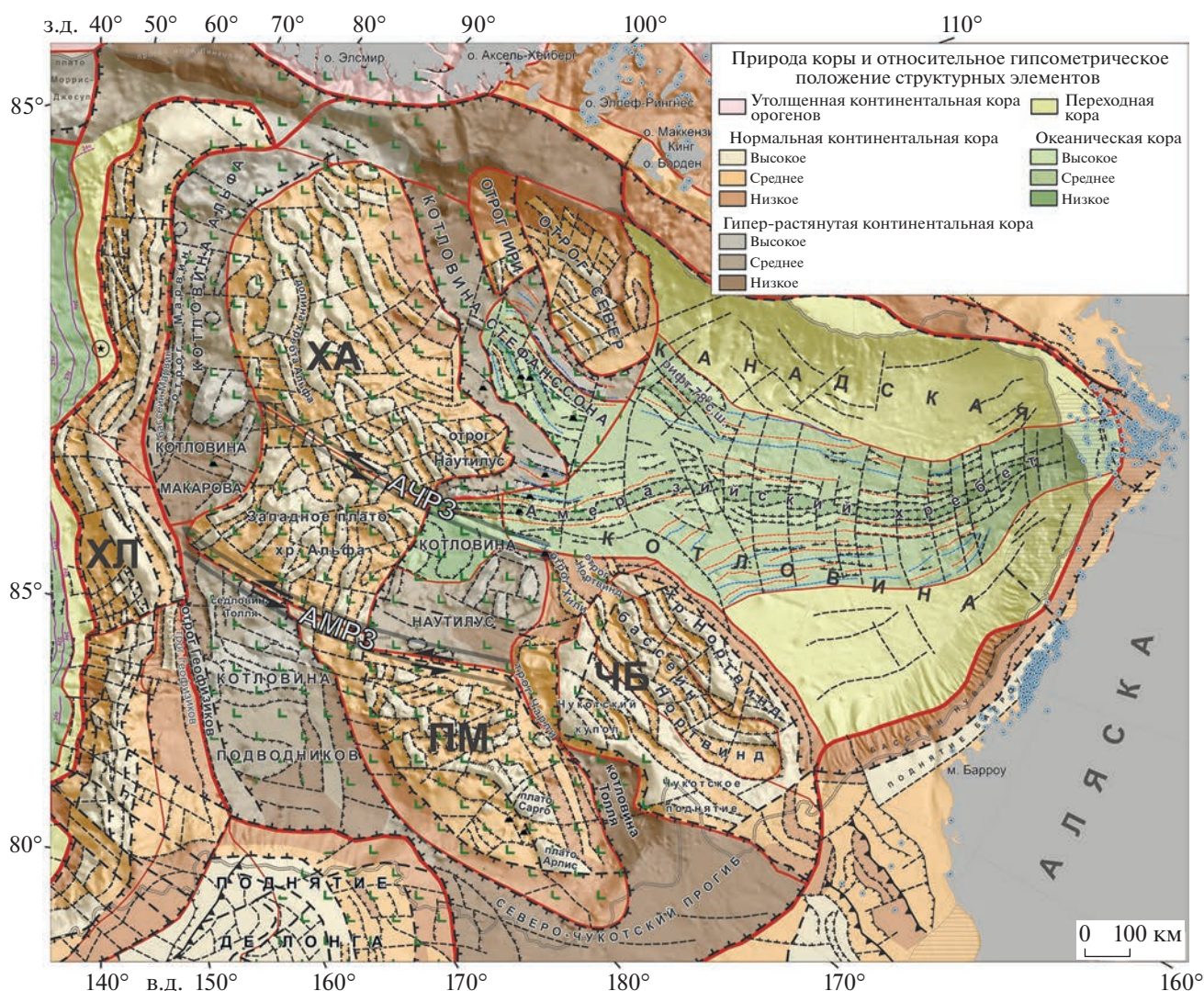


Рис. 1. Новая тектоническая схема Американо-Азиатского бассейна. АМРЗ – Альфа-Менделеевская разломная зона, АЧРЗ – Альфа-Чукотская разломная зона, ПМ – поднятие Менделеева, ХА – хребет Альфа, ХЛ – хребет Ломоносова, ЧБ – Чукотский бордерленд.

ную фактическую информацию (сейсморазведка МОВ ОГТ, ГСЗ, потенциальные поля, геологическое опробование, тепловой поток, батиметрия), так и опубликованные интерпретационные материалы (структурные, тектонические, эволюционные схемы). Дальнейшая работа включала ряд подготовительных этапов: уточнение результатов районирования новейших цифровых моделей (ЦМ) потенциальных полей; интерпретацию массива из 68 глубинных и 170 временных разрезов МОВ ОГТ; построение представительных 2D-геолого-геофизических моделей глубинного строения АБ; уточнение ЦМ мощности осадочного чехла [3] и ее перерасчет в ЦМ поверхности фундамента с использованием ЦМ рельефа дна IBСАО v.4.0; актуализацию ЦМ рельефа раздела Мохо и ЦМ мощности земной коры, созданным

по результатам 3D-гравитационного моделирования [4].

Подробное описание методик интерпретации геолого-геофизических данных при решении задачи установления особенностей тектонического строения СЛО, карты потенциальных полей, примеры сейсмических разрезов и результаты моделирования приведены в наших работах [5, 6]. Отметим лишь, что используемые методические приемы традиционны для региональных работ на акватории и что основой для всех построений служат данные сейсморазведки. Основным этапом работы состоял в создании двух схем: схемы районирования фундамента масштаба 1:10000000 (готовится к публикации) и представленной в данной статье тектонической схемы АБ в масштабе 1:2500000 (далее – схемы, на рис. 1 показан ее

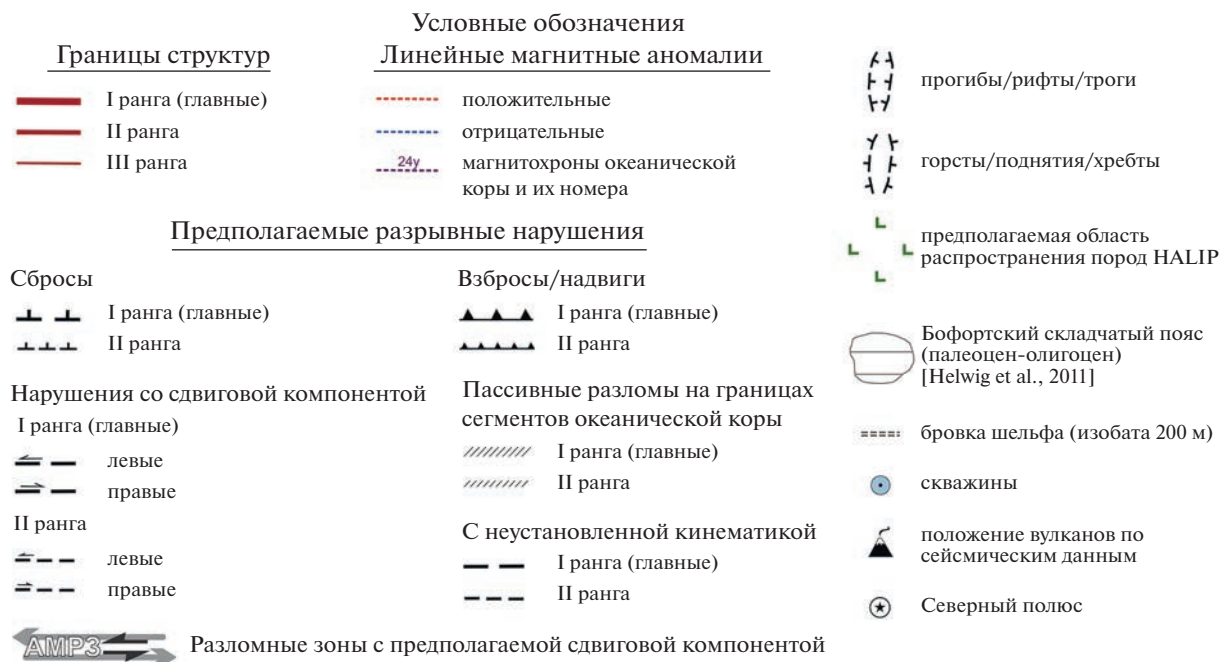


Рис. 1. Окончание

упрощенный вариант), с соответствующей легендой. Схема создана в ГИС Arc Map на основе комплексной интерпретации результатов настоящего исследования, с учетом результатов ранее выполненных работ [5, 6].

Основу схемы составляет структурный каркас (показан разными цветами и их оттенками), отражающий природу и строение фундамента Американо-Азиатского бассейна. Каркас был разработан по результатам картирования поверхности фундамента на разрезах МОВ ОГТ, ее детализации по данным потенциальных полей и результатам трехмерного гравитационного моделирования по расчету глубин раздела Мохоровичича и мощности консолидированной части земной коры (методика моделирования и результаты описаны в [4], информация по актуализированной версии моделей готовится к публикации). Вначале была создана ЦМ поверхности фундамента бассейна. За основу взята международная ЦМ мощности осадочного чехла в СЛО [3]. Эта модель была нами детализирована результатами интерпретации положения фундамента на разрезах МОВ ОГТ в области, где за последние годы в ходе отечественных экспедиций собран наибольший объем этих данных (рис. 2 а). Далее сложением с ЦМ рельефа морского дна получена уточненная модель фундамента (рис. 2 б). Вследствие очень слабой и неравномерной изученности СЛО сейсморазведкой МОВ ОГТ, данная модель описывает лишь региональные особенности строения фундамента. В то же время локальные особенности рельефа данной поверхности отражены в потенциальных полях,

изученных существенно лучше. Таким образом, используя созданную ЦМ фундамента для картирования на площади Американо-Азиатского бассейна (структура I ранга) структур II и III рангов, а данные потенциальных полей с опорой на разрезы МОВ ОГТ — для картирования структур III и более низких рангов (локальных структур) — в ГИС был создан структурный каркас схемы. Этот каркас отражает относительное гипсометрическое положение структурных элементов поверхности фундамента в пределах структур всех рангов.

Вышеупомянутые расчетные цифровые модели рельефа раздела Мохо (рис. 2 в) и мощности консолидированной части земной коры (рис. 2 г), вкуче с результатами 2D-гравимагнитного моделирования и комплексной интерпретации данных, использовались для установления генезиса структур района исследований. Для его отображения на схеме используются базовые цвета, соответствующие блокам нормальной и гипер-растянутой континентальной коры, а также коры переходного и океанического типа. Три оттенка каждого цвета указывают на относительное гипсометрическое положение (низкое, среднее, высокое) структурных элементов (локальных геоструктур) в пределах отдельных блоков, согласно созданному структурному каркасу. Наиболее темным оттенком соответствуют погруженные элементы (прогибы, рифты, трог, котловины), наиболее светлым — приподнятые элементы (горсты, поднятия, отроги, хребты), средним — элементы с промежуточным положением в блоке. Помимо этого, на схеме показаны: границы вы-

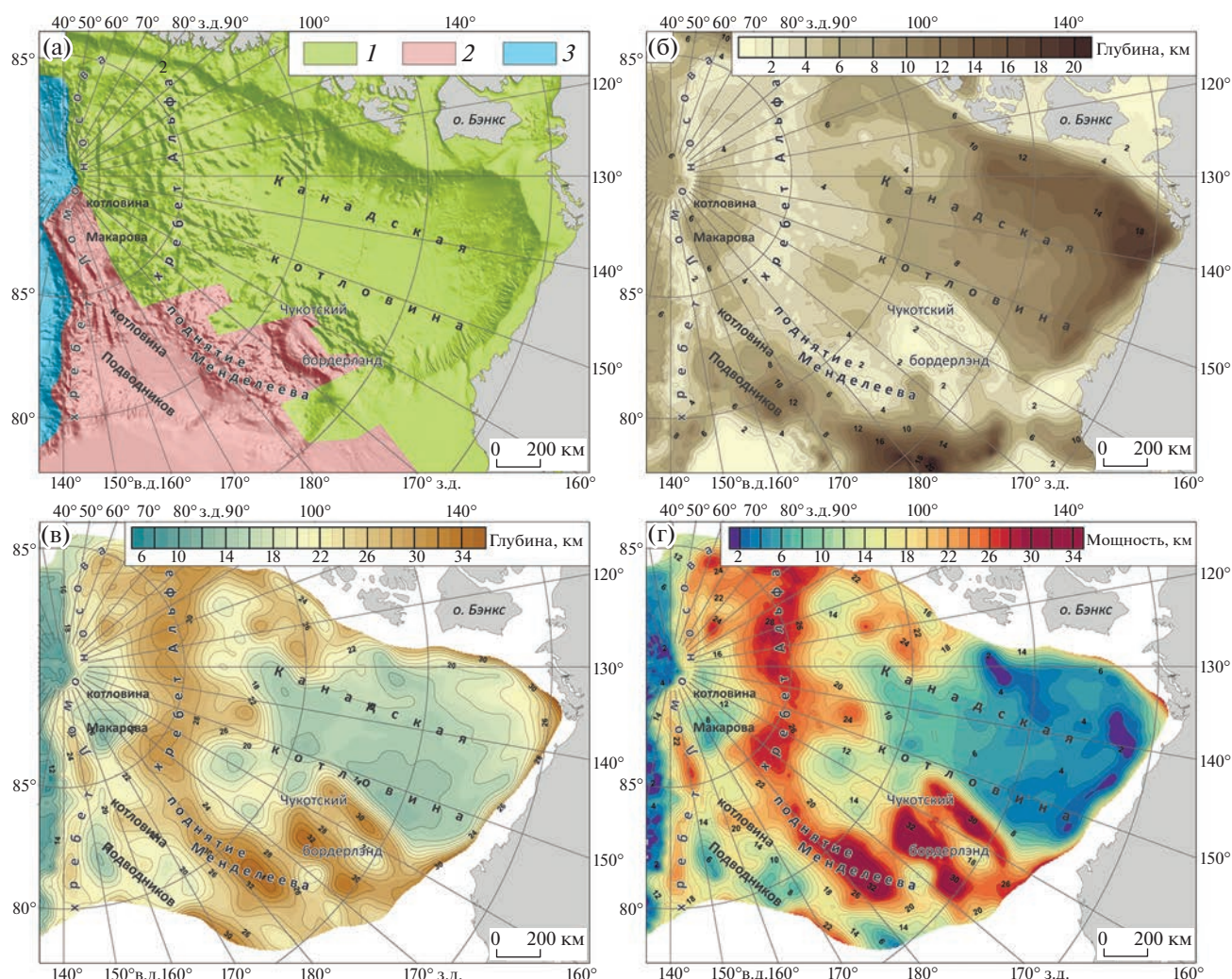


Рис. 2. Базовые цифровые модели глубинных разделов Амеразийского бассейна, положенные в основу тектонической схемы: а) картограмма использованных материалов для создания модели рельефа фундамента; б) рельеф фундамента; в) рельеф раздела Мохоровичича; г) мощность консолидированной части земной коры. Условные обозначения к картограмме: 1 – использована ЦМ мощности осадочного чехла [3]; 2 – область, уточненная по результатам интерпретации разрезов МОВ ОГТ в рамках настоящего исследования; 3 – ЦМ фундамента в Евразийском бассейне (публикация готовится).

деленных региональных геоструктур трех рангов; оси линейных магнитных аномалий; разрывные нарушения двух рангов (сбросы, взбросы/надвиги, сдвиги, пассивные разломы, разломы с неустановленной кинематикой); область распространения HALIP и область деформаций, связанных с Бофортским складчатым поясом [7] в Канадской котловине; рельеф океанического дна (псевдотеневой рельеф); положение бровки шельфа, древних вулканов и глубоких скважин. Ниже приведено краткое описание схемы, отмечены ее основные отличия от ранее опубликованных тектонических схем АБ.

Южно-Амеразийский домен полностью занимает Канадская котловина. В ней выделяют центральную часть с океанической корой (MORB-

зона) и отмершим центром спрединга (Амеразийский хребет) и фланговые части с корой переходного типа (ОСТ-зоны, от англ. ocean/continent transition) [2]. В южной части котловины осадочный чехол частично затронут деформациями Бофортского складчатого пояса (Beaufort Foldbelt) [7], начавшимися на рубеже верхнего палеоцена и закончившимися в олигоцене [8].

Центральная часть Канадской котловины веерообразно расширяется из района моря Бофорта до $\sim 79^\circ$ с.ш., от ~ 130 до ~ 500 км. В ней установлены две системы разрывных нарушений. Первая включает сбросы, ограничивающие гряды гор, субпараллельных рифтовой долине Амеразийского хребта. Вторая представлена поперечными малоамплитудными сдвигами (трансформными

нарушениями) и разломами с неустановленной кинематикой. Их дугообразная форма на схеме соответствует модели веерообразного раскрытия (сфенохазма) этой части котловины относительно полюса, расположенного близ дельты р. Маккензи. Эту модель подтверждают и линейные магнитные аномалии, расположенные симметрично относительно оси хребта; по ним время раскрытия большинством исследователей рассматривается как неокомское (~142–126 млн. лет назад) [2, 9]. Важным новшеством на схеме является гипотетическое продолжение Американо-Алясского хребта в западную часть котловины Наутилус, основанное на результатах комплексного анализа новейших цифровых данных МОВ ОГТ [10] и данных потенциальных полей. Нерешенным пока остается вопрос о характере сочленения спредингового центра в Канадской котловине с центром растяжения в котловине Стефанссона. Рассматриваются два варианта: существование в северной части Канадской котловины точки тройного сочленения океанических хребтов [11] или первичное раскрытие котловины Стефанссона с последующим перескоком центра растяжения в котловину Наутилус на заключительном этапе формирования Канадской котловины. Кроме этого, загадочным объектом в котловине, включенным на схему в ее центральную часть, остается система рифтов 78°. По результатам интерпретации разрезов МОВ ОГТ [10] эта система представляется сформированной в результате наиболее поздних активных тектонических движений в котловине, что пока сложно увязать с ее пространственным положением в стороне от спредингового Американо-Алясского хребта.

Фланговые ОСТ-зоны Канадской котловины характеризуются потенциальными полями, в структуре которых явных локальных особенностей и закономерностей установить не удается, интенсивные локальные аномалии отсутствуют. На основе комплексной интерпретации геофизических данных, с акцентом на данные сейсморазведки, большинство современных исследователей полагают, что ОСТ-зоны подстилаются либо гипер-растянутой континентальной корой или породами серпентинизированной мантии (например, [2, 12]). Однако указанные свойства потенциальных полей, характерное заглубление кровли фундамента от оси Американо-Алясского хребта в сторону окраин (за исключением района сопряжения с Чукотским бордерлендом), малая мощность консолидированной коры (3–9 км) — эти признаки, на наш взгляд, указывают на возможность океанического происхождения коры этих зон (как и MORB-зоны), что и предполагалось исследователями в XX веке и начале нынешнего века (например, [13]). Вместе с тем на площади ОСТ-зон отсутствуют очевидные полосовые магнитные аномалии, присущие коре океанического

типа. Возможно, это связано с глубоким расположением магнитоактивных источников, перекрытых мощным осадочным чехлом. Учитывая приведенные аргументы, на обсуждаемой схеме ОСТ-зоны Канадской котловины на данном этапе исследования показаны как зоны с переходной корой, без уточнения ее природы.

В *Северо-Американо-Алясском домене* центральное положение занимают хребет Альфа (ХА) и поднятие Менделеева (ПМ), образующие единую систему поднятий (ХА-ПМ) протяженностью более 1500 км, при ширине от ~200 до ~400 км. ХА наименее изучен, главным образом, в силу самых суровых ледовых условий в регионе. Оба поднятия имеют сложное тектоническое строение. В центральных частях они включают в себя большое количество локальных поднятий и впадин, хорошо выраженных в рельефе морского дна. На разрезах МОВ ОГТ большинство локальных структур ограничено сбросами, т.е. представляет собой горсты и грабены. Их ориентировка меняется в пространстве, что позволяет судить о направлениях древних растягивающих напряжений, выявлять зоны сдвигов и блоковое строение геоструктур. В пределах поднятий и смежных котловин рассматриваемого домена распространен комплекс пород HALIP. По совокупности фактов, ХА и ПМ, обладают сходными геофизическими характеристиками, указывающими на их сингенетичность. На схеме они показаны в качестве блоков нормальной (умеренно утоненной) континентальной коры, мощность которой варьирует от ~32 км в центральных частях, до ~20 км на флангах обеих геоструктур.

Хребет Альфа характеризуется единым стилем тектонического строения, выраженным в упорядоченности линейных структур в пределах его блоков. Он состоит из блоков коры, включающих протяженные, по-разному ориентированные системы горстов и грабенов, прерывающихся поперечными нарушениями, в том числе — и сдвигами. Встречаются также поднятия изометричной формы, часть из которых, по-видимому, является древними вулканами. В пределах хребта выделено два крупных блока — Западное плато и основной (восточный) блок хребта. В последнем особое положение занимает долина Альфа, обрамленная симметричными горстами. Ориентировка горстов и грабенов вблизи долины Альфа субширотная. На восточной границе хребта, вблизи Северо-Американской окраины, и те, и другие резко обрываются. Характер зоны сопряжения данной окраины и геоструктур АБ между 40° и 110° з.д. достоверно не установлен, в силу отсутствия здесь данных МОВ ОГТ. На схеме в этой зоне показана полоса гипер-растянутой континентальной коры, включающей в свой состав комплекс пород HALIP. Вдоль склона окраины концептуально показан нормальный сброс, хотя

ряд исследователей предполагают здесь наличие крупного сдвига [2].

На северном фланге хребта Альфа располагается котловина Альфа, отделяющая его от хребта Ломоносова. В своем строении она наследует тектонический стиль одноименного хребта. В южной и западной частях основного блока хребта простирание линейных структур плавно меняется с широтного на СВ–ЮЗ, вплоть до субмеридионального. В районе отрога Наутилус, являющегося самой южной частью ХА, горсты и грабены выстроены в субмеридиональном направлении, аналогичном таковому у структур смежной северной части Канадской котловины.

Вблизи границы основного блока ХА и его Западного плато наблюдается существенно разная ориентация линейных структур – субмеридиональная и субширотная соответственно. Здесь установлена Альфа-Чукотская разломная зона (АЧРЗ) [6], прослеженная по указанной границе до северной точки отрога Хили Чукотского бордерлэнда. Рассматриваются два варианта образования АЧРЗ: 1) в качестве сдвиговой зоны при раскрытии котловин Макарова и Наутилус, левостороннем смещении блока Западного плато относительно основного блока ХА; 2) в качестве древнего, палеозойского шва.

В пользу первого варианта свидетельствуют более значительные ширина и степень утонения коры котловины Макарова в сравнении с котловиной Альфа, расположенной к востоку от продолжения данной разломной зоны. Амплитуда сдвига в пределах ХА вдоль этой зоны вряд ли превышала 100 км. Субширотная система горстов и грабенов Западного плато ХА резко обрывается у его западного края, на границе с котловиной Подводников.

У поднятия Менделеева, имеющем в плане вытянутые, близкие к ромбоидальным очертания, единый тектонический стиль отсутствует. Протяженных локальных линейных структур здесь практически не наблюдается, преобладают близкие к изометричным поднятия и впадины. Само поднятие можно разделить на две части – северную, включающую область небольших по размеру локальных поднятий и впадин и южную, представленную более крупными блоками – плато Сарго и Арлис. Тектоническая структура ПМ подробно описана нами в работе [5], а на схеме она представлена с небольшими уточнениями, касающимися положения тектонических нарушений. Данные МОВ ОГТ однозначно свидетельствуют о рифтогенном происхождении структурообразующей поверхности ПМ, а также, наряду с аномальным магнитным полем, указывают на наличие здесь покрова пород HALIP [14]. Преобладающие ориентировки тектонических нарушений ПМ – субмеридиональная для сбросов и СЗ–ЮВ – для

поперечных нарушений, представленных нормальными сбросами и сбросо-сдвигами. В области сочленения ХА и ПМ выделена мощная Альфа-Менделеевская разломная зона (АМРЗ), с предполагаемой амплитудой левостороннего сдвига до 320 км [6].

Кратко остановимся на структуре котловин, прилегающих к системе поднятий ХА-ПМ. Характерно, что их осадочный чехол на разрезах МОВ ОГТ представлен в большинстве случаев только пострифтовым комплексом. Лишь на отдельных современных разрезах удастся зафиксировать наличие, реже структуру, синрифтовых отложений, а также наличие комплексов SDRs (seaward-dipping reflectors – наклоненные в сторону моря рефлекторы) [1]. Это объясняется высокой акустической жесткостью пород синрифтового комплекса, связанных с HALIP. Поэтому структурообразующие тектонические нарушения в котловинах, за исключением их бортовых зон, практически не проявлены на разрезах МОВ ОГТ. Трассировка предполагаемых разрывных нарушений возможна лишь по данным потенциальных полей. Указанные наблюдения справедливы в отношении котловин – Альфа, Макарова, Подводников, Наутилус, Стефанссона, Толля и Северо-Чукотского прогиба, что свидетельствует об их квазисинхронном образовании в результате рифтогенеза, сопряженного с интенсивным магматизмом.

В пределах котловин Альфа и Макарова установлены протяженные линейные структуры, ориентированные параллельно простиранию хребта Ломоносова и склону ХА, включая узкие отрог Марвин и бассейн Марвин. Котловина Макарова подстилается тонкой (7–12 км) земной корой. При этом явная система линейных магнитных аномалий, характерных для котловин океанического типа, в ее пределах отсутствует.

Котловина Подводников от упомянутых выше котловин отличается наибольшими размерами (~320 км по ширине) и отсутствием в центральной части субпараллельных ее бортам линейных структур: последние имеют косую СЗ–ЮВ ориентировку, сходную с простиранием АМРЗ и поперечных нарушений в пределах смежных блоков ХА и ПМ. В северной части котловины, в районе седловины Толля, мощность консолидированной коры составляет ~20 км, а в южной ее части уменьшается до ~8 км. Вдоль границы с хребтом Ломоносова в котловине протягиваются узкие линейные структуры – трог и отрог Геофизиков. Данный факт, наряду с наличием листрических сбросов в бортах котловин Альфа, Макарова и Подводников, субпараллельностью флангов разделяемых ими структур, указывают на формирование этих котловин в результате рифтогенеза континентальной коры в условиях транстензии,

при отодвигании системы поднятий ХА-ПМ от хребта Ломоносова. Кроме этого, присутствие в бортовых частях котловин признаков синрифтовых вулканогенно-осадочных отложений и комплексов SDR [16], охват их площадей магнитным полем HALIP — все вместе позволяет сделать вывод, что рифтогенез сопровождался обильным магматизмом. Данная обстановка могла способствовать гипер-растяжению континентальной коры, без нарушения ее сплошности (за счет нижней коры) и инициации спрединга океанической коры — обстоятельств, косвенно устанавливаемых на основе имеющихся геофизических данных. Основываясь на этом заключении, на схеме в основании котловин Альфа, Макарова и Подводников показана гипер-растянутая континентальная кора.

Котловины Наутилус, Стефанссона и Толля также образовались по вышеописанному сценарию, т.е. на месте участков земной коры, подвергшихся наибольшему утонению при континентальном рифтогенезе, только на противоположном фланге системы поднятий ХА-ПМ. Это следует из присущего им сходного набора установленных геолого-геофизических характеристик. Котловина Стефанссона разделяет южный фланг ХА и блок поднятий Пири и Север. Группы линейных структур в пределах этих поднятий идентифицируются в качестве горстов и грабенов, простирающихся (СВ-ЮЗ) субпараллельно ориентировкам аналогичных структур в самой котловине и на смежном фланге ХА. В аномальном магнитном поле южной части котловины наблюдается серия полосовых интенсивных протяженных (~250 км) магнитных аномалий обоих знаков, что может свидетельствовать о достижении здесь в процессе рифтогенеза земной коры стадии спрединга [15], что и отражено на схеме.

Котловину Наутилус, расположенную между хребтом Альфа и Чукотским бордерлендом, можно разделить на две части — восточную, характеризующуюся большими глубинами дна и минимальной толщиной консолидированной коры (~8 км), и западную, с меньшими глубинами дна и корой большей мощности (~14 км). Внутри котловины намечены поперечные нарушения, параллельные простираению крупных разломных зон, выделенных в пределах поднятий ХА-ПМ. Учитывая перечисленное, а также установленный нами факт продолжения спредингового Амеразийского хребта в западную часть котловины Наутилус, логично предположить, что западная и восточная части этой котловины подстилаются океанической и гипер-растянутой корой соответственно. Котловина Наутилус возникла в результате отодвигания Чукотского бордерленда совместно с ПМ от хребта Альфа. Во время раскрытия котловины ее западным ограничением

служила АМРЗ, а расположенная близ ее восточной границы АЧРЗ, на поздней стадии, с началом спрединга, вероятно, имела здесь продолжение в качестве левостороннего трансформного разлома. В ходе упомянутого отодвигания между поднятием Менделеева и бордерлендом возникла (или активизировалась) ослабленная зона, развившаяся в узкий трог Чарли и небольшую, расширяющуюся к югу котловину Толля.

Северо-Чукотский прогиб расположен к югу от ПМ и занимает обширную площадь между Чукотским бордерлендом и поднятием Де Лонга. Мощность осадочного чехла в его пределах достигает 22 км при едином структурном стиле, соответствующем пострифтовым отложениям. Наблюдаемые в его толще разрывные нарушения возникли на стадии общего погружения, либо в периоды незначительных кайнозойских активизаций [16]. Достоверно установить древние, структурообразующие нарушения в центральной части прогиба, как и в других котловинах АБ, не удастся. По совокупности имеющихся данных нами предполагается, что прогиб возник в условиях гипер-растяжения континентальной коры. Учитывая факт экстремальной мощности накопленных в нем отложений — возможно, он заложился на месте гипотетической сдвиговой правосторонней Подводников-Менделеевской разломной зоны (ПМРЗ) [6], действовавшей вначале фазы дезинтеграции континентальных блоков.

Выявленные особенности тектонического строения Северо-Амеразийского домена АБ указывают, что эволюция его геоструктур происходила в условиях континентального рифтогенеза. Процесс начался с воздымания обширного региона прежде единого древнего континентального блока (Арктиды) и пикового излияния магмы с формированием покрова платобазальтов HALIP на границе баррема-апта (~125 млн. лет назад) [11, 17]. Воздымание было инициировано мантийным плюмом, природа которого дискуссионна (например, [18, 19]). Далее, в апте-альбе, последовало растяжение литосферы и последующая дезинтеграция Арктиды по ослабленным зонам на отдельные геоструктуры, также сопровождавшееся обильным магматизмом (например, [1]). В результате была сформирована система поднятий ХА-ПМ и смежных котловин рассматриваемого домена. Для описания истории формирования этой системы применима модель сопряженных вулканических пассивных окраин [20]. В ее рамках поднятия эволюционируют как центральные блоки (C-Blocks), окруженные истонченной (гипер-растянутой) континентальной корой. В пользу такой модели, помимо вышеуказанных тектонических особенностей, свидетельствуют факты фиксации SDR-комплексов [1], а также высокоскоростных нижнекоровых тел (HVLС bodies). Продолжение древнего центра спрединга —

Амеразийского хребта в пределы котловины Наутилус — свидетельствует, что формирование MORB-зоны Канадской котловины происходило квазисинхронно с появлением остальных котловин Северо-Амеразийского домена АБ, возможно — за исключением котловины Стефанссона. Однако оценки времени раскрытия MORB-зоны (не позднее ~126 млн лет назад) [2, 9] вступают в противоречие с предполагаемым возрастом формирования платобазальтов HALIP, предшествующего дезинтеграции Арктиды (~125 млн лет назад), что требует дальнейшего изучения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств субсидии на выполнение государственного задания ФГБУ «ВНИИОкеангеология» на 2020–2021 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., et al. // Gondwana Research. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.10.010>
2. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. // Geol. Soc. Mem. 2011. V. 35. P. 771–799.
3. Straume E.O., Gaina C., Medvedev S., et al. // Geochemistry. 2019. V. 20. P. 1756–1772.
4. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А. и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 327–344.
5. Черных А.А., Астафурова Е.Г., Глебовский В.Ю. и др. // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 194–198.
6. Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., et al. // J. Geodynamics. 2018. V. 119. P. 167–182.
7. Lane L.S., Dietrich J.R. // Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 1995. V. 43. P. 293–314.
8. Helwig J., Kumar N., Emmet P., et al. // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Mem. 2011. V. 35. P. 527–543.
9. Zhang T., Dymant J., Jinyao Gao // Geoph. Res. Lett., American Geophysical Union. 2019. V. 46 (23). P. 13712–13721.
10. Shimeld J., Boggild K., Mosher D.C., et al. // Geol. Surv. Canada. 2021. Open File 8850. <https://doi.org/10.4095/329248>
11. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашибин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
12. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R., et al. // Tectonophysics J. 2016. 691. P. 8–30.
13. Гуревич Н.И., Глебовский В.Ю. // Российский геофизический журнал. 2004. № 33–34. С. 38–51.
14. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley, et al. // Tectonophysics. 2012. V. 514–517. P. 123–145.
15. Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R. // Geol. Soc. of America Bull. 2003. V. 115. № 12. P. 1443–1455.
16. Старцева К.Ф., Никушин А.М. // Материалы ЛПТ Тектонического совещания. 2022. Т. 2. С. 203–205.
17. Polteau S., Hendriks Bart W.H., Planke S. et al // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. 441. P. 83–95.
18. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Сорохтин Н.О. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 5–10.
19. Gottlieb E.S., Miller E.L., Andronikov A.V., Brumley K., Mayer L.A., Mukasa S.B. // AGU Fall Meeting Abstracts 12/2010.
20. Geoffroy L., Burov E.B., Werner P. // Sci. Reports. 2015. 5:14828.

TECTONIC SCHEME FOR THE AMERASIA BASIN OF THE ARCTIC OCEAN

A. A. Chernykh^{a, #}, I. V. Yakovenko^a, academician of the RAS V. D. Kaminskiy^a, V. Yu. Glebovskiy^a, M. S. Korneva^a, and I. A. Bashev^a

^aGramberg All-Russian Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Saint-Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

The tectonic scheme of the Amerasia Basin, as a result of a comprehensive analysis of geological and geophysical data, was created for the first time at 1:2500000 scale. The structural framework of the scheme was developed based on the results of basement mapping using reflection seismic sections and its detailing according to potential fields. The results of three-dimensional gravity modeling, presented by Moho depth and consolidated crust thickness calculations were used as basic indicators of the genesis of the crust. Tectonic elements of different ranks and kinematics were identified on seismic sections and traced according to potential fields. The created scheme is the most detailed among the published earlier, it demonstrates the features of the tectonic structure of individual geostructures, their nature and allows us to draw conclusions about the evolution of the Amerasia Basin. The listed issues are discussed in the text of the article.

Keywords: Amerasia Basin, Canada Basin, Alpha Ridge, Mendeleev Rise, continental rifting, tectonics, evolution

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК [550.42:546.027.22+553.31] (470.22)

ИСТОЧНИКИ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ НЕОАРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОСТОМУКШКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КАРЕЛИИ (РОССИЯ)

© 2023 г. С. В. Высоцкий^{1,*}, академик РАН А. И. Ханчук¹, Т. А. Веливецкая¹, А. В. Игнатьев¹, А. В. Асеева¹, Н. С. Нестерова¹

Поступило 30.12.2022 г.

После доработки 16.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

В работе приводятся первые данные по мультиизотопному составу серы сульфидов неоархейских BIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита), образование которых происходило 2760–2740 млн лет назад. Установлено, что пирит, ассоциирующий с тонкозернистым магнетитом, имеет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ (до -7.8‰) и положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ (до $+0.7\text{‰}$). В то же время пирротин прожилково-вкрапленных руд, ассоциирующих со сланцами, содержит отрицательные значения как $\delta^{34}\text{S}$ (до -6‰), так и $\Delta^{33}\text{S}$ (до -0.46‰). Полученные данные дают основание полагать, что сера для сульфидов в BIF поступала из трех резервуаров — атмосферная фотолитическая элементарная сера, сульфат морской воды и магматогенная. Соотношения изотопов серы зафиксировали и сохранили в сульфидах взаимодействие между биологическими (атмосферными, гидротермальными) и биологическими процессами (микробное диссимиляционное восстановление) при образовании железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии.

Ключевые слова: мультиизотопный состав серы, полосчатые железистые формации, Архей, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739722602988, **EDN:** UJEEUL

ВВЕДЕНИЕ

Полосчатые железистые формации (BIF) представляют собой слоистые стратиграфические единицы, состоящие из богатых железом (Fe) и богатых кремнеземом (Si) чередующихся полос, которые образовывались на протяжении большей части докембрийской эры. Доминирующим является представление об их осадочном происхождении [1, 2], хотя оно оспаривается (например, в [3]).

Для интерпретации условий, существовавших на ранней Земле, критически важным является понимание траектории формирования BIF: образовались ли они в результате деятельности микроорганизмов или абиотически? С одной стороны, доказательства активного микробного влияния на отложения BIF указывают на условия, благоприятные для жизни, особенно на богатые питательными веществами океаны с околоней-

тральными значениями pH. С другой, если образование BIF связано с абиотическими процессами, докембрийские океаны могли иметь более щелочные значения pH и могли быть бедны питательными веществами [4]. В то же время существует точка зрения о кислотной восстановительной геохимической обстановке в архее, определившей появление растворенных форм железа и кремнезема, которые, попадая в древние океаны и осаждаясь, образовывали железисто-кремнистые породы [5].

Исследования изотопного состава Fe и Nd некоторых месторождений показали, что руды BIF содержат в своем составе железо из разных источников [6, 7]. Во-первых, железо континентального происхождения, которое было мобилизовано на окраине континента предположительно микробным диссимиляционным восстановлением. Во-вторых, железо подводных гидротермальных источников. И эти два источника железа могут быть сопоставимы по значимости, хотя их пропорции со временем могут меняться.

Важным звеном в цепи доказательств путей формирования BIF может служить изотопия серы сульфидов, встречающихся в BIF. Мультиизотоп-

¹Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

*E-mail: svys@mail.ru

ный состав серы обеспечивает мощный инструмент для изучения фотохимических и биологических процессов, контролирующих архейский цикл серы, и позволяет делать выводы о связанных атмосферных и морских средах. Здесь мы приводим первые данные по мультиизотопному составу серы из сульфидов в неорархейских (2760–2740 млн лет [8]) BIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геологическое положение. Костомукшский зеленокаменный пояс находится в западной части Карельского кратона (рис. 1 а), на границе Центрально- и Западно-Карельского (Кианта) террейнов [9]. Его субмеридиональная, удлинённая в плане структура (рис. 1 б) прослеживается на 25 км, при ширине 4.5–7 км, с общим погружением на восток. В составе пояса выделяются две литостратиграфические (стратотектонические) ассоциации — контокская и гимольская серии. В контокскую серию выделены преимущественно метаморфизованные базальт-коматиитовые вулканиты с прослоями риолитов и осадков, слагающие западную и центральную части пояса (рис. 1 б). Гимольская серия слагает восточный борт зеленокаменного пояса и представлена метаморфизованными песчано-глинистыми осадками флишевого типа с пластами BIF. В нижней ее части (костомукшская свита) находятся наиболее мощные прослои BIF, которые составляют основу железорудных месторождений района и являются объектом исследования данной статьи. По последним данным, формирование гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса происходило 2760–2740 млн лет назад, предположительно, в надсубдукционной обстановке [8]. Однако не исключено, что BIF представляют собой включения фрагментов чехла океанической плиты внутри флишевых отложений аккреционной призм, учитывая их определенное сходство с полосчатыми кремневыми толщами фанерозойских океанов в аккреционных призмах зон субдукции. BIF состоят из чередующихся тонких (от миллиметров до сантиметров) красных, желтых или кремовых слоев кремня или яшмы и черных до темно-серых оксидов железа, которых нет в молодых кремневых толщах. Их объединяют присутствие исключительно глинистой кластики, низкая скорость и большая продолжительность осадконакопления, которая для BIF Западной Австралии установлена по результатам U–Pb-анализа циркона SHRIMP [10]. Для BIF и кремнево-яшмовых толщ характерны большая латеральная протяженность отдельных тонких слоев и обилие биогенных осадков, что требует спокойных условий осадконакопления.

Отбор образцов для изотопных исследований проводился из коренных обнажений в добычных карьерах и кернов разведочных скважин. Из отобранных образцов изготавливались полированные аншлифы, в которых исследовался минеральный состав пород и руд с применением оптической и электронной микроскопии. В дальнейшем в сульфидных включениях преимущественно пирротин и пиритом, методом лазерной абляции определялся изотопный состав серы.

Анализ изотопов серы выполнен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом [11]. Соотношение изотопов серы измеряли на массах $127 (^{32}\text{SF}_5^+)$, $128 (^{33}\text{SF}_5^+)$, $129 (^{34}\text{SF}_5^+)$ в трехлучевом режиме на масс-спектрометре MAT-253. Результаты измерений $\delta^{33}\text{S}_{\text{изм}}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ приведены относительно международного стандарта VCDT. Точность определения $\delta^{34}\text{S} \pm 0.20\text{‰}$ (1 σ), $\delta^{33}\text{S} \pm 0.15\text{‰}$ (1 σ) и $\Delta^{33}\text{S}$ определена с ошибкой не более $\pm 0.05\text{‰}$ во включениях сульфидов с пространственным разрешением около 100 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 и в табл. 1 приведены изотопные характеристики сульфидной серы из Костомукшского железорудного месторождения, полученные в данной работе. В изученных породах и рудах отмечается несколько генераций сульфида железа. Мелкие кубические кристаллы пирита, встречающиеся в недеформированных магнетитовых рудах, вероятно, являются сингенетическими с осадкообразованием. Пирит ассоциирует с тонкозернистым магнетитом и представляет собой минерализацию, в которой участвовала сера, связанная с первичным осадконакоплением. Для таких пиритов нами установлены отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ и положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2). В зонах поздних наложенных деформаций и перекристаллизации ранний пирит встречается в виде реликтов в ассоциации с крупными зернами пирротина. В таких образцах в реликтах пирита сохраняются большие положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ и отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, а в пирротине значения $\Delta^{33}\text{S}$ близки к нулю (рис. 3. обр. 669–5а).

Другой генерацией является пирротин из прожилково-вкрапленных, гнездовых и брекчиевидных сульфидных руд в биотитовых сланцах (рис. 3, обр. 1921–15.4). Сульфиды представлены преимущественно пирротин, иногда встречается халькопирит. Для таких пирротин нами установлены отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2).

Пирротин-кварцевые инъекционные (жильные, секущие, послойные) сульфидные образова-

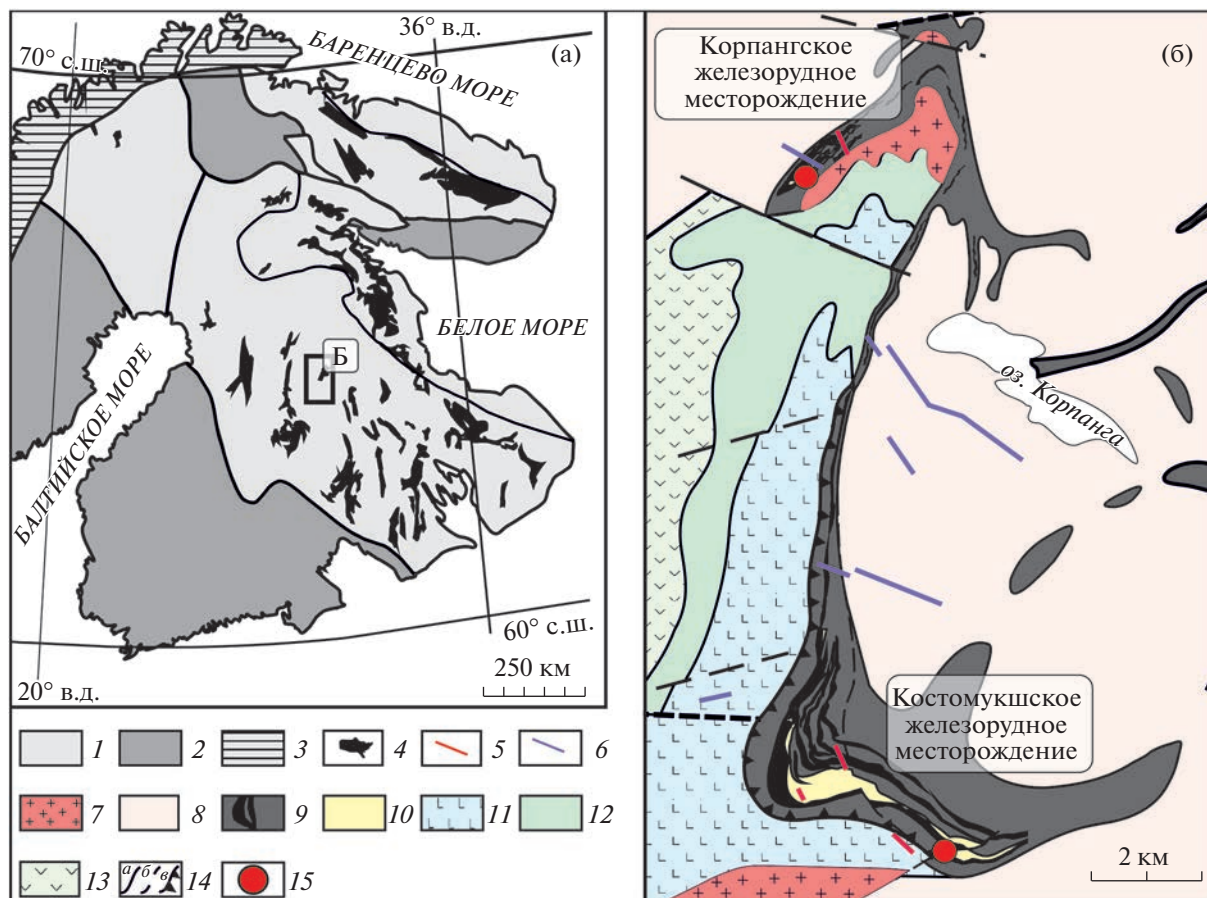


Рис. 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита (а) и Костомукшского зеленокаменного пояса (б) (по [8, 9], с изменениями). А: 1 – архейская кора; 2 – палеопротерозойская кора; 3 – каледониды, байкалиты и неопротерозойские образования; 4 – архейские зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Б: 5 – неопротерозойские (рифейские) лампроиты и кимберлиты; 6 – палеопротерозойские (2.4 млрд лет) долериты; 7 – неоархейские (2.72–2.71 млрд лет) граниты; 8 – неоархейские (2.78 млрд лет) гранитоиды ТТГ-ассоциации; 9 – метаграувакки (2.75 млрд лет) с BIF (костомукшская и сурлампинская свиты); 10 – силлы и дайки (2.75 млрд лет) метариолитов (костомукшская свита); 11 – мезоархейские (2.84–2.78 млрд лет) базальты и базальт-коматииты (рувинваарская свита); 12 – мезоархейские туфы, туффиты, риолит-риодациты с простоями BIF и углеродистых сланцев (шурловарская свита); 13 – мезоархейские базальты и коматииты (ниемиярвинская свита); 14 – разрывные нарушения: а – наблюдаемые, б – предполагаемые, с – надвиги; 15 – места отбора проб.

ния. Для таких пирротинов нами установлен небольшой разброс значения $\delta^{34}\text{S}$ вокруг метеоритного стандарта и близкие к нулю значения $\Delta^{33}\text{S}$ (табл. 1 и рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проводимые ранее исследования изотопов серы в неоархейских железорудных месторождениях (BIF) Костомукшского зеленокаменного пояса привели к выводу, что в основном источником серы служил вулканизм. Однако для изученных в данной работе месторождений величина $\delta^{34}\text{S}$ заметно отклоняется от метеоритного стандарта. Причем в углеродсодержащих породах отмечены повышенные концентрации изотопа ^{32}S , что ин-

терпретировано как начало микробиологического восстановления сульфатов [13].

Приведенные результаты показывают, что сера в сульфидах имеет полигенный источник. Наличие в пирите следов фракционирования изотопов серы независимо от массы (S-MIF) указывает на присутствие серы, принимавшей участие в фотохимических реакциях в архейской бескислородной атмосфере Земли. Фотолиз вулканогенного SO_2 производит масс-независимое фракционирование изотопов серы и формирует два различных резервуара: восстановленная сера – элементарная S_8 с положительными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$ и резервуар окисленной серы – сульфат с отрицательными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$.

Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ в сульфидах первой генерации Костомукшского железоруд-

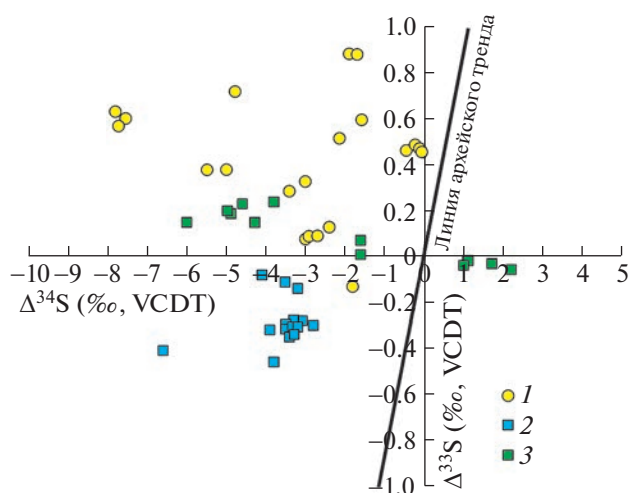


Рис. 2. Соотношение изотопов серы в сульфидах Костомукшского железорудного месторождения. 1 – пирит из недеформированных магнетитовых руд, 2 – пирротин из прожилково-вкрапленных, гнездовых и брекчиевидных сульфидных руд, 3 – пирротин из инъекционных (жилные, секущие) образований. Линия архейского тренда ($\Delta^{33}\text{S} = 0.89 \cdot \Delta^{34}\text{S}$) по [12].

ного месторождения свидетельствуют о генетической связи пиритной серы с резервуаром элементарной серы фотолитического происхождения. После попадания элементарной серы в морскую акваторию она осаждалась на дне морского бассейна, где трансформировалась в пиритную форму.

Однако пирит не может образовываться непосредственно из частиц элементарной серы [14]. Считается, что для этого необходимы предшественники: либо моносουλфид железа, подобный

макинавиту (FeS), либо полисульфид, подобный грейгиту (Fe_3S_4) [15]. Минералы-предшественники растворяются с образованием водных комплексов FeS , которые затем реагируют с H_2S или полисульфидами с образованием пирита [15].

Перед реакцией с растворенным предшественником пирита для молекул элементарной серы требуется промежуточная стадия для разрыва колец S_8 [15]. Было отмечено, что наличие положительного $\Delta^{33}\text{S}$ часто связано с наличием высокого содержания железа во вмещающей породе, что позволяет предположить важную роль железа в распаде колец S_8 [12, 16]. Сам же процесс распада колец происходит в осадочных поровых водах, где кольца S_8 , серные цепи и соединения биологически превращаются в H_2S , например, путем диспропорционирования [17, 18]. Полученный таким путем сероводород участвует в образовании пирита, который получает положительную метку $\Delta^{33}\text{S}$ и отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. Именно формирование пирита по механизму бактериальной трансформации элементарной серы объясняет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ в изученных образцах пирита.

Образцы сульфидов второй генерации характеризуются отрицательными значениями $\Delta^{33}\text{S}$, что указывает на генетическую связь сульфидной серы с резервуаром сульфатной серы фотолитического происхождения. Отрицательная метка $\Delta^{33}\text{S}$ характерна для пирротина, образовывавшегося при высоких температурах. В этом случае процессы, ответственные за передачу S-MIF сигнала от фотолитического сульфата к пирротину, связаны с высокотемпературным термохимическим восстановлением фотолитического сульфа-

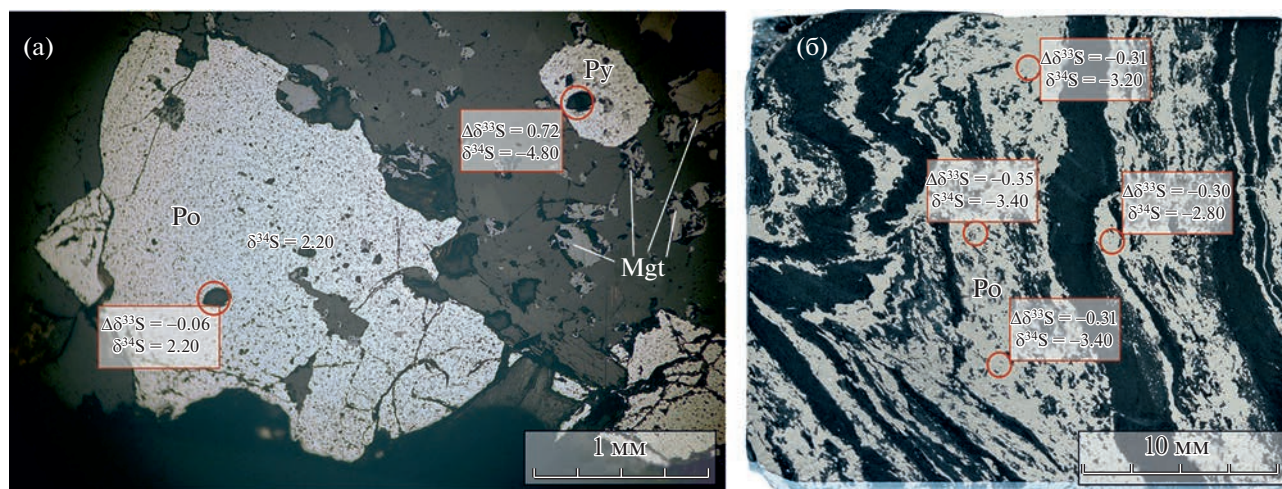


Рис. 3. Фотографии типов сульфидов, полированный аншлиф, отраженный свет. а – реликты первичного пирита (Py) и новообразованный пирротин (Po) в магнетитовой (Mgt) руде (обр. 669-5а). б – прожилково-вкрапленная пирротиновая руда в биотитовом сланце (обр. 1921–15.4).

Таблица 1. Репрезентативный состав изотопов серы в сульфидах из пород месторождений ВIF Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии

№ обр	Местоположение образца	Порода	$\delta^{34}\text{S}$	$\Delta^{33}\text{S}$	Минерал
Костомукшское месторождение, южный карьер, <i>верхняя костомукшская свита (k2)</i>					
gp-1/12	Профиль вдоль стенки карьера ЮЮЗ–ССВ длиной 150 м, по [19]	Пирротин-леллингит-арсено-пиритовая руда	1.1	–0.02	Пирротин
			1.0	–0.04	Пирротин
gp1-24a		Пирротин-кварцевая жила, секущая железистые кварциты	–1.6	0.01	Пирротин
gp1-25		Полосчатые кварциты (без-рудные) с тонкой пирротиновой минерализацией	–3.2	–0.14	Пирротин
gp1-27		Амфиболит, грюнерит-роговообманковый, с пирротин-ом, халькопиритом и галенитом	–1.6	0.07	Пирротин
			–3.5	–0.11	Пирротин
gp1-34-1		Биотитовый сланец, углерод-содержащий	–4.9	0.19	Пирротин
gp1-34-2	Амфибол-биотитовый сланец	–4.1	–0.08	Пирротин	
1921–13.7	Керн буровой скважины № 1921	Прожилково-гнездовая и вкрапленно-прожилковая пирротиновая руда	–3.90	–0.32	Пирротин
1921–15.4			–3.80	–0.46	Пирротин
			–3.40	–0.31	Пирротин
			–3.40	–0.35	Пирротин
			–3.20	–0.31	Пирротин
	–2.80	–0.30	Пирротин		
1961–242.7	Керн буровой скважины № 1961	Пирротиновая руда в гранат-биотитовом сланце	–6.00	0.15	Пирротин
Костомукшское месторождение, южный карьер, <i>нижняя костомукшская свита (k1)</i>					
17/3b	Основная рудная залежь 64°40'15.54" с.ш. 30°42'15.27" в.д.	Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–3.4	0.29	Пирит
			–3.0	0.33	Пирит
17/4a		Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–1.7	0.89	Пирит
			–1.9	0.89	Пирит
Корпангское месторождение, западный карьер					
28-2	Ю-3 карьер 64°47.556 с.ш. 30°40.620 в.д.	Магнетитовые руды с вкрапленностью пирита	–5.5	0.38	Пирит
669/5		Перекристаллизованные магнетитовые руды с вкрапленностью пирита и пирротина	1.7	–0.03	Пирротин
			2.2	–0.06	Пирротин
			–4.8	0.72	Пирит
25–3		Полосчатый биотитовый сланец с тонкой пирротиновой вкрапленностью, развитой по сланцеватости	–5.0	0.20	Пирротин
			–4.6	0.23	Пирротин
			–4.3	0.15	Пирротин
28–8		Секущий пирит-пирротиновый прожилок в магнетитовой руде	–5.0	0.38	Пирит
26–8		Секущий пирит-пирротиновый прожилок в магнетитовой руде	–3.8	0.24	Пирротин

та в морской среде. Наличие таких процессов может быть ассоциировано с развитием гидротермальной деятельности вследствие вулканической активности в данном регионе. Следует отметить, что в отличие от микробальной трансформации серы, рассматриваемые процессы производят существенно меньшее фракционирование $\delta^{34}\text{S}$ между сульфатом и сульфидом. Поэтому отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, наблюдаемые в образцах пирротина, согласуются с отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ источника серы, т.е. морской сульфатной серы фотолитического генезиса.

Метаморфогенно-метасоматическая перекристаллизация железистых кварцитов и прослоев вмещающих толщ, сопровождавшаяся привнесением рудогенных компонентов, привела к образованию рассеянной вкрапленности и линзовидных обособлений по плоскостям сланцеватости пирротина, реже пирита, арсенопирита с небольшими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ и разнознаковыми, близкими к нулю значениями $\Delta^{33}\text{S}$. Здесь изотопный состав серы является результатом смешивания серы из разных источников, отражая локальные условия рудообразования, которые могут меняться во времени. Некоторые сульфиды из поздних пирротин-кварцевых жил, секущих железистые кварциты, имеют изотопию серы, близкую троилиту ($\Delta^{33}\text{S} \approx 0$). Встречаются и аналогичные (секущие) образования, где в пирротине фиксируется присутствие $\Delta^{33}\text{S} \neq 0$. То есть изотопия серы носит унаследованный характер, указывая на мобилизацию вещества из вмещающих осадочных пород. Однако наличие близких к нулю значений $\Delta^{33}\text{S}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах, хотя еще не доказывает наличие мантийного источника, но уже и не исключает его.

ВЫВОДЫ

Таким образом, представленные результаты показывают, что сера для сульфидов в ВIF поступала из трех резервуаров – атмосферная фотолитическая элементарная сера, сульфат морской воды атмосферного фотолитического генезиса и магматогенная. Соотношения изотопов серы зафиксировали и сохранили в сульфидах взаимодействие между абиологическими (атмосферными, гидротермальными) и биологическими процессами (микробное диссимиляционное восстановление) при образовании железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны Людмиле Владимировне Кулешевич, предоставившей ряд образцов для исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00076, <https://rscf.ru/project/21-17-00076/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 467–508.
2. Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S., Robbins L.J., Warchola T.J., Haugaard R., Lalonde S.V., Partin C.A., Oonk P.B.H., Tsikos H., Lyons T.W., Bekker A., Johnson C.M. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth-Science Reviews* 2017. V. 172. P. 140–177.
3. Литовченко Н.И. К проблеме происхождения железистых кварцитов // *Отечественная геология*. 2001. № 6. С. 70–76.
4. Dreher, C.L. Schad M., Robbins L.J., Konhauser K.O., Kappler A., Joshi P. Microbial processes during deposition and diagenesis of Banded Iron Formations // *Paläontologische Zeitschrift*. 2021. V. 95. 593–610.
5. Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки седиментации докембрия. // *Литология и полезные ископаемые*. 2020. № 2. С. 117–130.
6. Li W., Beard B.L., Johnson C.M. Biologically recycled continental iron is a major component in banded iron formations // *PNAS*. 2015. V. 112 (27) P. 8193–8198.
7. Alfimova N., Raza Mohd Baqar, Felitsyn S., Matrenichev V., Bogomolov E., Nasipuri P., Saha L., Pati J.K., Kumar V. Isotopic Sm-Nd signatures of Precambrian Banded Iron Formation from the Fennoscandian shield, East-European Platform, and Bundelkhand craton, India // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 1–8.
8. Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского Щита // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
9. Слабунов А.И., Светов С.А., Степанова А.В., Медведев П.В., Полин А.К. Новая тектоническая карта Карелии: принципы построения и их реализация // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2022. № 5. С. 132–138.
10. Trendall A.F., Compston W., Nelson D.R., de Laeter J.R., Bennett V.C. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. V. 51. № 5. P. 621–644.
11. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chemical Geology*. V. 493. 316–326.
12. Ono S., Beukes N.J., Rumble D. Origin of two distinct multiple-sulfur isotope compositions of pyrite in the 2.5 Ga Klein Naute Formation, Griqualand West Ba-

- sin, South Africa // *Precambrian Research*. 2009. V. 169. № 1–4. P. 48–57.
13. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерогенез). Отв. ред. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Петрозаводск. 2015. 322 с.
 14. Rickard D., Luther G.W. Chemistry of iron sulfides // *Chemical Reviews*, 2007. V. 107. P. 514–562.
 15. Rickard D. Sulfidic sediments and sedimentary rocks. Amsterdam: Newnes. 2012. P. 1–801.
 16. Guy B.M., Ono S., Gutzmer J., Kaufman A.J., Lin Y., Fogel M.L., Beukes N.J. A multiple sulfur and organic carbon isotope record from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa // *Precambrian Research*. 2012. V. 216–219. P. 208–231.
 17. Philippot P., Van Zuilen M., Lepot K., Thomazo C., Farquhar J., Van Kranendonk M. J. Early Archaean microorganisms preferred elemental sulfur, not sulfate // *Science*. 2007. V. 317. P. 1534–1537.
 18. Vysotskiy S.V., Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Slabunov A.I., Aseeva A.V. Multiple Sulfur Isotope Evidence for Bacterial Sulfate Reduction and Sulfate Disproportionation Operated in Mesoarchaeal Rocks of the Karelian Craton // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 1143. <https://doi.org/10.3390/min12091143>
 19. Kuleshevich L.V., Gor'kovets V.Ya. Mineralogy of the Precambrian Southern Kostomuksha Gold Prospect in Karelia // *Geology of Ore Deposits*. 2008. V. 50. № 7. P. 599–608.

SULFIDE SULFUR ISOTOPE SOURCES OF THE NEOARCHEAN IRON ORE DEPOSITS IN THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT, KARELIA (RUSSIA)

S. V. Vysotskiy^{a, #}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, T. A. Velivetskaya^a,
A. V. Ignatiev^a, A. V. Aseeva^a, and N. S. Nesterova^a

^a*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: svys@mail.ru*

In this paper we provide primary data on multi-isotope sulfur composition of the Neoarchean BIF sulfides of the Kostomuksha greenstone belt in Karelia (the Karelian Craton on Fennoscandian Shield). These sulfides formed at 2760–2740 Ma. Pyrite associated with fine-grained magnetite showed negative $\delta^{34}\text{S}$ values (up to -7.8‰) and positive $\Delta^{33}\text{S}$ values (up to $+0.7\text{‰}$). At the same time, pyrrhotite of vein-disseminated ores associated with shale demonstrated both negative $\delta^{34}\text{S}$ (up to -6‰), and $\Delta^{33}\text{S}$ values (up to -0.46‰). Based on the obtained data we assume that sulfur for the BIF sulfides was transported from three reservoirs: - atmospheric (photolytic), hydrospheric (seawater sulfate), and magmatogenic. Sulfur isotope ratios in sulfides preserved the evidence of interaction between abiological (atmospheric, hydrothermal) and biological processes (dissimilatory microbial reduction) that occurred during the formation of iron ore deposits of the Kostomuksha greenstone belt in Karelia.

Keywords: multi-isotope sulfur composition, banded iron formations, Archean, Karelian Craton

УДК 552.3+550.4

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr–Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОЗДНЕПЕРМСКО–РАННЕТРИАСОВЫХ ТРАППОВ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА: ИСТОЧНИКИ МАГМ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ВУЛКАНИТАМИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

© 2023 г. Т. В. Светлицкая^{1,*}

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 19.10.2022 г.

Поступило 19.10.2022 г.

После доработки 08.02.2023 г.

Принято к публикации 13.02.2023 г.

Приведены результаты геохимических и Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных исследований пермо–триасовых вулканитов (базальты, андезибазальты) и силлов (трахидолериты, монцодиориты) Кузнецкого бассейна – одного из регионов Сибирской крупной изверженной провинции. Показано, что вулканический разрез Кузнецкого бассейна состоит из нижней (лавы покрова I и II: $TiO_2 = 1.6–1.9$ мас. %, $Gd/Yb = 2.0–2.1$) и верхней (лавы покровов III–VIII: $TiO_2 = 1.4–1.8$ мас. %, $Gd/Yb = 1.7–1.9$) серий. Породы Майзасского силла геохимически коррелируются с андезибазальтами II покрова нижней серии, а породы Сыркашевского силла – с вулканитами верхней серии. Траппы Кузнецкого бассейна сформировались в результате частичного плавления Sr–Nd-изотопно-гетерогенной субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Они геохимически схожи с низко-Ti базальтами нижней–средней подсерии надеждинской свиты Норильского района, однако отличаются от них по Sr–Nd-изотопному составу. Изотопные Sr–Nd-характеристики неконтаминированных лав и пород Сыркашевского силла ($\epsilon Nd(T) = (+4.6)–(+2.4)$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.7047–0.7054$) являются унаследованными от древней литосферной мантии и не отражают вклад Сибирского плюма. Породы Майзасского силла ($\epsilon Nd(T) = (+2.2)–(+2.1)$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.7055–0.7063$) сформировались из мантийного расплава, испытавшего контаминацию коровым карбонатным материалом.

Ключевые слова: Sr–Nd-изотопная система, редкие и рассеянные элементы, лавы, силлы, Кузнецкий бассейн, Сибирская крупная изверженная провинция

DOI: 10.31857/S2686739722602277, **EDN:** UJDWKI

ВВЕДЕНИЕ

Сибирская крупная изверженная провинция (Сибирская КИП) является крупнейшей провинцией континентального траппового магматизма и содержит уникальные по запасам ЭПГ–Cu–Ni месторождения Норильского района. Она охватывает площадь около 3 млн км², включая регионы Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, Таймыра, Кузнецкого бассейна, а также часть бассейнов Карского моря и моря Лаптевых [1]. Высокоточные оценки возраста магматических пород показывают, что основной этап эффузивной и интрузивной активности пришелся на границу перми и триаса (~251–252 млн лет) и длился около 1 млн лет [2]. Хотя различные “не-

плюмовые” модели были предложены для объяснения столь масштабного кратковременного магматизма, происхождение Сибирской КИП в результате плюмовой активности на сегодняшний день остается наиболее общепринятой точкой зрения [3].

Выяснение петрогенезиса магматических пород разных регионов Сибирской КИП и корреляция их изотопно-геохимических характеристик имеют фундаментальное значение для понимания эволюции траппового магматизма и уточнения моделей его формирования. В представленной работе мы обсуждаем геохимические и первые Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопные данные для траппов (лав из разных покровов и монцонитов из силлов) Кузнецкого бассейна – одного из регионов Сибирской КИП, расположенного в складчатом обрамлении платформы [1, 3, 4]. Предыдущими исследованиями на основании анализа петролого-геохимических характеристик пород было показано, что вулканиты центральной части Кузнецкого

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

*E-mail: svt@igm.nsc.ru

бассейна сформировались в результате низких степеней плавления (<5%) субдукционно-модифицированной литосферной мантии под воздействием астеносферных флюидов/расплавов и могут быть рассмотрены как более эволюционировавшие аналоги базальтов надеждинской свиты Норильского района [3]. В то же время установление петрогенетических особенностей формирования Кузнецких траппов и их полноценная корреляция с вулканитами центральной части Сибирской КИП в настоящее время существенно затруднены из-за слабой изученности силлов юго-восточной части бассейна, а также из-за крайне ограниченных изотопно-геохимических данных для этих пород. Единственное на сегодняшний день исследование, в котором приводятся результаты Sm–Nd-изотопного изучения базальтоидов Кузбасской впадины, указывает значения $\epsilon Nd(T)$ в диапазоне от +2.3 до +3.1 [4]. Полученные в данном исследовании геохимические и Sr–Nd-изотопные данные существенно расширяют основу для реконструкции мантийных источников родоначальных расплавов Кузнецких траппов и процессов мантийно–корового взаимодействия, а также для изотопно-геохимической корреляции с вулканическими свитами Норильского района центральной части Сибирской КИП.

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Кузнецкий бассейн расположен в 300 км к югу от Западно-Сибирской плиты, в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (рис. 1 а) и представляет собой позднепалеозойскую (поздний карбон–пермь) депрессию, наложенную на додевонские аккреционные комплексы [3]. Магматические породы Кузнецкого бассейна принадлежат к позднепермско–раннетриасовому абинскому комплексу, объединившему ранее выделяемые в регионе салтымаковский и сыркашевский комплексы (рис. 1 б). В центральной части бассейна абинский комплекс представлен лавовыми покровами в составе вулканогенно-осадочной абинской серии, охватывающими площадь около 3000 км² под Бунгарапской впадиной при кумулятивной мощности вулканитов до 300 м [3]. Абинская серия состоит из вулканогенно-терригенных отложений мальцевской, сосновской и яминской свит и включает один базальтовый и шесть андезибазальтовых покровов в объеме мальцевской свиты и два андезибазальтовых покрова в объеме яминской свиты (рис. 1 в). В юго-восточной части бассейна абинский комплекс представлен силлами и дайками мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров, при протяженности до десятков километров (рис. 1 б). Наиболее крупными из них являются

Сыркашевский и Майзасский силлы. Сыркашевский силл дифференцирован от трахидолеритов до монцогаббро и кварцевых монцодиоритов и залегает среди раннепермских терригенных угленосных толщ. Майзасский силл сложен трахидолеритами, монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами и интродуцирует средне-верхнекарбонные карбонатно-терригенные угленосные отложения.

Имеющиеся ^{40}Ar – ^{39}Ar -возраста для андезибазальтов мальцевской свиты и монцогаббро Сыркашевского силла (~252 млн лет [1, 3]) показывают, что магматические породы Кузнецкого бассейна сопоставимы по возрасту с Сибирскими траппами. Наиболее полный вулканический разрез Сибирской КИП представлен в Норильском районе [1, 3, 5–7]. Формирование траппов начинается с излияния высоко-Ti щелочных/субщелочных вулканитов нижней серии ($\text{TiO}_2 > 2$ мас. %; $\text{Gd/Yb} \geq 2$) (ивакинская, сыверминская и гудчихинская свиты), которые интерпретируются как производные низкой степени плавления глубинного (предположительно, гранат-пироксенитового) мантийного источника. Вверх по разрезу они сменяются низко-Ti толеитовыми вулканитами средней (хаканчанская, туклонская, надеждинская свиты) и верхней (моронговская, мокулаевская, хараелахская, кумгинская, самоедская свиты) серий ($\text{TiO}_2 < 2$ мас. %; $\text{Gd/Yb} < 2$). Их формирование связывают с интенсивным плавлением менее глубинного мантийного источника, сопоставимого с субдукционно-модифицированной литосферной мантией [5–7].

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ

Образцы магматических пород для изучения Sr–Nd-изотопного состава были отобраны из природных обнажений в центральной и юго-восточной частях Кузнецкого бассейна (рис. 1 б, в). Образцы вулканитов были отобраны из обнажений по р. Томь и представлены базальтом N-85 (покров I) и андезибазальтами N-84 (покров II), N-81 (покров III) и N-62 (покров IV) из мальцевской свиты и андезибазальтом N-56 (покров VIII) из яминской свиты. Базальт N-85 сложен вкрапленниками оливина и плагиоклаза (40 об. %), погруженными в основную массу из плагиоклаза, оливина, клинопироксена и вулканического стекла. Андезибазальты N-84, N-81, N-62 и N-56 состоят из вкрапленников оливина, клинопироксена и плагиоклаза (2–15%) и основной массы, сложенной вулканическим стеклом, плагиоклазом, оливином и клинопироксеном. Расположение мест отробывания и описание пород, а также содержания в них петрогенных окислов, редких и рассеянных элементов приведены в работе [3]. Интрузивные породы были отобраны из Сыркашевского силла (образцы Sr-01 и Sr-02) на правом

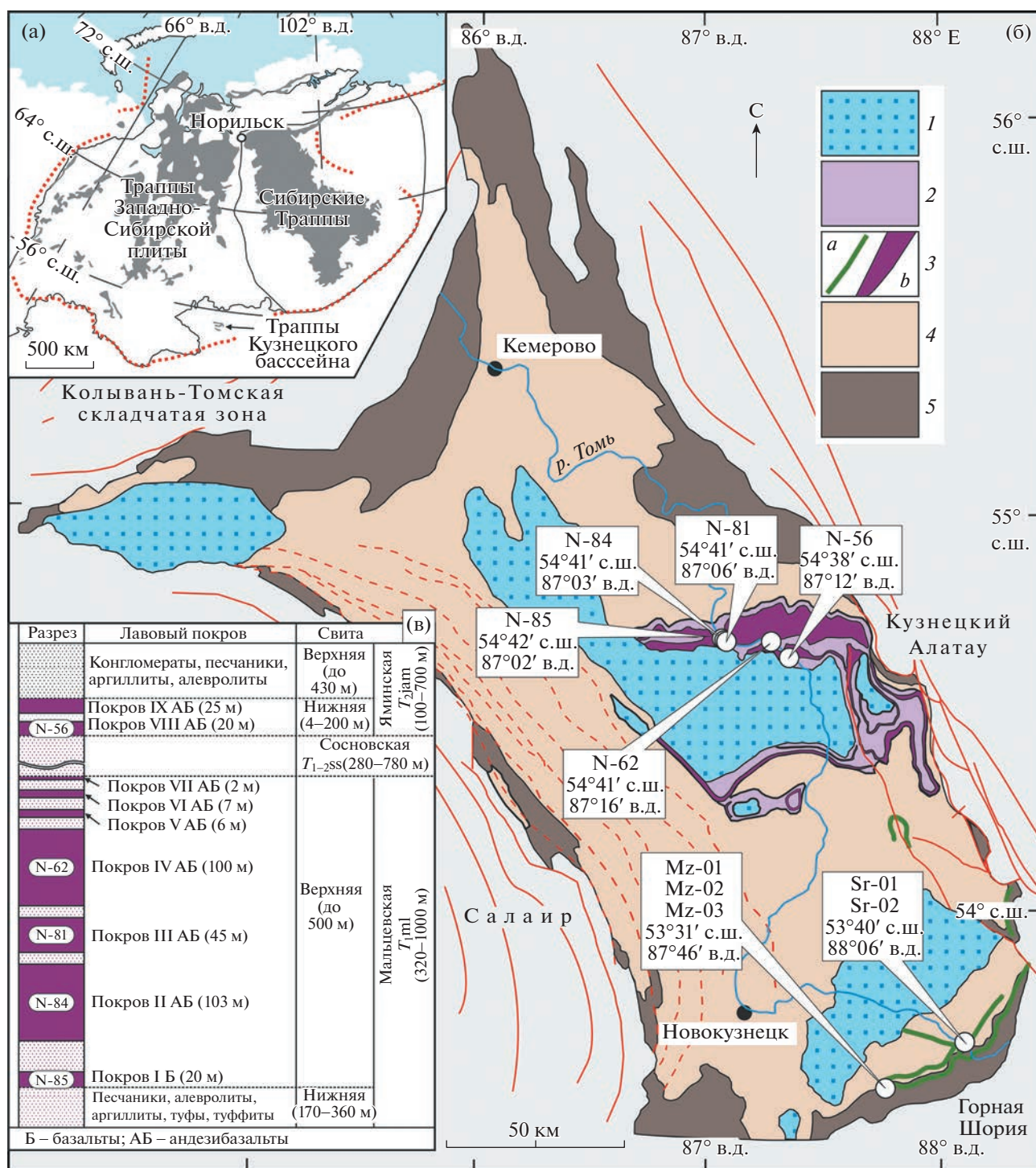


Рис. 1. (а) Положение траппов Кузнецкого бассейна в составе Сибирской крупной изверженной провинции (граница Сибирской крупной изверженной провинции дана по [1]). (б) Упрощенная геологическая карта Кузнецкого бассейна [3], с местами и координатами отбора проб для геохимических и Sr–Nd-изотопных исследований (образцы N-85, N-84, N-81, N-62 и N-56 из лавовых покровов; образцы Sr-01 и Sr-02 из Сыркашевского силла; образцы Mz-01, Mz-02 и Mz-03 из Майзасского силла). 1 – ниже–среднеюрские угленосно–терригенные отложения; 2 – ниже–среднетриасовые терригенно–вулканогенные отложения; 3 – позднепермско–раннетриасовые силлы / дайки (а) и лавы (б); 4 – пермские угленосно–терригенные отложения; 5 – каменноугольные карбонатно–терригенные и угленосные и средне–верхнедевонские терригенные отложения. (в) Положение лавовых покровов в обобщенном стратиграфическом разрезе абинской серии Кузнецкого бассейна [3], с привязкой изученных образцов вулканитов. Следует отметить, что отложения мальцевской, сосновской и яминской свит в региональной легенде относятся к триасовому возрасту, тогда как возраст вулканитов определяется как позднепермско–раннетриасовый [1, 3].

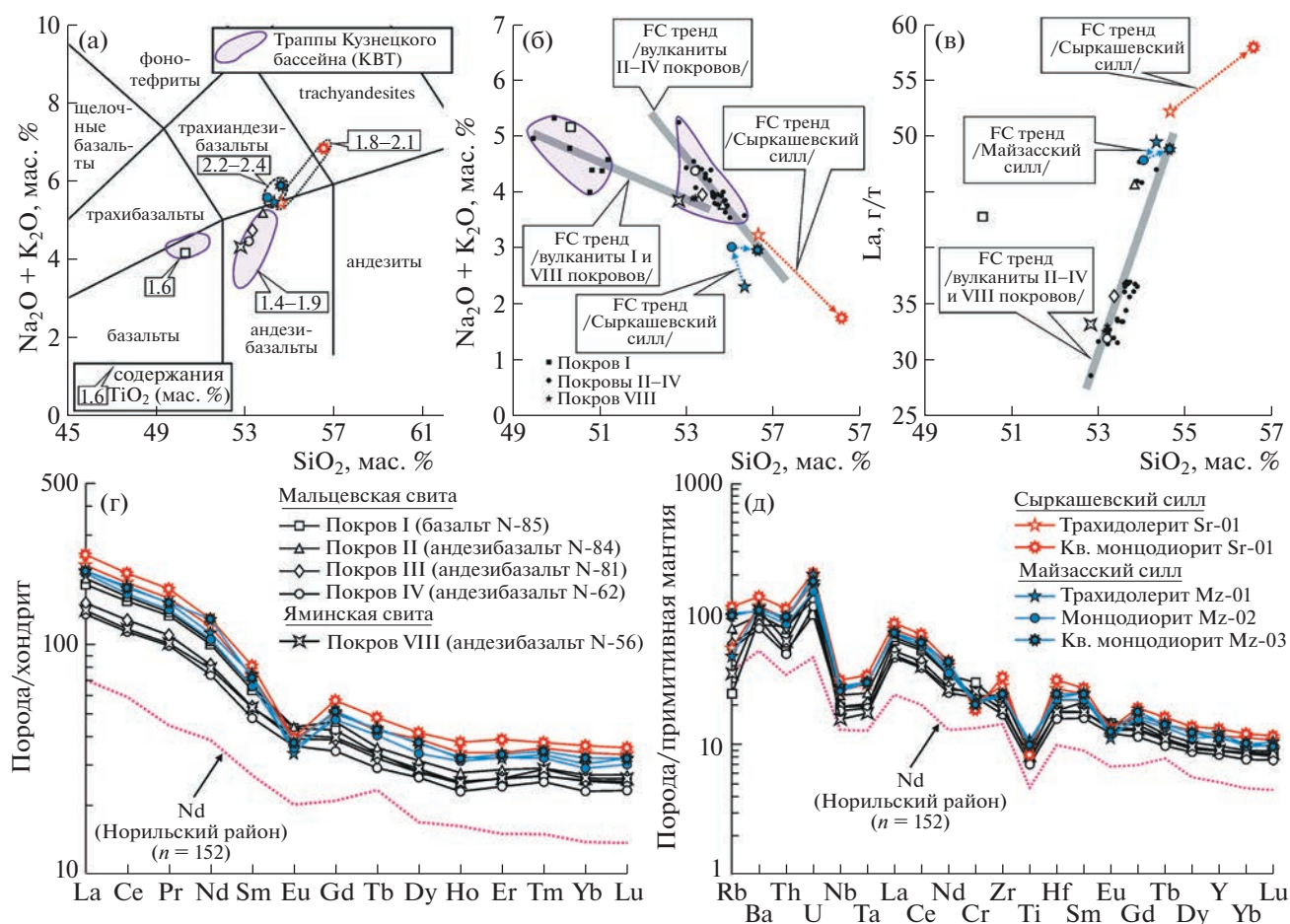


Рис. 2. Петролого-геохимические характеристики траппов Кузнецкого бассейна. На диаграммах $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а), $\text{SiO}_2\text{--MgO}$ (б) и $\text{SiO}_2\text{--La}$ (в) составы вулканитов и пород Сыркашевского силла следуют трендам фракционной кристаллизации (FC-тренд), тогда как породы Майзасского силла показывают ковариации, сопоставимые с процессами ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC-тренд). Композиционные поля для траппов Кузнецкого бассейна (КВТ) составлены по [3]. (г–д). Распределения редкоземельных элементов нормированы на состав хондрита (г) и спайдерграммы редких и рассеянных элементов нормированы на состав примитивной мантии (д) для изучаемых вулканитов и пород силлов. Содержания редких и рассеянных элементов для базальтов надеждинской свиты Норильского района (Nd) из [3], n – количество анализов. Состав хондрита и примитивной мантии по [9].

берегу р. Томь, у пос. Карай, и Майзасского силла (образцы Mz-01, Mz-02 и Mz-03) на левом берегу р. Мрассу, в 6 км к югу от пос. Камешек (рис. 1 б). Трахиодолерит Sr-01 из закалочной части Сыркашевского силла сложен вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена (5%) и основной массы, состоящей из плагиоклаза, клинопироксена, биотита и вулканического стекла. Кварцевый монцодиорит Sr-02 из центральной части силла сложен оливином (5%), клинопироксеном (13%), амфиболом (5%), биотитом (2%), плагиоклазом (50%), калиевым полевым шпатом (15%) и кварцем (10%). Трахиодолерит Mz-01 из закалочной части Майзасского силла состоит из фенокристов плагиоклаза (30%) и клинопироксена (ед. зерна) и вулканического стекла (70%). Монцодиорит Mz-02 из центральной части силла сложен оливином (3%), клинопироксеном (15%), амфиболом

(5%), биотитом (2%), плагиоклазом (52%), калиевым полевым шпатом (20%) и кварцем (3%). Минеральный состав кварцевого монцодиорита Mz-03 из центральной части силла: клинопироксен (10%), амфибол (5%), биотит (10%), плагиоклаз (45%), калиевый полевой шпат (20%) и кварц (10%). Среди акцессорных минералов монцодиоритов Сыркашевского и Майзасского силлов отмечаются апатит, ильменит и редкие сульфиды. Монцодиориты представлены мелко-среднезернистыми массивными породами с монцонитовой и графической структурами, трахиодолериты характеризуются порфировой структурой, с мелко-скрытозернистой основной массой.

Химический состав образцов пород из силлов определялся в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Содержания порообразующих окислов определя-

лись методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа с помощью рентгеновского спектрометра ARL-9900-XP фирмы “Thermo Electron Corporation”. Содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на ИСП масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы “Finnigan Mat” (Germany). Результаты приведены в табл. 1. Определение изотопного состава Sr и Nd проводилось в 10 валовых пробах в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определение содержаний Rb, Sr, Sm и Nd в навесках производилось с применением метода изотопного разбавления. Анализ Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных систем проводился на магнитосекторных мультиколлекторных масс-спектрометрах с двойной фокусировкой с помощью методов ICP-MS (“Neptune Plus”) (Sm, Nd) и TIMS (“Triton Plus”) (Sr, Rb). Результаты представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Траппы Кузнецкого бассейна представлены низко-Ti вулканитами (преимущественно, андезибазальтами, при подчиненном количестве базальтов) и силлами, дифференцированными от умеренно-щелочных трахидолеритов до кварцевых монцодиоритов. Породы Сыркашевского и Майзасского силлов близки по содержанию породообразующих окислов, редких и рассеянных элементов (табл. 1), однако различаются по характеру их распределения. Для Сыркашевского силла, от трахидолеритов до монцогаббро и кварцевых монцодиоритов содержания SiO_2 , K_2O , редких и рассеянных элементов возрастают, а концентрации Fe_2O_3 , MgO , CaO и общей магнезиальности (Mg-po) снижаются (рис. 2 а–в). Такой стиль распределения главных и рассеянных элементов сопоставим с процессами FC (фракционной кристаллизации) магматического расплава. Для Майзасского силла смена пород от трахидолеритов до кварцевых монцодиоритов не находит контрастного отражения в распределениях редких и рассеянных элементов и сопровождается слабым ростом содержаний SiO_2 , MgO , CaO , K_2O и Mg-po при снижении концентрации Fe_2O_3 (рис. 2 а–в). Подобное распределение сопоставимо с процессами AFC (ассимиляция + фракционная кристаллизация) и предполагает, что породы Майзасского силла могли кристаллизоваться из магматического расплава, контаминированного карбонатным материалом. Источником этого материала могли служить карбонатно-терригенные отложения, вмещающие силл.

Трахидолериты Сыркашевского и Майзасского силлов характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 (54.3–54.7 мас. %), TiO_2 (2.1–2.4 мас. %)

и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 5.5$ мас. %) при более низких содержаниях MgO (2.3–3.2 мас. %) и сопоставимых концентрациях Fe_2O_3 (12.5–13.1 мас. %) по сравнению с базальтами и андезибазальтами, слагающими лавовые покровы центральной части Кузнецкого бассейна (50.3–54.3 мас. % SiO_2 , 3.5–5.2 мас. % MgO , 11.7–14.4 мас. % Fe_2O_3 , 1.4–1.9 мас. % TiO_2 , 3.3–5.2 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (табл. 1) [3]. Породы силлов обогащены крупноионными литофильными (Ba, Rb), легкими редкоземельными (La-Sm) ($(\text{La/Yb})_{\text{CN}} = 6.5-7.1$) и радиоактивными (U, Th) элементами и показывают выраженные отрицательные Ta–Nb- и Ti-аномалии (рис. 2 г, д). Характер распределения редких и рассеянных элементов в них идентичен лавам, при этом абсолютные концентрации элементов более высокие, за исключением Sr и Eu; более низкие содержания этих элементов, вероятно, связаны с более интенсивным фракционированием плагиоклаза.

Анализ ранее опубликованных [3, 4] и новых данных по петролого-геохимическому составу пород позволяет выделить в вулканическом разрезе Кузнецкого бассейна нижнюю и верхнюю серии. Нижняя серия включает базальты покрова I и андезибазальты покрова II с повышенными содержаниями TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1.6-1.9$ мас. % при Mg-po = 36–44) и отношениями $\text{Gd/Yb} \geq 2$ (2.0–2.1). Верхняя серия сложена андезибазальтами III–VIII покровов с более низкими содержаниями TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1.4-1.8$ мас. % при Mg-po = 35–43) и отношениями $\text{Gd/Yb} < 2$ (1.7–1.9). Строгий контроль Gd/Yb-отношений позволяет предположить, что разделение на серии может быть обусловлено различиями в степени частичного плавления магм разных серий. Породы Майзасского силла геохимически коррелируются с андезибазальтами II покрова нижней серии Кузнецкого разреза ($\text{TiO}_2 = 2.2-2.4$ мас. % при Mg-po = 26–32, $\text{Gd/Yb} = 2.0-2.1$), а породы Сыркашевского силла – с вулканитами верхней серии ($\text{TiO}_2 = 1.8-2.1$ мас. % при Mg-po = 23–34, $\text{Gd/Yb} = 1.8-1.9$).

Сходство в содержании и распределении редких и рассеянных элементов в вулканитах и силлах (рис. 2, 3) позволяет предположить единый мантийный источник для их родоначальных расплавов. В соответствии с ранее проведенными исследованиями [3] и новыми данными (рис. 1, 2, 3) этот мантийный источник сопоставим с субдукционно-модифицированной литосферной мантией, плавление которой было спровоцировано добавлением астеносферных флюидов/расплавов с OIB-характеристиками. Более низкая магнезиальность трахидолеритов (Mg-po = 26–34) при более высоких содержаниях TiO_2 указывает на то, что силлы кристаллизовались из расплавов, более эволюционировавших в результате дифференциации и фракционной кристаллизации в глубин-

Таблица 1. Содержания породообразующих окислов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в силлах Кузнецкого бассейна

	Сыркашевский силл		Майзасский силл		
Порода	Трахидолерит	Кварцевый монцодиорит	Трахидолерит	Монцодиорит	Кварцевый монцодиорит
Номер образца	Sr-01	Sr-05	Mz-01	Mz-02	Mz-03
SiO ₂	53.33	55.46	51.67	52.65	53.43
TiO ₂	2.03	1.80	2.32	2.22	2.13
Al ₂ O ₃	14.25	14.54	14.69	14.20	14.28
Fe ₂ O ₃	12.23	11.28	12.45	12.87	12.30
MnO	0.22	0.21	0.14	0.22	0.20
MgO	3.16	1.71	2.20	2.93	2.89
CaO	6.04	5.53	4.87	5.82	5.74
Na ₂ O	3.63	3.51	3.83	3.07	3.23
K ₂ O	1.68	3.18	1.36	2.35	2.52
P ₂ O ₅	0.83	0.60	0.86	0.80	0.82
BaO	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09
SO ₃	0.05	0.06	0.57	0.17	0.12
V ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
ППП	2.28	1.62	4.89	2.28	1.72
Сумма	99.86	99.64	99.98	99.71	99.50
Mg-no	33.83	23.10	25.91	31.11	31.78
Rb	34.66	71.60	30.06	64.53	61.28
Sr	444.75	386.16	463.04	421.64	423.42
Y	53.11	59.66	55.31	51.73	50.00
Zr	314.07	365.58	266.93	261.25	271.34
Nb	18.44	22.02	19.90	18.45	18.16
Cs	1.76	3.48	1.22	4.23	3.07
Ba	801.87	940.64	781.04	722.83	739.89
La	52.26	57.95	49.50	47.84	48.84
Ce	112.62	123.53	108.48	100.16	106.24
Pr	14.23	15.57	13.55	12.66	13.40
Nd	54.54	58.49	50.95	47.81	57.85
Sm	10.82	11.91	10.96	9.79	10.76
Eu	2.18	2.21	1.88	1.96	2.10
Gd	9.96	11.25	9.83	9.29	10.54
Tb	1.53	1.73	1.56	1.45	1.52
Dy	9.46	10.04	9.05	8.11	9.04
Ho	1.90	2.10	1.82	1.73	1.86
Er	5.40	6.14	5.11	5.11	5.25
Tm	0.85	0.90	0.80	0.77	0.79
Yb	5.54	5.91	4.94	4.70	5.00
Lu	0.80	0.85	0.77	0.72	0.71
Hf	8.27	9.55	7.01	6.75	7.51
Ta	1.20	1.38	1.22	1.22	1.21
Th	7.83	9.31	7.65	6.99	8.06
U	3.65	4.28	4.18	3.14	3.72

Примечание. ППП – потери при прокаливании. Mg-no = $100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ (в мол. %) – магнезиальность.

Таблица 2. Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопные характеристики траппов Кузнецкого бассейна

Номер образца	Порода	Rb (г/г)	Sr (г/г)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	Sm (г/г)	Nd (г/г)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (изм.)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (млн лет)
<i>Покров I (мальцевская свита)</i>													
N-85	Базальт	16.27	624.60	0.07535	0.70498	0.70471	9.47	48.79	0.11729	0.51269	0.51250	+3.6	–
<i>Покров II (мальцевская свита)</i>													
N-84	Андезобазальт	53.45	494.67	0.31259	0.70625	0.70514	9.81	49.74	0.11928	0.51265	0.51246	+2.7	806
<i>Покров III (мальцевская свита)</i>													
N-81	Андезобазальт	41.17	499.73	0.23831	0.70599	0.70514	8.07	39.66	0.12297	0.51268	0.51248	+3.2	794
<i>Покров IV (мальцевская свита)</i>													
N-62	Андезобазальт	36.64	489.69	0.21644	0.70600	0.70523	7.42	35.94	0.12485	0.51268	0.51247	+3.1	811
<i>Покров VIII (яминская свита)</i>													
N-56	Андезобазальт	21.97	525.54	0.12093	0.70517	0.70474	7.79	37.01	0.12717	0.51276	0.51255	+4.6	693
<i>Сыркашевский силл</i>													
Sr-01	Трахидолерит	36.85	445.74	0.23913	0.70627	0.70542	11.37	57.79	0.11899	0.51265	0.51245	+2.6	815
Sr-05	Кварцевый монцодиорит	76.49	394.98	0.56030	0.70738	0.70539	12.24	62.06	0.11926	0.51264	0.51244	+2.4	832
<i>Майзасский силл</i>													
Mz-01	Трахидолерит	65.60	418.23	0.45380	0.70722	0.70561	10.55	52.81	0.12071	0.51262	0.51242	+2.1	871
Mz-02	Монцодиорит	71.21	433.02	0.47575	0.70719	0.70550	10.70	53.84	0.12009	0.51263	0.51243	+2.2	857
Mz-03	Кварцевый монцодиорит	28.89	453.72	0.18419	0.70692	0.70627	11.62	58.37	0.12030	0.51263	0.51243	+2.2	859

Примечание. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$ и $\epsilon\text{Nd}(T)$ пересчитаны на возраст 250 млн лет. Для оценки правильности и воспроизводимости результатов измерений изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в природных образцах использовался международный стандарт NIST SRM987. За период работы среднее измеренное значение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в NIST SRM987 составило 0.710256 ± 16 (2 σ , $N=8$). Ошибка внутри опыта не превышала 0.000015 (2 σ). Правильность и воспроизводимость Sm–Nd-измерений контролировалась по результатам анализа стандарта горной породы BHVO-2 (USGS, США); средние значения для отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте за время работы составили 0.127173 ± 0.000012 (2 σ) и 0.512758 ± 0.000009 (2 σ) соответственно. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ корректировались путем нормирования с использованием экспоненциального закона по опорным отношениям $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ и $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$ соответственно. Модельные возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитаны для резервуара деплетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ [8].

ных/малоглубинных магматических камерах по сравнению с таковыми для базальтов и андезобазальтов ($\text{Mg-no} = 35\text{--}47$).

Сопоставление с вулканическими свитами Норильского района показывает, что по своим геохимическим характеристиками Кузнецкие лавы и силлы коррелируются с низко-Ti вулканитами нижней–средней подсвиты надеждинской свиты (рис. 2 г, д, 3). Эта корреляция предположительно отражает относительно малоглубинный мантийный источник магм обоих регионов – субдукционно-модифицированную литосферную мантию. Некоторое сходство вулканитов I–II покровов Кузнецкого бассейна и пород Майзасского силла с высоко-Ti вулканитами ивакинской и сыверминской свит по Gd/Yb–La/Sm-систематике

(рис. 3 в), вероятно, отражает близкие степени частичного плавления их мантийных источников.

Лавы и силлы Кузнецкого бассейна характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T) = (+2.1)\text{--}(+4.6)$, рассчитанными на возраст 250 млн лет, при отношениях $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70471\text{--}0.70627$ (табл. 2; рис. 4 а). Изотопные Sr–Nd-составы базальтов и андезобазальтов ($\epsilon\text{Nd}(T) = (+4.6)\text{--}(+2.7)$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70471\text{--}0.70523$) и пород Сыркашевского силла ($\epsilon\text{Nd}(T) = (+2.4)\text{--}(+2.6)$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70539\text{--}0.70542$) располагаются вдоль мантийного тренда и характеризуются отрицательной корреляцией между значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ (коэф. корреляции $R = (-0.91)$ при значимом значении $R(0.99) =$

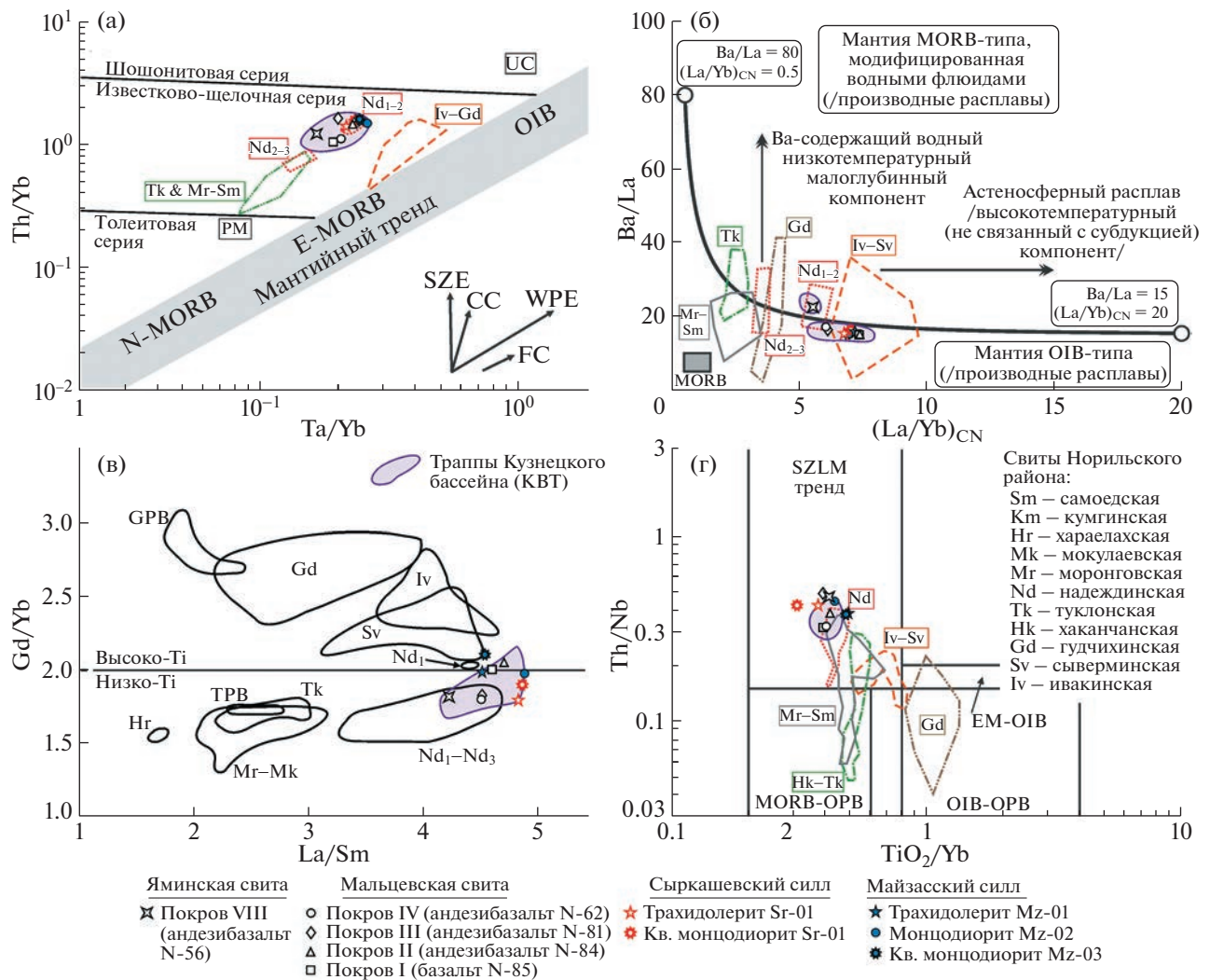


Рис. 3. (а) Диаграмма Th/Yb – Nb/Yb для траппов Кузнецкого бассейна (по [10]), иллюстрирующая доминирующую роль субдукционно-модифицированной литосферной мантии в качестве источника родоначальных расплавов. SZE – вектор обогащения субдукционным компонентом; CC – вектор коровой контаминации; WPE – вектор обогащения внутриплитным (плюмовым) компонентом; FC – вектор фракционной кристаллизации. На диаграмме Ba/La – $(\text{La/Yb})_{\text{CN}}$ (б) (по [11, 12]), составы Кузнецких траппов располагаются вдоль линии смешения субдукционно-модифицированной литосферной мантии и астеносферной компоненты, указывая на потенциальное участие мантийного плюма в генерации расплавов. Состав хондрита для расчета $(\text{La/Yb})_{\text{CN}}$ отношений по [9]. Композиционные поля Сибирских траппов Норильского района составлены на основе [5, 6, 7]. (в–г) Составы изучаемых вулканитов и силлов на диаграммах La/Sm – Gd/Yb (по [6]) (в) и Th/Nb – TiO_2/Yb (по [13]) (г) для вулканических свит Норильского района. Композиционные поля для траппов Кузнецкого бассейна (КВТ) составлены по [3].

= 0.80) (рис. 2 б). Мантийная последовательность, которой следуют составы Кузнецких траппов, предполагает, что изученные породы образовались из неконтаминированных коровым материалом мантийных расплавов или из мантийных расплавов с очень низкой степенью коровой контаминации, не отразившейся на изотопном составе пород. Этот вывод поддерживает предположение о низкой степени коровой контаминации магм, родоначальных для вулканитов Кузнецкого бассейна, полученное предыдущими исследованиями на основании анализа геохимических данных

[3]. Породы Майзасского силла характеризуются однородным, но менее радиогенным изотопным Nd-составом ($\epsilon\text{Nd}(T) = (+2.1)–(+2.2)$) и повышенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ -значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70550–0.70627$ (рис. 4 а, б). Трахидолерит Mz-01 и монцодиорит Mz-02 располагаются на линии мантийной последовательности Кузнецких траппов, тогда как кварцевый монцодиорит Mz-03 смещен в сторону более радиогенного состава Sr (рис. 4 а, б). Поскольку степень вторичных изменений пород очень низкая, подобные изотопные вариации могут быть интерпретирова-

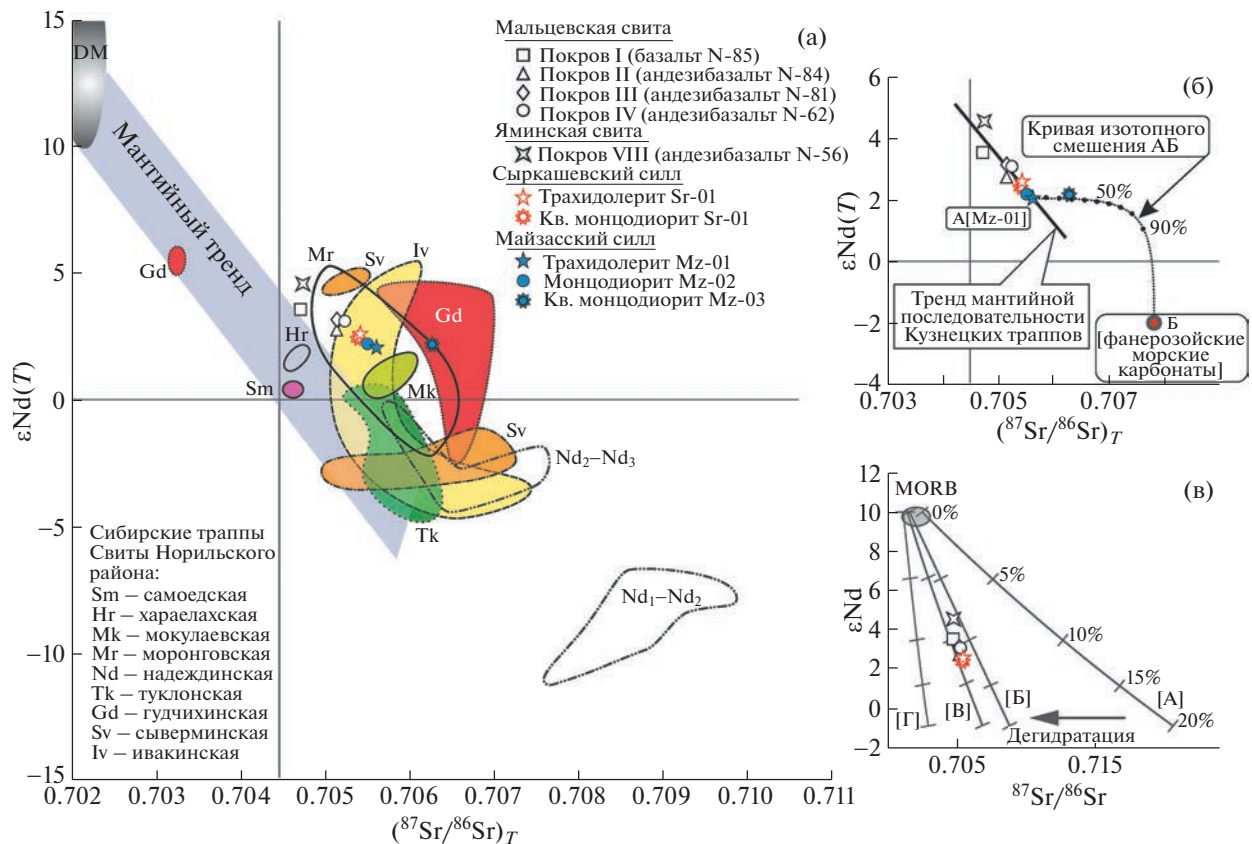


Рис. 4. (а) Sr–Nd-изотопные характеристики траппов Кузнецкого бассейна. Значения $\epsilon Nd(T)$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ рассчитаны на возраст $T = 250$ млн лет. DM – деплетированная мантия. Композиционные поля для Сибирских траппов Норильского района составлены по данным [6, 7, 14, 15]. В композиционном поле надеждинской свиты (Nd) выделяются поля базальтов нижней и средней подсвиты (Nd_1 – Nd_2) и средней и верхней подсвиты (Nd_2 – Nd_3). Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах покровов и породах Сыркашевского силла показывают отрицательные ковариации, следуя тренду мантийной последовательности на $\epsilon Nd(T)$ – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ диаграмме (б). Состав кварцевого монцодиорита Mz-3 Майзасского силла располагаются на модельной кривой Sr–Nd-изотопного смешения АБ между трахидолеритом Mz-01 (компонент А), расположенном на линии мантийной последовательности Кузнецких траппов, и фанерозойскими морскими карбонатами (компонент Б) (состав по [16]). Модельная кривая построена с помощью параметрических уравнений из [17]. (в) Изотопные Sr–Nd-составы неконтаминированных траппов Кузнецкого бассейна на $\epsilon Nd(T)$ – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ диаграмме численного моделирования изотопного состава мантийного источника, сформировавшегося в результате смешения деплетированной MORB мантии с древним осадочным материалом (линия [А]) и последующей дегидратации [18]. Линии [Б], [В] и [Г] отображают изотопные составы мантийного источника при коэффициентах редукции 0.4, 0.3 и 0.1 соответственно.

ны как результат коровой контаминации мантийной магмы карбонатным материалом, что согласуется с AFC-механизмом эволюции Майзасского расплава. Результаты расчетного моделирования Sr–Nd-изотопного двухкомпонентного смешения предполагают, что Sr–Nd-изотопные характеристики кварцевого монцодиорита Майзасского силла (образец Mz-03) могут быть получены в результате смешения расплава с изотопным составом трахидолерита его краевой части (образец Mz-01) с 20–30% фанерозойских морских карбонатов (ФМК) (рис. 4 б). Такая высокая степень контаминации, однако, не поддерживается петрологическими данными (в частности, не наблюдается обогащение образца Mz-03 MgO и CaO).

Вероятно, вмещающие Майзасский силл карбонатно-терригенные отложения имели более радиогенный состав Sr по сравнению с усредненным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -составом ФМК, и фактическая степень контаминации была ниже.

Положительные значения ϵNd (от +4.6 до +2.1) Кузнецких траппов предполагают умеренно деплетированный мантийный источник их родоначальных расплавов. Такой источник, однако, не согласуется с обогащением вулканитов и силлов некогерентными редкими элементами и высокими значениями $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}} = 2.6$ – 3.2 , $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}} = 2.7$ – 3.2 и $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{PM}} = 1.7$ – 2.4 в породах, указывающими на плавление обогащенной мантии. Подобное противоречие между геохими-

ческим и Sr–Nd-изотопным составом свидетельствует о том, что обогащение мантийного источника Кузнецких траппов произошло непосредственно перед плавлением и не отразилось на его изотопном составе. Таким образом, полученные Sr–Nd-изотопные характеристики траппов Кузнецкого бассейна являются унаследованными от древней литосферной мантии, а наблюдаемые $\epsilon\text{Nd}(T) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ -ковариации, по-видимому, отражают первичную мантийную гетерогенность. Исходя из рассчитанных значений модельных возрастов андезибазальтов и монцонитов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.69\text{--}0.87$ млрд лет) (табл. 2), изотопные Sr–Nd-характеристики литосферной мантии под Кузнецким бассейном могли быть связаны с неопротерозойским событием. Сходные умеренно деплетированные Nd-изотопные составы ($\epsilon\text{Nd}(T) = (+3)\text{--}(+6)$) с аналогичным диапазоном модельных возрастов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.7\text{--}0.9$ млрд лет) прослеживаются в породах палеозойских габбро-сиенитовых и гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау начиная с кембрия, а также фиксируются в девонских субшелочных базальтоидах сопредельного с Кузнецким Алатау Минусинского прогиба [19], отражая особенности состава литосферной мантии в региональном масштабе. Изотопный Sr–Nd-состав разновозрастных магматических ассоциаций Кузнецкого Алатау предыдущими исследованиями интерпретируется в контексте взаимодействия мантийного плюма типа PREMA или PREMA/FOZO, HIMU + EM и надсубдукционной литосферной мантии, с широко проявленными последующими процессами коровой контаминации мантийных выплавов [19]. Принимая во внимание, что лавы Кузнецкого бассейна произошли из расплавов, сформированных в результате низкой степени частичного плавления литосферной мантии при ограниченном участии астеносферной компоненты ($\text{Nb}/\text{La} \sim 0.3$ при $\text{La}/\text{Yb} \sim 10.2$), и не испытали значимую коровую контаминацию, их изотопные составы могут быть наиболее близки к изотопным характеристикам литосферной мантии Кузнецкого региона. Результаты численного моделирования показывают, что Sr–Nd-составы неконтаминированных траппов Кузнецкого бассейна сопоставимы с таковыми для мантийного источника, сформировавшегося в результате смешения деплетированной MORB мантии (DM) с небольшим количеством (менее 10%) древнего осадочного материала и последующей умеренной дегидратации (с коэффициентом редукции для Rb/Sr между 0.30 и 0.35) (рис. 4 в). Таким образом, Sr–Nd-изотопные характеристики литосферной мантии в регионе, по-видимому, обусловлены деятельностью древнего плюма, среди мантийных источников которого устанавливаются деплетированная компонента DM-типа и обогащенные компоненты EM-типа. С учетом близких неопро-

терозойских Nd-модельных возрастов разновозрастных магматических ассоциаций в регионе [19], по времени это событие сопоставимо с началом распада суперконтинента Родиния (825–740 млн лет [20]).

Несмотря на то что траппы Кузнецкого бассейна геохимически коррелируются с вулканитами нижней–средней подсвиты надеждинской свиты Норильского района, они отличаются от них по Sr–Nd-составу (рис. 4 а). Базальты I покрова мальцевской свиты и андезибазальтов VIII яминской свиты характеризуются более примитивными $\epsilon\text{Nd}(T)$ - и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ -значениями, чем большая часть свит Норильского района. Изотопные составы Sr и Nd андезибазальтов II, III и IV покровов и пород Сыркашевского и Майзасского силлов сопоставимы с таковыми для неконтаминированных/слабоконтаминированных разновидностей вулканитов как высоко-Ti ивакинской, так и низко-Ti моронговской свит. Следует отметить, что из-за варьирующей степени коровой контаминации и разных пропорций литосферной и астеносферной компонент, вовлеченных в генерацию расплавов, для Сибирских траппов Норильского района в целом не наблюдается строгой закономерности в распределении Sr–Nd-изотопных характеристик между свитами высоко- и низко-Ti серий. Принимая во внимание, что изотопные Sr–Nd-характеристики Кузнецких траппов являются унаследованными от древней литосферной мантии и не отражают вклад Сибирского плюма, отсутствие Sr–Nd-изотопной корреляции между индивидуальными вулканическими свитами/покровами Норильского и Кузнецкого регионов вполне ожидаемо.

ВЫВОДЫ

Траппы Кузнецкого бассейна представлены низко-Ti вулканитами и силлами, дифференцированными от умеренно-щелочных трахидолеритов до кварцевых монцодиоритов, и геохимически коррелируются с низко-Ti базальтами нижней–средней подсвиты надеждинской свиты Норильского района. Они сформировались в результате частичного плавления Sr–Nd-изотопно-гетерогенной субдукционно-модифицированной литосферной мантии под воздействием астеносферных флюидов/расплавов. Изотопные Sr–Nd-характеристики Кузнецких траппов являются унаследованными от древней литосферной мантии и не отражают вклад Сибирского плюма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор искренне благодарит А.В. Наставко за помощь в сборе образцов, а также Н.Н. Крука и анонимных рецензентов за ценные замечания в процессе подготовки рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. № 1–2. P. 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.030>
2. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Sci. Adv.* 2015. V. 1. № 7. e1500470. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470>
3. Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province // *Gondwana Res.* 2016. V. 39. P. 57–76. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2016.06.014>
4. Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутюлин В.А. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // *ДАН.* 1999. Т. 369. № 6. С. 812–815.
5. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. № 2. P. 99–135. <https://doi.org/10.1080/00206819709465327>
6. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 171–188. <https://doi.org/10.1007/BF00307754>
7. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. № 15. P. 3677–3704. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90149-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90149-Q)
8. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. № 3. P. 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1)
9. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geo L. Soc. Spe Publ.* 1989. V. 42. № 1. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
10. Pearce J.A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva, Nantwich. 1983. P. 230–249.
11. Lin P.N., Stern R.J., Bloomer S.H. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc: 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 4497–4514. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04497>
12. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochim. Geophys. Geos.* 2005. V. 6. № 719. Q07006. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
13. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. 106068. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068>
14. Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. № 4. P. 1183–1192. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90177-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90177-7)
15. Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. № 3. P. 365–381. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(92\)90139-m](https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90139-m)
16. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийный магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
17. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
18. Hanyu T., Nakamura E. Constraints on HIMU and EM by Sr and Nd isotopes re-examined // *Earth. Planet. Sp.* 2000. V. 52. P. 61–70. <https://doi.org/10.1186/BF03351614>
19. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования Когтахского габбро-монцитонитового комплекса Кузнецкого Алатау // *Геология и Геофизика.* 2018. Т. 59. № 7. С. 900–830. <https://doi.org/10.15372/GiG20180702>
20. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. № 1–2. P. 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>

GEOCHEMICAL AND Sr-Nd ISOTOPE SYSTEMATICS OF THE LATE PERMIAN–EARLY TRIASSIC TRAPS FROM THE KUZNETSK BASIN: MAGMA SOURCES AND CORRELATION WITH THE NORIL'SK REGION VOLCANICS

T. V. Svetlitskaya^{a,#}

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: svt@igm.nsc.ru*

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko

The study provides whole-rock geochemical and Rb-Sr and Sm-Nd isotope examinations of Permian-Triassic volcanics (basalts, basaltic andesites) and sills (trachydolerites, monzodiorites) from the Kuznetsk Basin, which is part of the Siberian Large Igneous Province. It is shown that the volcanic section of the Kuznetsk Basin consists of the Lower (I and II units: $\text{TiO}_2 = 1.6\text{--}1.9$ wt.%, $\text{Gd/Yb} = 2.0\text{--}2.1$) and Upper (III–VIII units: $\text{TiO}_2 = 1.4\text{--}1.8$ wt.%, $\text{Gd/Yb} = 1.7\text{--}1.9$) Sequences. The Mayzass sill is geochemically correlated with the Unit II basaltic andesite of the Lower Sequence, and the Syrkashev sill is geochemically akin to the Upper Sequence. The Kuznetsk traps originated from the partial melting of a Sr-Nd isotopically heterogeneous subduction-modified lithospheric mantle. They are geochemically comparable to low-Ti basalts of the low-middle Nadezhdinsky suite from the Noril'sk region, but differ in Sr-Nd isotope composition. The Sr-Nd isotope signatures of the uncontaminated lavas and Syrkashev sill rocks ($\epsilon\text{Nd(T)} = (+4.6)\text{--}(+2.4)$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.7047\text{--}0.7054$) are inherited from the ancient lithospheric mantle and do not represent the contribution of the Siberian plume. The Mayzass sill rocks ($\epsilon\text{Nd(T)} = (+2.2)\text{--}(+2.1)$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.7055\text{--}0.7063$) are derived from a parental melt contaminated with crustal carbonates.

Keywords: Sr-Nd isotopes, trace elements, lavas, sills, Kuznetsk Basin, Siberian Large Igneous Province

УДК 549.753.1

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА С ПРИМЕНЕНИЕМ LA–ICP–MS ИЗ КРОВЛИ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ АНТЕКЛИЗА)

© 2023 г. Т. Э. Багдасарян^{1,2}, А. В. Гайдук³, В. Б. Хубанов⁴,
А. В. Латышев^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2,*}

Представлено академиком РАН Л. Н. Когарко 21.01.2023 г.

Поступило 13.02.2023 г.

После доработки 27.02.2023 г.

Принято к публикации 28.02.2023 г.

Представлены первые результаты трекового датирования апатита (АФТ) из кернa скважин, вскрывших кровлю кристаллического фундамента Сибирской платформы в Непско-Ботуобинской антеклизе, выполненного с использованием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA–ICP–MS). Трековые возрасты апатита определены для 9 проб с глубин ~2 км и формируют три возрастные группы со средними значениями 200, 140 и 60 млн лет. Термальное событие с возрастом ~200 млн лет имеет широкое распространение в пределах практически всей Сибирской платформы и отражает этап ее раннеюрского интенсивного воздымания. Переустановка трековой системы в апатите ~140 млн лет назад соотносится с тектоно-термальными событиями, маркирующими заключительный этап коллизии Монголо-Охотского складчатого пояса. Наиболее молодые значения трекового возраста ~60 млн лет, с одной стороны, могут отражать начало байкальского рифтогенеза, а с другой — являться следствием высокого содержания урана в апатите.

Ключевые слова: трековое датирование, апатит, LA–ICP–MS, термохронология, геохронология, Сибирская платформа, термальная эволюция, фундамент, тектоника

DOI: 10.31857/S2686739723600248, **EDN:** UKOOMQ

ВВЕДЕНИЕ

Породы кристаллического фундамента древних платформ служат источником уникальных сведений об их тектонической истории и эволюции магматических процессов. Методы низкотемпературной термохронологии способны выявлять этапы нагрева и охлаждения горных пород в интервале 40–300°C и дают возможность для реконструкции тектоно-термальной эволюции верхних горизонтов земной коры с высокой детальностью. При решении подобного рода задач метод трекового датирования апатита является одним из наиболее востребованных: он позволяет оценить время, прошедшее с момента последнего

остывания пород ниже 120°C. Это время может являться отражением как вторичного прогрева пород фундамента под влиянием магматических процессов, так и скорости денудации вследствие вертикальных тектонических движений.

Определения трекового возраста апатита, выполненные по породам фундамента или магматическим комплексам Сибирской древней платформы, весьма немногочисленны. Первые данные, полученные по керну вошедших в фундамент ее северо-восточной части скважин [1], позволили предположить относительно непростую термальную историю Сибирской платформы в мезозое: наличие трековых датировок апатита со значениями ~200 млн лет авторы упомянутой работы объяснили формированием крупной подкоровой интрузии (андерплейта) во время излияния Сибирских пермо-триасовых траппов. Результаты трекового анализа апатита из интрузивных тел Сибирской трапповой провинции [2, 3] подтвердили полученные ранее результаты, а в качестве альтернативной интерпретации широкого распространения трековых возрастов ~200 млн лет было предложено событие регионального масштаба, связанное с тектоническим воздыманием всей

¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

³ООО “Энерджи Ресерч”, Москва, Россия

⁴Геологический институт им. Н. Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

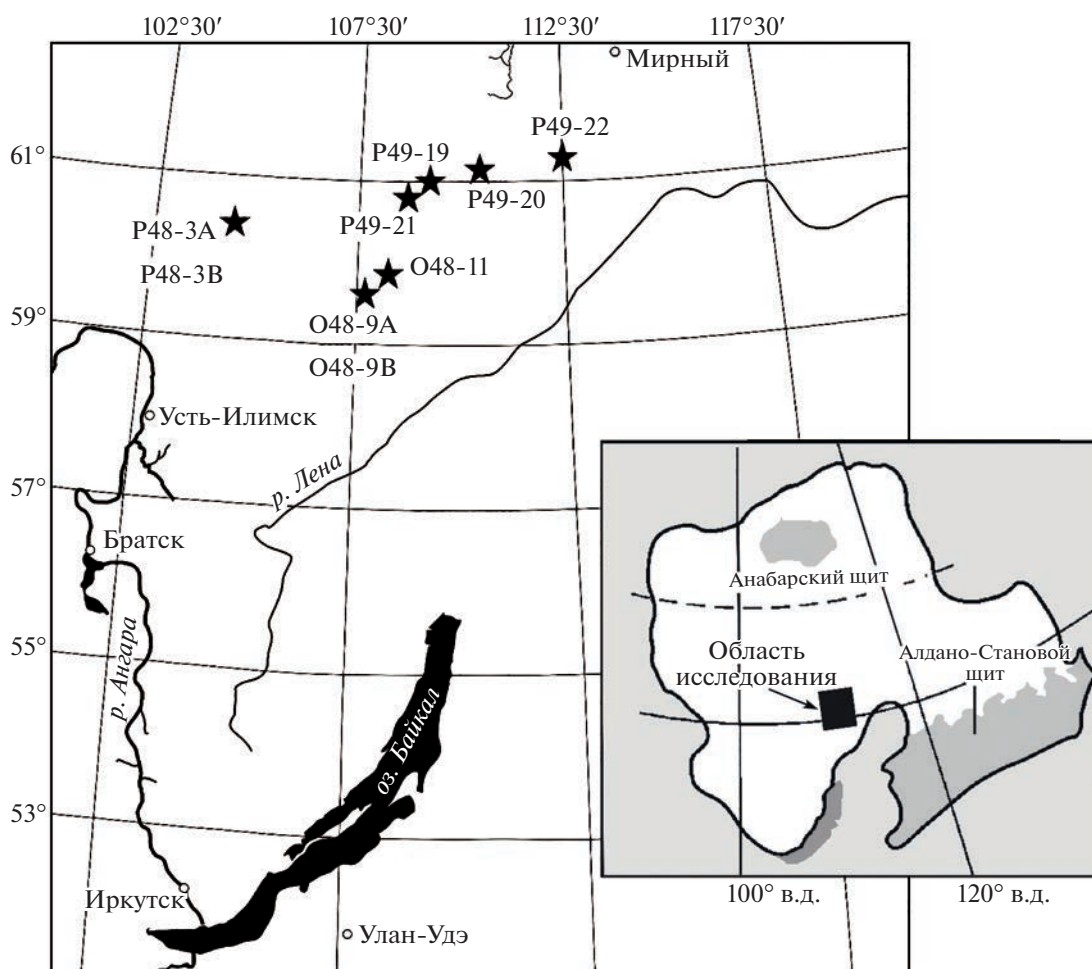


Рис. 1. Район исследований и места отбора образцов для трекового датирования апатита из скважин в пределах Непско-Ботубинской антеклизы (показаны звездами).

Сибирской платформы в позднем триасе и ранней юре. Таким образом, разработка модели тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы является актуальной задачей современной геологии, решение которой необходимо для выявления, оценки продолжительности и масштаба тектонических и магматических событий в ее геологической истории.

Изучение геологического строения и тектоно-термальной эволюции пород кристаллического фундамента Сибирской платформы в пределах Непско-Ботубинской антеклизы имеет важное прикладное значение, поскольку именно эти данные определяют перспективность структур осадочного чехла для поисков новых месторождений углеводородов. Для решения этой задачи нами был собран уникальный скважинный материал, представляющий месторождения нефти и газа, а также поисковые лицензионные участки в пределах Непско-Ботубинской антеклизы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Монофракция апатита для трекового датирования была выделена из керна пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, отобранного с глубин 1800–2600 м в поисково-разведочных скважинах, пробуренных на углеводородное сырье и характеризующих северную, западную и центральную части Непско-Ботубинской антеклизы (рис. 1). Скважины распределены вдоль субширотного профиля протяженностью более 500 км.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Подсчет плотностей, диаметров треков и длин скрытых треков выполнялись в Центре коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ЦКП ИФЗ) РАН (г. Москва) [4] вручную на микроскопе Olympus BX53M. Концентрации F и Cl в апатите, определяющих кинетические параметры отжига треков [5], оценивались в ЦКП ИФЗ РАН с использованием

Таблица 1. Результаты трекового датирования апатита с использованием LA–ICP–MS

	Номер образца	Глубина отбора керна, м	Порода	Число зерен	Плотность треков ($\times 10^6$ треков см^{-2}) (Число треков)	Содержание урана (ppm)	$\zeta_{\text{ICP}} \pm 2\sigma$	Возраст (млн лет) ($\pm 2\sigma$) (Pooled age)
1	P48-3A	2560.3	Гранит	15	3.93 (942)	32.70	0.60 ± 0.04	179.3 ± 34.8
2	P48-3B	2560.3	Гранит	57	2.03 (1855)	18.00		195.2 ± 19.6
3	P49-19	2044.9	Гранит	101	1.52 (2453)	14.30		203.4 ± 15.7
4	P49-20	2058.2	Гранодиорит	39	1.03 (642)	29.80		59.4 ± 6.4
5	P49-21	1933.9	Гнейс	76	1.11 (1348)	33.20		62.3 ± 5.9
6	P49-22	1935.0	Гранит	100	2.60 (4161)	19.87		230.8 ± 18.7
7	O48-9A	2000.4	Гнейс	58	0.92 (868)	10.91		146.4 ± 16.8
8	O48-9B	2000.4	Гнейс	95	0.99 (1493)	15.20		121.4 ± 19.2
9	O48-11	1820.4	Милонитизированный гранит	67	0.60 (652)	7.51		145.2 ± 27.6

Примечание. ζ_{ICP} – зета-фактор, подсчитанный в результате зета-сессии согласно протоколу [6].

сканирующего электронного микроскопа “Tescan” MIRA LMS с ЭДС-детектором. Измерение концентрации урана выполнялось в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре высокого разрешения ICP-MS Element XR с установкой лазерной абляции UP-213 “NewWave” по протоколу [6].

Полученные трековые возрасты апатита представлены в табл. 1 и на рис. 2. Согласно современной методике, надежными считаются те значения трекового возраста, которые получены при подсчете треков спонтанного деления ^{238}U в не менее чем 20 зернах, т.е. все полученные нами определения, кроме возраста образца P48-3A, являются надежными.

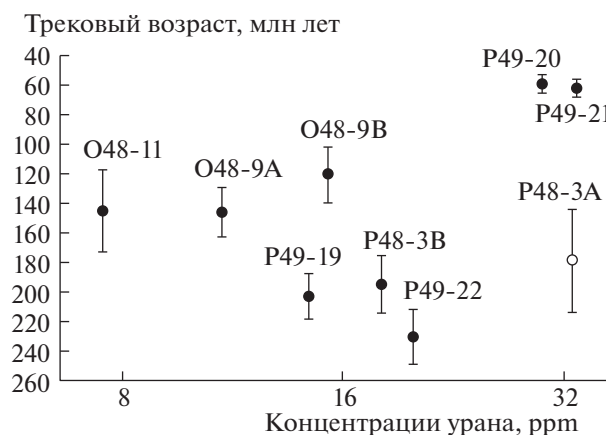


Рис. 2. Зависимость трекового возраста апатита от концентрации урана. Погрешности приведены на уровне 2σ . Черные кружки обозначают надежные оценки трекового возраста; белый кружок (проба P48-3A) – ненадежное определение возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные трековые возрасты образуют три кластера (рис. 2): 1) поздний триас—ранняя юра (230.8–179.3 млн лет); 2) конец поздней юры—ранний мел (149.9–121.4 млн лет); и 3) палеоцен (62.3–59.4 млн лет). Анализ химического состава апатита из исследованных образцов свидетельствует, что во всех образцах он представлен фторапатитом с близкими составами без примеси хлора. Несмотря на значительные доверительные интервалы некоторых, в первую очередь древних датировок, группы значений трекового возраста могут быть соотнесены во времени со следующими тектоническими событиями на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении.

Позднетриасово—раннеюрский кластер совпадает с большей частью трековых возрастов, полученных ранее по Сибирской платформе [1–3]. Согласно нашей интерпретации, эти датировки маркируют региональный этап воздымания и эрозии на всей Сибирской платформе, который проявился синхронно с деформациями на Таймыре [12] и в Монголо-Охотском складчатом поясе [3].

Позднеюрско—раннемеловые трековые возрасты могут являться отражением остывания пород фундамента южной части Сибирской платформы на этапе тектонической активизации синхронной с коллапсом Монголо-Охотского орогена и масштабным растяжением, охватившем Центральную и Восточную Азию [7], а также этапа внутриплитного вулканизма в Забайкалье [8].

Интерпретация палеоценовых значений трекового возраста апатита на настоящий момент представляется наиболее спорной. Эти определения одновозрастны с таковыми для пород Приморского [9] и Баргузинского [10] хребтов и, возможно, могут фиксировать остывание пород фундамента после инициального этапа байкальского рифтогенеза [11]. С другой стороны, присутствие триас-юрских (например, проба Р49-19) и палеоценовых (пробы Р49-20 и Р49-21) трековых возрастов в соседних близко расположенных скважинах может рассматриваться или как следствие блокового строения фундамента, или быть связано с высокими концентрациями урана в пробах с молодыми возрастами (рис. 2). Решение этого вопроса требует проведения дополнительных термохронологических исследований на юге Сибирской платформы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 20-35-90066 и тем государственного задания ИФЗ РАН и ГИН СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // *Физика Земли*. 2009. № 10. С. 79–96.
2. Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В. Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11 (1). С. 75–87.
<https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0464>
3. Bagdasaryan T.E., Thomson S.N., Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Zaitsev V.A., Marfin A.E., Zakharov V.S., Yudin D.S. Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions // *Tectonophysics*. 2022. V. 836. 229385.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229385>
4. Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared research facilities “Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13 (2). 579.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
5. Carlson W.D., Donelick R.A., Ketcham R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results // *American Mineralogist*. 1999. V. 84. № 9. P. 1213–1223.
<https://doi.org/10.2138/am-1999-0901>
6. Cogné N., Chew D.M., Donelick R.A., Ansberque C. LA-ICP-MS apatite fission track dating: a practical zeta-based approach // *Chemical Geology*. 2020. V. 531. P. 119302.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119302>
7. Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*. 2012. V. 154. P. 315–345.
8. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.
9. Van der Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergence tectonics in the Baikal region, SE Siberia // *J. Geol. Soc.* 1996. V. 153. P. 515–523.
10. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. V. 28. TC3008.

11. *Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 148. P. 18–43.
12. *Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V.* Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 119. P. 221–241.

FIRST LA-ICP-MS APATITE FISSION-TRACK AGES FROM THE SIBERIAN PLATFORM BASEMENT (NEPSKO-BOTUOBINSKAYA ANTECLISE)

T. E. Bagdasaryan^{a,b,#}, A. V. Gayduk^c, V. B. Khubanov^d, A. V. Latyshev^{a,b}, and R. V. Veselovskiy^{a,b}

^a*Lomonosov Moscow State University, Geological faculty, Moscow, Russian Federation*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*“Energy Research” LLC, Moscow, Russian Federation*

^d*Dobretsov Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Ulan-Ude, Russian Federation*

[#]*E-mail: roman.veselovskiy@ya.ru*

Presented by Academician of the RAS L.N. Kogarko January 21, 2023

We present the first results of LA-ICP-MS apatite fission-track dating (AFT) from nine core samples from wells, that exposed the top of the crystalline basement of the Siberian platform within the Nepsko-Botuo-binskaya anteklise on the ~2 km depth. Obtained AFT ages belong to three clusters with mean values of 200, 140, and 60 Ma. A thermal event of ~200 Ma is widespread throughout almost the entire Siberian platform and reflects the stage of its Early Jurassic uplift. Reset of the fission-track geochronometer in apatite ~140 Ma correlates with tectono-thermal event marking the final stage of the Mongol-Okhotsk fold belt collision. The youngest AFT ages of ~60 Ma, on the one hand, may reflect the early (crypto) stage of the Baikal rifting, and, on the other hand, be a consequence of the high content of uranium in apatite.

Keywords: fission-track dating, apatite, LA-ICP-MS, thermochronology, geochronology, Siberian platform, thermal evolution, basement, tectonics

УДК 548.3

КАРИОХРОИТ – РЕДКИЙ МИНЕРАЛ ИЗ ГРУППЫ ТИТАНОСИЛИКАТОВ: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, КРИСТАЛЛОХИМИЯ И ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

© 2023 г. С. В. Соболева¹, Н. М. Боева^{1,*}, П. М. Карташов¹, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.01.2023 г.

После доработки 07.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

С использованием данных рентгенограммы порошка и микродифракции электронов впервые определена кристаллическая структура для редкого минерала кариохроита. Выведена новая идеализированная кристаллохимическая формула $[\text{Na}(\text{Sr}_{0.5}\text{Ca}_{0.5})\text{Mg}]_3[\text{Fe}_8^{3+}\text{Mn}(\text{Fe}_{0.5}^{2+}\square_{0.5})]_{10}(\text{Ti}_2\text{Si}_{12})\text{O}_{37}(\text{OH})_{14}(\text{H}_2\text{O})_3$. Параметры элементарной моноклинной ячейки, уточненные методом наименьших квадратов, отвечают: a 16.550(3), b 5.281(2), c 24.25(3) Å, β 93.0°, Z = 2, пр. гр. $P2/n$. Кристаллическая структура кариохроита – пример нового типа Ti-Si-сетки, обуславливающей большой размер структурных каналов, способный вмещать склонные к обмену катионы и большее количество водных компонентов (групп OH и молекул воды).

Ключевые слова: титаносиликаты, кариохроит, кристаллическая структура, термический анализ

DOI: 10.31857/S2686739723600339, **EDN:** UKZBDO

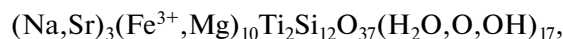
ВВЕДЕНИЕ

Титаносиликаты – это редкие акцессорные минералы щелочных пород и связанных с ними пегматитов и метасоматитов. Синтетические пористые титаносиликаты обладают прекрасными сорбционными и ионообменными свойствами, применяются в качестве активных и селективных гетерогенных катализаторов для получения промышленных органических прекурсоров [1]. Эти термически стабильные и радиационно стойкие материалы способны эффективно очищать жидкие радиоактивные отходы от долгоживущих нуклидов [2]. Для того, чтобы облегчить процедуру синтеза материалов с заданными свойствами, необходимо как можно детальнее изучить кристаллохимические особенности природных соединений.

Кристаллические структуры титаносиликатов, принадлежащих к большому семейству гетерофиллосиликатов, содержат трехэтажные слои, состоящие из центральной октаэдрической сетки и примыкающих к ней сверху и снизу сеток из заселенных Si тетраэдров и внедренных в эти сетки Ti-октаэдров. При этом в ряде минералов октаэ-

дры вокруг Ti соединяются вершинами с образованием сложных трехмерных каркасов, пронизанных каналами, в которых размещаются группы OH, молекулы H₂O и некоторые дополнительные катионы.

Кариохроит –



относящийся к группе титаносиликатов, в качестве нового минерала был утвержден Комиссией по Новым Минералам при Международной Минералогической Ассоциации в 2005 г. (IMA 2005-031). Образцы для исследования были отобраны П.М. Карташовым в 1987 г. на отвалах Умбозерского подземного рудника на горе Аллуайв в Северо-западном секторе Ловозерского щелочного массива. Позднее было установлено, что на отвалы минерал попал из пегматита “Эльпидитовый”, вскрытого подземными выработками рудника. Образцы представляли собой плотные, микропористые, сплошные массы размером до 9 × 6 × 5 см. Минерал находился в тесной ассоциации с эльпидитом, пиритом, альбитом, натролитом и каплями твердого битуминозного вещества. На основании проведенных исследований удалось определить параметры моноклинной ячейки кариохроита: a 16.47, b 5.303, c 24.39 Å, β 93.5°. Также была предложена кристаллохимическая формула $(\text{Na}, \text{Sr})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_{10}[\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{37}](\text{H}_2\text{O}, \text{O}, \text{OH})_{17}$, но при этом не была выявлена структура этого минерала

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: boeva@igem.ru

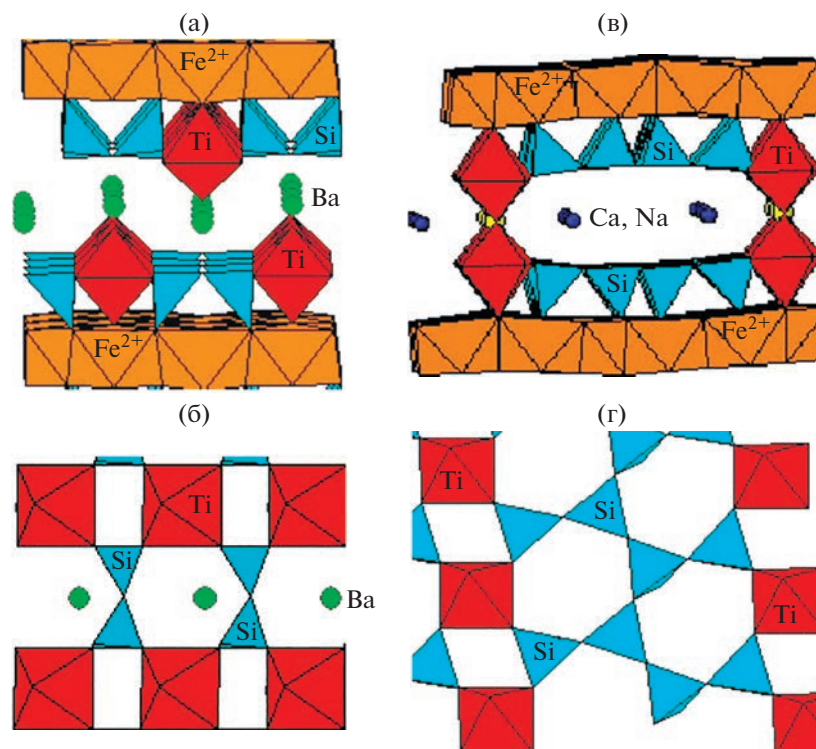


Рис. 1. Кристаллическая структура: бафертисита: а – общий вид, б – конфигурация Н-сетки; астротилита: в – общий вид, г – конфигурация Н-сетки.

[3]. При изучении кариохроита была установлена структурная аналогия с нафертиситом [4]. Оба эти минерала относятся к группе титаносиликатов, структуры которых содержат слюдоподобные трехэтажные слои (НОН): центральной октаэдрической сетки (О) из соединенных ребрами октаэдров, к которой сверху и снизу примыкают сетки (Н) из образующих кольца Si-тетраэдров, связанных одиночными Ti-октаэдрами [5, 6]. В состав некоторых минералов, наряду с атомами Ti, входят также атомы Nb и Zr. В пустотах трехмерного каркаса в ряде случаев располагаются катионы Na^+ , K^+ , Ba^{2+} и др., группы OH и молекулы H_2O .

Разнообразие структур минералов группы титаносиликатов определяется рядом факторов – природой октаэдрических катионов, конфигурацией и составом Н-сетки, природой и количеством внекаркасных катионов. Большое число минералов этой группы (порядка 75) характеризуются структурами, содержащими диортогруппы Si_2O_7 , связанные октаэдрами вокруг атомов Ti, Zr и/или Nb. Наиболее простыми минералами этой группы являются бафертисит $\text{Ba}_2\text{Fe}_4^{2+}\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2\text{F}_2$ (рис. 1 а, б) [7, 8] и сурхобит $(\text{Ba},\text{K})_2\text{CaNa}(\text{Mn},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_8\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{F},\text{OH},\text{O})_6$ [9]. Некоторые минералы этой группы характеризуются более сложными структурами вслед-

ствие вхождения тетраэдров PO_4 (ломносовит $\text{Na}_5\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{PO}_4]\text{O}_2$ [10, 11], соболевит $\text{Na}_{13}\text{Ca}_2\text{Mn}_2\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{PO}_4)_4\text{O}_3\text{F}_3$ [12] или треугольными группировками CO_3 (буссенит $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{Fe}^{2+}[\text{TiSi}_2\text{O}_7][\text{CO}_3]\text{O}(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})\text{F}$ [13]). Минералам с Н-сетками состава $\text{Ti}(\text{Zr},\text{Nb})\text{-Si}_2\text{O}_7$ посвящена серия статей [8, 11, 14, 15], в которых приведены расшифровки структур ряда минералов и выявлены взаимосвязи между ними.

Гораздо меньшее количество минералов характеризуется структурами с Н-сетками состава $\text{Ti}(\text{Zr},\text{Nb})_2\text{Si}_8\text{O}_{26}$. Наиболее распространенным в природе минералом этой группы является астротилит $\text{K}_2\text{NaFe}_7^{2+}\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4\text{F}$, структура которого уточнялась неоднократно для образцов различного состава (рис. 1 в, г) [16, 17]. Н-сетка в этой структуре представлена двумя неполными тетраэдрическими кольцами, связанными одиночными Ti-октаэдрами. Другими представителями минералов этой группы являются булгакиит $\text{Li}_2(\text{Ca},\text{Na})\text{Fe}_7^{2+}\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4(\text{F},\text{O})(\text{H}_2\text{O})_2$, наливкинит $\text{Li}_2\text{Na}(\text{Fe}^{2+},\text{Mn}^{2+})_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4\text{F}$ [18] и лаверовит $\text{K}_2\text{NaMn}_7\text{Zr}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}(\text{OH})_4\text{F}$ [19]. Несмотря на значительно больший размер каналов по сравнению со структурами минералов с группами Si_2O_7 , минералы с Н-сетками $\text{Ti}(\text{Zr},\text{Nb})_2\text{Si}_8\text{O}_{26}$ не содержат дополнительных радикалов PO_4 или

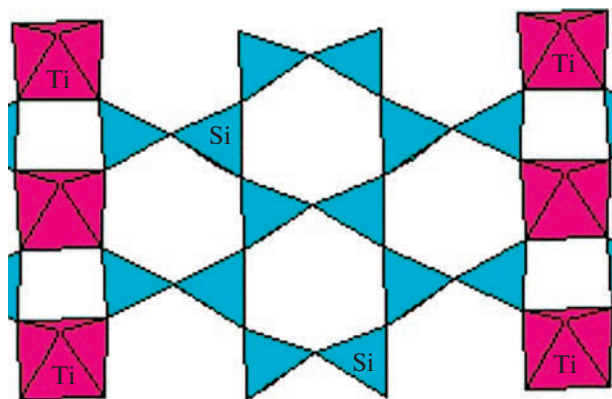


Рис. 2. H-сетка в структуре нафертисита.

CO_3 , чем объясняется малочисленность этих минералов — к настоящему времени выявлено только 15 минералов этой группы.

Определение кристаллической структуры редкого минерала нафертисита $(\text{Na}, \text{K})_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \square)_{10}[\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{12}\text{O}_{37}](\text{O}, \text{OH})_6$ [4] выявило новый тип H-сеток идеализированного состава $\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{37}$ (рис. 2), представленных цепочками из трех групп Si_2O_7 , соединенных одиночными Ti-октаэдрами. Кариохроит, очевидно, является вторым представителем этой группы минералов.

В статье впервые описана кристаллическая структура кариохроита, в частности, определено положение катионов, групп OH и молекул воды в каналах каркаса, предложена его кристаллохимическая формула, охарактеризованы термические свойства.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью получения комплекса экспериментальных данных были использованы следующие методы: рентгенографический (порошковый дифрактометр марки “Siemens” D-500, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, интервал сканирования $20\text{--}70^\circ 2\theta$), электронно-микроскопический (просвечивающий электронный микроскоп (ПЭМ) марки “Philips” CM12 с приставкой EDAX 9800) и термографический (синхронный термический анализ, прибор STA 449 F1 Jupiter “Netzsch”, масса навески 40 мг, скорость съемки — $10^\circ\text{C}/\text{мин}$, атмосфера — Ar, тигель корундовый с закрытой крышкой). Для уточнения кристаллохимической формулы использованы данные энергодисперсионного анализа (табл. 1). Для получения структурных данных применили теоретическое моделирование с помощью программ ATOMS и CARINE, позволяющее оценивать межатомные расстояния в различных координационных окружениях катионов и рассчитывать дифракционные характеристики

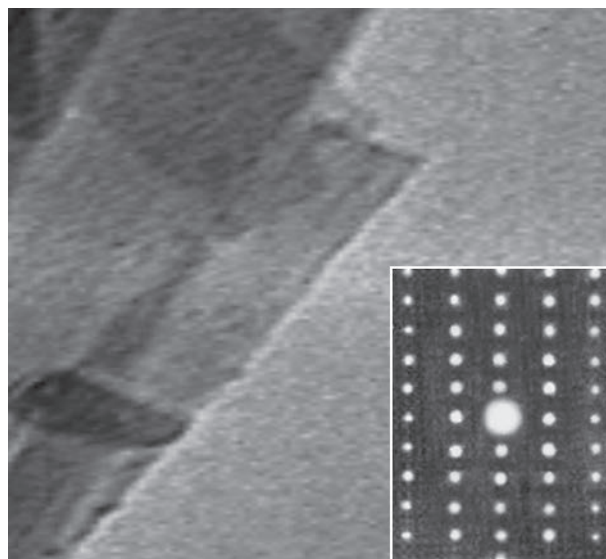


Рис. 3. Картина морфологии и микродифракции для тонкодисперсных образцов кариохроита. ПЭМ.

(данные рентгенограмм порошка и картин микродифракции).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рентгенофазовый анализ. Полученная рентгенограмма порошка для образцов кариохроита демонстрирует большое сходство с данными, приведенными в статье П.М. Карташова и соавт. [3]. Некоторые расхождения в экспериментальных значениях интенсивностей могут быть обусловлены тенденцией тонкодисперсного образца к образованию текстурированных препаратов (табл. 1).

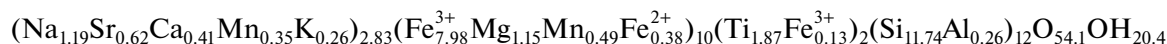
Просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ). Морфология частиц кариохроита по данным ПЭМ представлена очень тонкими лентами (рис. 3), не позволяющими, в отличие от аналогичных пластинчатых частиц нафертисита, получить качественные картины микродифракции. Единственная полученная картина микродифракции, представленная в виде врезки на рис. 3, представляет плоскость обратной решетки (001)* со всеми целочисленными индексами k , в то время как в направлении $[100]^*$ проявляются рефлексы с индексами $h = 2n$.

По данным рентгенограммы порошка и картины микродифракции, уточненным методом наименьших квадратов, определены параметры элементарной моноклинной ячейки a 16.550(3), b 5.281(2), c 24.25(3) Å, β 93.0°. Данные рентгенограммы порошка отвечают условию $h + l = 2n$, т.е. B -центрированной решетки. Единственно возможная пространственная группа $B2/n$ запрещает наличие двух интенсивных отражений $\bar{1}01$ и 101 в

малоугловой области, и, как следствие, для кариохроита была выбрана пространственная группа $P12/n1$.

Сходство экспериментальных значений интенсивностей и межплоскостных расстояний, а также параметров элементарной ячейки, с данными, приведенными в работе П.М. Карташова и

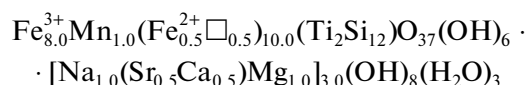
соавт. дают основание воспользоваться приведенными там же данными энергодисперсионного анализа, подкрепленные результатами мокрого химического анализа и спектрами Мессбауэра, определившими трехвалентное состояние железа [3]. Детальный анализ приведенной в этой работе кристаллохимической формулы:



(молекулярный вес 1968.970), показал, что приведенное количество катионов Fe^{2+} составляет лишь 4.48% от всего количества железа, в то вре-

мя как по данным спектров Мессбауэра это количество составляет примерно 7%. При предположении, что катионы железа, размещенные в вышеприведенной формуле вместе с Ti, также представлены двухвалентным железом, общее количество катионов Fe^{2+} возрастает до значения 0.51, что составляет примерно 6% от общего количества железа. При этом с кристаллохимической точки зрения представляется более оправданным размещение всех катионов железа в октаэдрической сетке, где также могут быть сконцентрированы все атомы марганца, близкие к железу как по ионному радиусу, так и по проявлению в двух- и трехвалентном состоянии.

В то же время представляется неоправданным размещение атомов Mg в октаэдрической сетке, так как во многих разбухающих смешанослойных глинистых минералах (например, в монтмориллоните) Mg находится в межслоевом пространстве и является типичным обменным катионом, а кариохроит характеризуется катионообменными свойствами [3]. В силу этого более оправданным является размещение атомов Mg вместе с атомами Na, Ca и Sr в каналах предполагаемой для кариохроита структуры. Как результат проведенного анализа для кариохроита предложена новая идеализированная кристаллохимическая формула:



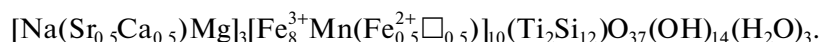
(молекулярный вес 1957.795), $Z = 2$, d (выч.) – 3.012, в полном соответствии с d (эксп.) – 2.990. Первая часть формулы отражает состав слоев НОН, для которых общий положительный заряд катионов +83 не компенсируется полностью зарядом анионной части $\text{O}_{37}(\text{OH})_6$ (–80). Необходимые для полной компенсации положительного заряда 3 группы ОН могут размещаться в пустотах каркаса вместе с катионами Na^+ , Sr^{2+} , Ca^{2+} и Mg^{2+} и компенсирующими общий положительный заряд этих катионов пятью группами ОН. В результате в пустотах каркаса размещаются 8 групп ОН. В предположении нахождения в пустотах каркаса также трех молекул H_2O общее содержание воды составит 10 молекул (14 групп ОН отвечает семи молекулам H_2O), что составляет 9.20 мас. % – в

Таблица 1. Экспериментальные и вычисленные данные рентгенограммы порошка кариохроита

I (эксп.)	I (выч.)	d (эксп.)	d (выч.)	hkl
20	16	14.10	14.00	$\bar{1}01$
35	40	13.30	13.33	101
100	100	12.10	12.11	002
5	8	6.049	6.054	004
10	15	4.390	4.398	$21\bar{1}$
6	8	3.895	3.899, 3.851, 3.849	$11\bar{4}$, 213, 402
4	4	3.630	3.634	$21\bar{4}$
4	5	3.541	3.546, 3.538	305, 214
5	8	3.399	3.422	$\bar{1}07$
10	13	3.000	3.027	008
5	5	2.911	2.917, 2.892, 2.872	$\bar{4}14$, $\bar{2}08$, $\bar{1}17$
12	15	2.689	2.703, 2.694, 2.684	512, 217, $51\bar{3}$
12	11	2.638	2.640, 2.634, 2.626, 2.611	020, 109, 018, 513
8	7	2.575	2.579, 2.576	022, 118
6	7	2.507	2.509	023
5	6	2.465	2.473	$51\bar{5}$
5	9	2.386	2.380	515
4	4	2.226	2.229, 2.226	614, $\bar{5}17$
4	5	1.988	1.990, 1.985	028, $\bar{5}19$
4	4	1.590	1.603, 1.590, 1.584	0.2.12, 726, $\bar{5}.1.13$
6	4	1.549	1.552 1.548	$53\bar{1}$, 531
6	3	1.533	1.533, 1.530	$53\bar{3}$, 1.1.15

полном соответствии с данными термического анализа — 9.17 мас. %. В классическом для титано-

силикатов виде приведенная выше кристаллохимическая формула имеет вид:



Координаты атомов в структуре кариохроита определены с использованием программы Atoms в рамках пространственной группы $P2/n$, предполагающей кратность общего положения хуз четыре атома и кратность частных положений в центрах симметрии и на оси 2 (проходящей вдоль направления $[010]$ на уровнях 0.25, у, 0.25 и 0.25, у, — 0.25), составляет два атома. В соответствии с этим 4 октаэдрических катиона Fe^{3+} были расположены в общих положениях, а катионы Mn^{2+} и $(\text{Fe}_{0.5}^{2+}\square_{0.5})$ локализованы в центрах симметрии. Все тетраэдрические катионы Si^{4+} и атомы Ti, а также атомы O (за исключением O19) и группы OH слоя занимают общие положения; атом O19, соединяющий 2 октаэдра вокруг атомов Ti, расположен на оси 2 (рис. 4, табл. 2).

В каналах, проходящих вдоль короткой трансляции b , необходимо разместить катионы Na^+ , Mg^{2+} и статистически распределенные $(\text{Sr}_{0.5}\text{Ca}_{0.5})^{2+}$, 8 групп OH и 3 молекулы H_2O . Поскольку в рамках выбранной пространственной группы в каналах имеются лишь два частных положения (0.25, у 0.25 и 0.25, у, — 0.25) с кратностью 2, наиболее оправданным представляется локализация Na^+ в частном положении, а двухвалентных катионов — в общем положении. Аналогичным образом группы OH были размещены в частных положениях (с кратностью 4), преимущественно в координации внекаркасных катионов.

Синхронный термический анализ. Дегидроксизация кариохроита при нагревании происходит в три стадии (рис. 5). Потеря массы на термогравиметрических кривых при температуре до 130°C объясняется поверхностно связанной водой и не учитывается в химическом составе. В температурном интервале 130–250°C происходит удаление групп OH из каналов каркаса, что составляет 2.76%. Далее, при более высокой температуре удаляются группы OH, входящие в координацию размещающихся в пустотах катионов (6.18%). В последнюю очередь при высоких температурах выходят группы OH, входящие в координацию октаэдрических катионов (0.77%), что приводит к полному разрушению структуры с образованием оксидов Fe_3O_4 , TiO_2 и SiO_2 . Экзотермические пики с максимумами при 731.9, 766.8, 809°C на кривой дифференциальной сканирующей калориметрии связаны с перекристаллизацией и образованием этих фаз. Прибавка в весе на термогравиметрической кривой (0.35%) свиде-

тельствует об окислении новообразованных фаз и подтверждает их наличие.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Определенная для кариохроита кристаллическая структура (табл. 2, рис. 5) характеризуется теоретически рассчитанными данными рентгенограммы порошка (d (выч.), I (выч.)), находящимися в хорошем соответствии с экспериментальными данными (табл. 1).

Межатомные расстояния в структуре находятся в рамках, характерных для структур других

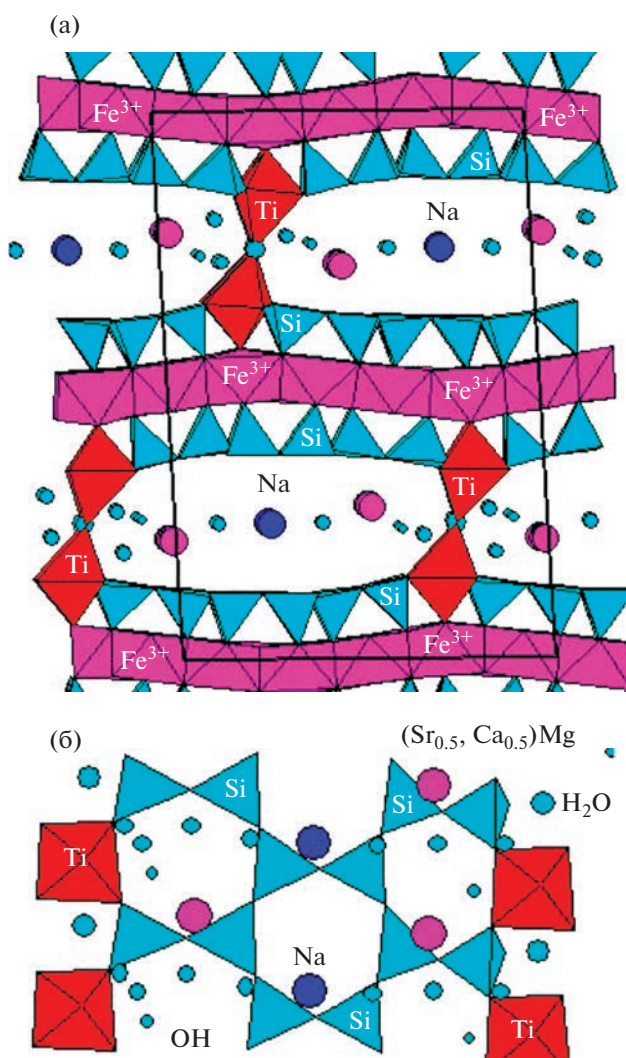


Рис. 4. Кристаллическая структура кариохроита: а — в проекции вдоль оси b , б — конфигурация H-сетки.

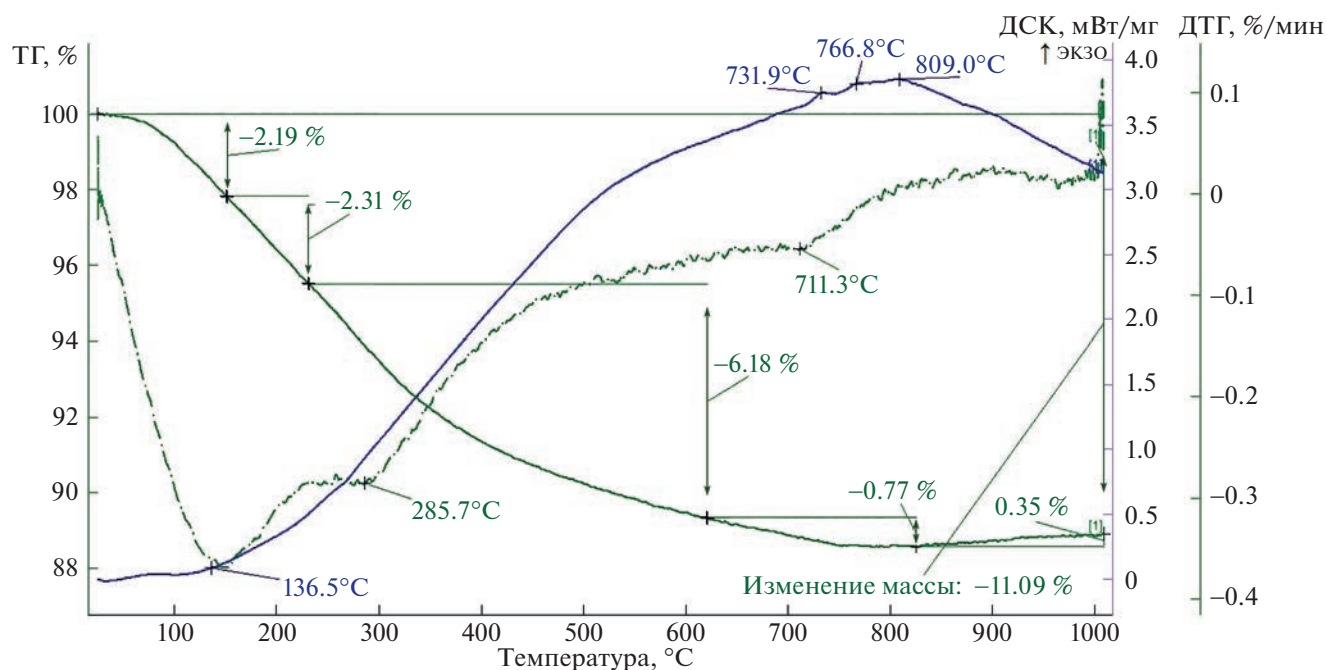


Рис. 5. Термические кривые кариохроита: ТГ – термогравиметрическая, ДСК – дифференциальной сканирующей калориметрии, ДТГ – дифференциальной термогравиметрии.

силикатов. В Н-сетках в тетраэдрах расстояния Si–O находятся в пределах 1.600–1.649 Å, причем наиболее длинные расстояния Si–O приурочены к атомам О, входящим в координацию атомов Ti. В октаэдрах вокруг Ti расстояния Ti–O в экваториальной плоскости (с атомами О-тетраэдров) находятся в пределах 2.005–2.027, в то время как расстояния с атомами О, входящими в координацию октаэдрических катионов и атомом О, общим для двух смежных Ti-октаэдров, эти расстояния гораздо длиннее – 2.304 и 2.390 Å соответственно.

В октаэдрической сетке слоя НОН межатомные расстояния Fe³⁺–О и Mn²⁺–О находятся в пределах 2.066–2.264, при этом наиболее протяженные контакты (2.219–2.264) приходятся на атомы О, входящие также в координацию Ti. В октаэдрах, заселенных катионами Fe²⁺ лишь на 50%, расстояния Fe–О находятся в пределах 2.148–2.159. Вследствие сильного отталкивания, у высокозаряженных катионов боковые ребра октаэдров намного короче базальных ребер.

Располагающиеся в каналах каркаса катионы Na⁺ находятся в окружении двух групп OH₆ на расстоянии 2.310, а статистически распределенные катионы (Sr_{0.5}Ca_{0.5})²⁺ и Mg²⁺, заселяющие одно общее положение, координированы группами OH₄ и OH₅ на расстояниях 2.081 и 2.274. Молекулы H₂O и группа OH₇ не входят в координацию внекаркасных катионов и связаны с атомами OH-

сетки и другими группами OH, располагающимися в каналах, слабыми водородными связями.

Трехэтажные слои НОН связаны в единый каркас лишь атомом О19, соединяющим два смежных октаэдра TiO₆. Слабое межслоевое взаимодействие обуславливает тонкодисперсность образцов кариохроита и отсутствие даже очень мелких кристаллов, в то время как характеризующийся аналогичной структурой минерал нафертисит проявляется в природе в виде тончайших игольчатых кристаллов, позволяющих получать качественные картины микродифракции.

ВЫВОДЫ

Структуры минералов кариохроита и нафертисита представляют собой новый тип слоев НОН с существенно иной и более объемной Н-сеткой идеализированного состава Ti₂Si₁₂O₃₇ по сравнению с ранее известными титаносиликатами. При этом существенными отличиями структуры кариохроита являются большой диаметр пронизывающих каркас каналов и большее количество находящихся в этих каналах водных компонентов (групп OH и молекул H₂O). Эти особенности в первую очередь обусловлены преимущественным содержанием в октаэдрической сетке высокозаряженных катионов Fe³⁺. Кариохроит, в отличие от других титаносиликатов Ловозера, очевидно является самым низкотемпературным и, вероят-

Таблица 2. Координаты атомов в структуре кариохроита

Atoms	x	y	z	Atoms	X	y	z
Si1	0.423	0.390	0.885	O8	0.516	0.413	0.870
Si2	0.169	0.386	0.877	O9	0.393	0.145	0.849
Si3	0.020	0.650	0.108	O10	0.392	0.650	0.851
Si4	0.121	0.140	0.100	O11	0.235	0.595	0.839
Si5	0.397	0.662	0.100	O12	0.210	0.145	0.850
Si6	0.302	0.148	0.095	O13	0.070	0.360	0.867
Ti	0.300	0.900	0.838	O14	0.924	0.602	0.883
Fe1	0.097	0.509	-0.008	O15	0.930	0.090	0.874
Fe2	0.300	0.550	-0.013	O16	0.784	0.855	0.876
Fe3	0.200	0.043	-0.018	O17	0.655	0.587	0.886
Fe4	0.402	0.023	-0.012	O18	0.639	0.072	0.878
Fe ²⁺	0.5	0.5	0	O19	0.25	0.800	0.75
Mn	0	0	0	OH1	0.092	0.863	-0.050
A*	0.520	0.840	0.280	OH2	0.496	0.145	0.044
Na	0.25	0.400	0.25	OH3	0.202	0.696	0.026
O1	0.400	0.365	-0.052	OH4	0.530	0.450	0.270
O2	0.192	0.402	-0.058	OH5	0.400	0.870	0.760
O3	0.010	0.660	0.042	OH6	0.390	0.400	0.250
O4	0.110	0.160	0.034	OH7	0.650	0.295	0.303
O5	0.303	0.175	0.029	H ₂ O1	0.25	0.250	0.75
O6	0.400	0.690	0.035	H ₂ O2	0.660	0.450	0.227
O7	0.300	0.900	-0.067				

но, самым поздним по абсолютному времени образования.

Впервые выявленная кристаллическая структура кариохроита, обуславливающая большой размер структурных каналов, способных вмещать склонные к обмену катионы и большее количество водных компонентов, демонстрирует уникальность кариохроита и возможность синтеза титаносиликатов, обладающих сорбционными свойствами.

БЛАГОДАРНОСТИ

С.В. Соболева выражает глубокую признательность профессору Дж. Феррарису за неизменную поддержку и ценные консультации во время ее работы в университете г. Турина в статусе приглашенного ученого.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА"

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Huybrechts D.R.C., De Bruycker L., Jacobs P.A. Oxy-functionalization of alkanes with hydrogen peroxide on titanium silicalite // *Nature*. 1990. V. 345. P. 240–242.
2. Noh Y.D., Komarneni S., Mackenzie K.J.D. Titanosilicates: Giant exchange capacity and selectivity for Sr and Ba // *Sep. Purif. Technol.* 2012. V. 95. P. 222–226.
3. Kartashov P.M., Ferraris G., Soboleva S.V., Chukanov N.V. Caryochroite, a new heterophyllosilicate mineral species related to nafertisite from the Lovozero massif (Kola Peninsula, Russia) // *Canad. Mineral.* 2006. V. 44. P. 1331–1339. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.6.1331>
4. Ferraris G., Ivaldi G., Khomyakov A.P., Soboleva S.V., et al. Nafertisite, a layer titanosilicate member of a polysomatic series including mica. // *European Journal of Mineralogy*. 1996. V. 8. P. 241–249.
5. Ferraris G., Makovicky E., Merlino S. Crystallography of Modular Materials // Kindle Edition. 2004. 384 p.
6. Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M. Crystal chemistry of silicates with three-layer TOT and HOH modules of layered, chainlike, and mixed types // *Crystallography Reports*. 2011. № 56. P. 910–934.
7. Гуан Я.С., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура бафертисита BaFe₂TiO[Si₂O₇](OH)₂ // *ДАН*. 1963. Т. 149. С. 1416–1419.
8. Cámara F., Sokolova E., Abdu Y.A., Pautov L.A. From Structure Topology to Chemical Composition. XIX. Titaniumsilicates: Revision of the Crystal Structure and Chemical Formula of Bafertisite, Ba₂Fe₂+4Ti₂(Si₂O₇)₂O₂(OH)₂F₂, a Group-II TS-Block Mineral // *Canad. Mineral.* 2016. V. 54. P. 49–63.
9. Rastsvetaeva R.K., Eskova E.M., Dumatov V.D. Surkhobite: revalidation and redefinition with the new formula, (Ba,K)₂CaNa(Mn,Fe²⁺,Fe³⁺)₈Ti₄(Si₂O₇)₄O₄(F,OH,O)₆ // *European Journal of Mineralogy*. 2008. V. 20. P. 289–295.
10. Расцветова Р.М., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура ломоносовита, Na₅Ti₂[Si₂O₇][PO₄]O₂ // *ДАН*. 1971. Т. 197. С. 81–84.
11. Cámara F., Sokolova E., Hawthorne F.C., Abdu Y. From structure topology to chemical composition. IX. Titanium silicates: revision of the crystal chemistry of lomonosovite and murmanite // *Mineralogical Magazine*. 2008. V. 72. P. 1207–1228.
12. Sokolova E., Egorov-Tismenko Yu. K., Khomyakov A.P. Crystal structure of sobolevite // *Soviet Physics. Doklady*. 1988. V. 33. P. 711–714.
13. Zhou H., Rastsvetaeva R.K., Khomyakov A.P., Ma Z., Shi N. Crystal structure of new miclike titanosilicate – bussenite, Na₂Ba₂Fe²⁺[TiSi₂O₇][CO₃]O(OH)(H₂O)F // *Crystallography Reports*. 2002. V. 47. P. 43–46.
14. Sokolova E. From structure topology to chemical composition. I. Structural hierarchy and stereochemistry in titanium disilicate minerals // *Canad. Mineral.* 2006. V. 44. P. 1273–1330.
15. Sokolova E., Day M., Hawthorne F.C. From Structure Topology to Chemical Composition. XXIX. Revision of the Crystal Structure of Perraultite, NaBaMn₄Ti₂(Si₂O₇)₂O₂(OH)₂F, a Seidozerite-Supergroup TS-Block Mineral from the Okty-

- abr'skii Massif, Ukraine, and Discreditation of Surkhobite // *Canad. Mineral.* 2021. 59 (2). P. 19–43.
16. Woodrow P.J. The crystal structure of astrophyllite // *Acta Crystallographica.* 1967. V. 22. P. 673–678.
 17. Sokolova E., Cámara F. Re-investigation of the crystal structure of magnesium astrophyllite // *European Journal of Mineralogy.* 2008. V. 20. P. 253–260.
 18. Agakhanov A.A., Pautov L.A., Sokolova E., Abdu Y.A., Karpenko V.Y. Two Astrophyllite-Supergroup Minerals: Bulgakite, a New Mineral from the Darai-Pioz Alkaline Massif, Tajikistan and Revision of the Crystal Structure and Chemical Formula of Nalivkinite // *Canad. Mineral.* 2016. V. 54. P. 33–48.
 19. Sokolova E., Day M.C., Hawthorne F.C., Kasatkin A.V. Laverovite, $K_2NaMn_7Zr_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4F$, a new Astrophyllite-Supergroup mineral from Mont Saint-Hilaire, Québec, Canada // *Canad. Mineral.* 2019. V. 57. P. 201–213.

CARYOCHROITE IS A RARE MINERAL FROM THE GROUP OF TITANOSILICATES: CRYSTAL STRUCTURE, CRYSTAL CHEMISTRY AND THERMAL PROPERTIES

S. V. Soboleva^a, N. M. Boeva^{a, #}, P. M. Kartashov^a, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: boeva@igem.ru*

The crystal structure of rare titanosilicate cariochroite was determined using X-ray powder and selected area diffraction data. The crystallochemical formula proposed – $[Na(Sr_{0.5}Ca_{0.5})Mg]_3[Fe_8^{3+}Mn(Fe_{0.5}^{2+}\square_{0.5})]_{10}(Ti_2Si_{12})O_{37}(OH)_{14}(H_2O)_3$. Monoclinic unit cell parameters are: a 16.550(3), b 5.281(2), c 24.25(3) Å, β 93.0°, Z = 2, sp. gr. $P2_1/n$. The crystal structure represents the new type of complex Ti–Si–nrt, provided the big volume canals containing some exchange cations, OH groups and water molecules.

Keywords: titanosilicate, cariochroite, crystal structure, thermal analysis

УДК 549.01+552.13

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ГЕНЕЗИС ЛАМЕЛЕВИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ ИЗ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ (КУОЙСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

© 2023 г. Н. М. Королев^{1,*}, Л. П. Никитина¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов^{1,2},
А. Г. Гончаров², О. Л. Галанкина¹, В. В. Шиловских², Н. С. Власенко²

Поступило 14.01.2023 г.

После доработки 28.02.2023 г.

Принято к публикации 01.03.2023 г.

Работа содержит новые данные о ранее неописанных ламелевидных (линейно ориентированных) структурах в клинопироксенах из мантийных ксенолитов гранатовых пироксенитов (трубка Обнаженная, Северная Сибирь). Образование и минеральное разнообразие ламелевидных структур в ксенолитах из трубки Обнаженная связываются исследователями с распадом твердых растворов при понижении *PT*-параметров в мантии. Настоящая работа показывает, что метасоматическая перекристаллизация первичного клинопироксена с линейными структурами распада приводит к образованию вторичных минеральных ассоциаций. Во вторичном клинопироксене воспроизводятся (наследуются) структуры с линейно ориентированными включениями, морфологически сходные с первичными структурами распада. Таким образом, в клинопироксенах со структурами распада из пироксенитовых ксенолитов трубки Обнаженная присутствуют две минеральные генерации с ламелевидными структурами — первичная и вторичная. Первичная ассоциация сложена диопсидом, вмещающим ламели энстатита, пиропы, шпинели и рутила. Вторичная (метасоматическая) генерация клинопироксена содержит в два раза меньше Al_2O_3 (3.4 мас. %) и Na_2O (1.7 мас. %), а также обогащена MgO и CaO по сравнению с первичным клинопироксеном, однако химический состав остается диопсидовым. Вместо ламелей ортопироксена (энстатита) в метасоматической ассоциации появляются ориентированные вроски паргасита (глиноземистого амфибола), а вторичный рутил обогащается хромом (до 3.1 мас. % Cr_2O_3).

Ключевые слова: Сибирский кратон, пироксенит, литосфера, мантия, метасоматоз

DOI: 10.31857/S2686739723600066, EDN: UJKAPW

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлитовая трубка Обнаженная расположена на Оленекском поднятии на северо-восточной окраине Сибирского кратона [1–3]. Эта трубка относится к Куойкскому кимберлитовому полю, формирующему самую северную часть Якутской кимберлитовой провинции. Куойкское поле включает наиболее молодые трубки юрского возраста (171–156 млн лет) [1, 4, 5], которые не содержат алмазов в отличие от палеозойских и триасовых трубок Далдын–Алакитского кимберлитового поля Якутии. Кимберлиты Обнаженной

выходят на поверхность и содержат обломки мантийных и осадочных пород.

Гранаты, клино- и ортопироксены из гранатовых пироксенитов и эклогитов трубки Обнаженная содержат большое количество ламелевидных структур, представляющих собой линейно ориентированные включения амфибола, граната, ильменита, кварца, клинопироксена, кричтонита, оливина, ортопироксена, рутила и хромита; клинопироксены (детальному изучению этого порообразующего минерала посвящена настоящая работа) содержат все перечисленные минералы за исключением кварца [6–11]. Появление подобных структур в образцах из трубки Обнаженная, как и во многих мантийных ксенолитах по всему миру, связывается исследователями со ступенчатой декомпрессией и стадийным охлаждением пород верхней мантии [8, 11]. Состав вебстеритов из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная (с учетом продуктов распада) показывает, что они

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: korolev.nm@gmail.com

происходят из сверхглубинных обстановок (>6.0 ГПа), где стабилен мейджорит [8, 11]. Таким образом, высокотемпературные предшественники пироксенитов должны были образоваться в условиях, близких к сухому солидусу [11]. Перидотитовые ксенолиты содержат свидетельства в пользу двухстадийного прогрева мантийных пород в Куойкском поле [3] и неоднократной метасоматической переработки [12, 13]. Разогрев мантии в этом регионе мог быть связан с несколькими этапами рифтогенеза, приведшим к формированию хорбосуонских базальтов в раннем кембрии, Вилюйской магматической провинции в девоне и сибирских траппов в перми-триасе. Последнее наиболее масштабное магматическое событие было инициировано Сибирским суперплюмом [14, 15]. Этапы прогрева верхней мантии чередовались стадиями охлаждения и декомпрессии [9]. Как следствие, мантийные ксенолиты, вынесенные трубкой Обнаженная, содержат большое количество различных типов ламелевидных структур (минеральный состав фаз распада перечислен выше) [6–11].

Однако влияние наложенных мантийных процессов, таких как метасоматическое изменение и перекристаллизация (в том числе под действием кимберлитового расплава), на минеральные парагенезисы со структурами распада изучено недостаточно. Мантийный метасоматоз — важнейший геологический фактор, приводящий не только к изменению химического состава первичных минералов, но и к образованию новых минеральных ассоциаций в мантийных породах.

Настоящая работа посвящена исследованию гранатовых пироксенитов из кимберлитовой трубки Обнаженная, которые содержат новые ранее неописанные ламелевидные структуры в клинопироксенах. Появление этих ламелевидных структур связано с наложенным метасоматическим событием. Цель настоящего исследования — показать, что метасоматическая перекристаллизация повлияла на минералы, уже включающие структуры распада, и привела к появлению новых минеральных ассоциаций, замещающих исходные эксклюзионные фазы и воспроизводящих (наследующих) морфологию структур распада.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Трубка Обнаженная представляет собой выход кимберлитовых пород 30 × 45 м и высотой около 20 м на берегу реки Куойка, левом притоке реки Оленек. Породы трубки прорывают доломиты туркутской свиты хорбусунской серии [1], представляющей кровлю венда [16]. Трубка содержит брекчиевидные класты преимущественно осадочных и метаморфических пород, а также небольшое количество ксенолитов мантийных пород до 1% от объема кимберлитовой брекчии, из

которых более половины — пироксениты (44%) и эклогиты (12%) [2]. Остальные мантийные и ультраосновные ксенолиты представлены гарцбургитами, лерцолитами и флогопит-ильменитовыми гипербазитами [2]. Цементирующий матрикс представлен перетертым материалом кластов и карбонатным цементом.

Для нашего исследования были отобраны монофракции клинопироксена и граната из мантийных ксенолитов Об-28, Об-149 и Об-138. Изучение указанных образцов было проведено ранее Ухановым и др. [2], который определил их как гранатовые пироксениты с равнозернистой текстурой, где клино- и ортопироксен присутствуют в примерно равной пропорции. Пироксениты представляют из себя крупнозернистую породу с размером зерен породообразующих минералов ~5 мм. Более полное петрографическое описание, а также валовые силикатные составы изученных образцов приведены в работе Уханов и др. [2].

Здесь необходимо отметить, что мы поддерживаем определение породы как гранатовый вебстерит, предложенное Ухановым и др. [2] на основании модального содержания минералов в породе, несмотря на то, что для двух образцов химический состав породообразующего клинопироксена, как будет показано ниже, соответствует омфациту — типичному минералу эклогитового парагенезиса. Подобная дискуссия уже имела место для мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная, когда одни и те же образцы с одним и тем же модальным содержанием минералов в породе и одним и тем же химическим составом породообразующих минералов, сначала были названы Qi, et al. [6] эклогитами, а затем пересмотрены Taylor, et al. [7] как вебстериты. Это может напрямую повлиять на интерпретацию происхождения породы. Однако для целей настоящей статьи, где мы рассматриваем процессы метасоматического изменения исходной минеральной ассоциации вне зависимости от ее происхождения, не является существенным.

Минеральные зерна были вмонтированы в эпоксидные шайбы, на которые наносилось графитовое напыление. Морфология и химический состав минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе “Hitachi” S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 20 (Ресурсный центр “Геомодель” СПбГУ) и на электронно-зондовом микроанализаторе “JEOL” JXA-8230 (ЦКП “АИРИЗ”, ИГГД РАН [17]). Калибровка спектрометров произведена с использованием стандартов из природных и синтезированных материалов. Алгоритм ZAF применялся для коррекции матричного эффекта. Минимальный предел обнаружения элементов на энергодисперсионном спектрометре Oxford X-Max 20

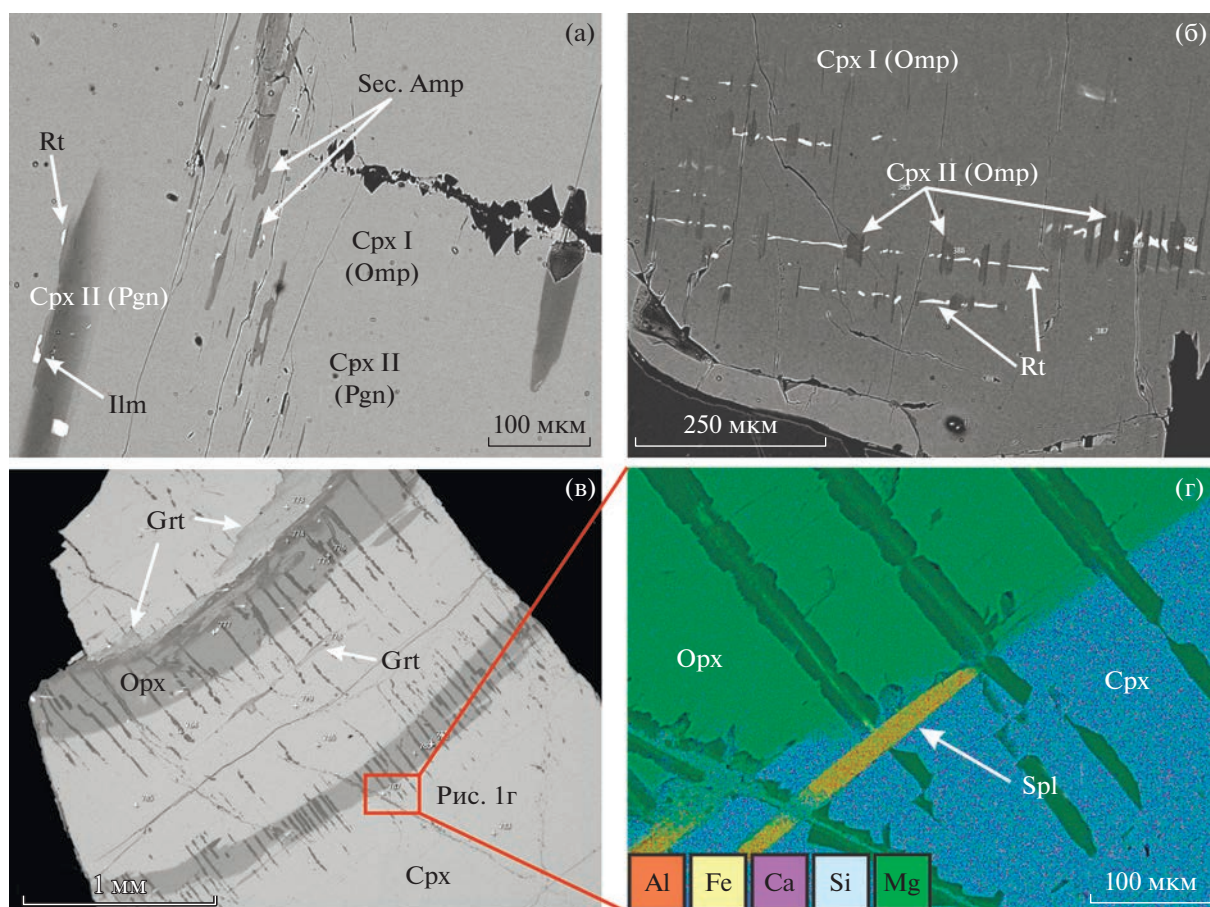


Рис. 1. Структуры распада в породообразующих клинопироксенах из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная (BSE-изображения). (а) Рутил (Rt), ильменит (Ilm) и клинопироксен (пижонит — Cpx II (Pgn)) в виде ламелей во вмещающем клинопироксене (Cpx I (Omp)) из ксенолита Об-149. Sec. Amp — вторичный амфибол. (б) Омфациит (Cpx I (Omp)), содержащий в качестве продуктов распада рутил (Rt), и новообразованный омфациит (Cpx II (Omp)). Образец Об-28. (в) Ламели граната (Grt) светло-серого цвета и ортопироксена (Opx) темно-серого цвета в клинопироксене из вебстрита Об-138. Самые темные ламелеподобные структуры, секущие ламели ортопироксена, — частично серпентинизированные трещины. (г) Мультиэлементная карта отдельного фрагмента (красная область на рис. 1 в) с фазами распада во вмещающем клинопироксене из вебстрита Об-138. Цвета, указанные для Al, Fe, Ca, Si и Mg, — их относительные концентрации. Чем ярче цвет, тем выше относительная концентрация элемента.

составил <0.3 мас. %, а на микроанализаторе “JEOL” JXA-8230 <0.05 мас. % (<0.08 мас. % для TiO_2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Породообразующий клинопироксен (Cpx I) в образцах Об-28 и Об-149 является омфацитом с низким (25–26%) содержанием жадеитового минала (табл. 1). Клинопироксен (Cpx I) из обоих образцов содержит фазы распада, представленные новообразованным клинопироксеном (Cpx II), рутилом и иногда ильменитом (рис. 1 а и б). В образце Об-28 клинопироксен в эксклюзивных ламелях (Cpx II) является омфацитом, но с более высоким содержанием MgO (до 16.2 vs 12.8 мас. %), Al_2O_3 (до 10.8 vs 6.6 мас. %), и пониженным содержанием CaO (12.8 vs 17.8 мас. %) по

сравнению с вмещающим породообразующим омфацитом (Cpx I) (табл. 1). В образце Об-149 состав клинопироксена в ламелях отвечает пижониту (рис. 1 а и табл. 1), он содержит еще больше MgO (26.6 мас. %) и FeO (2.6 vs 5.4 мас. %) и меньше CaO (7.4 мас. %) (табл. 1). Магнезиальность $[\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$, моль. %] во всех описанных разновидностях клинопироксена, включая породообразующий, практически не меняется и колеблется в диапазоне 88.9–89.7. В составе рутила присутствуют примеси FeO , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , суммарно <2.2 мас. % (табл. 1).

Пироксенит Об-138 содержит клинопироксен с фазами распада, представленными гранатом, ортопироксеном, рутилом и шпинелью (рис. 1 в и г). Этот клинопироксен показывает следы поздней перекристаллизации. По морфологическим признакам и содержащимся в нем фазам распада,

Таблица 1. Состав фаз распада вмещающего их клинопироксена (минерал-хозяин), а также породообразующего граната из ксенолитов тр. Обнаженная

Мин	Область	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма
Гранатовый пироксенит Об-28													
Омр (Срх I)	минерал-хозяин	2	54.12	0.62	6.61	0.25	2.71	n.d.	12.80	17.81	3.69	n.d.	98.61
Ргр	минерал-хозяин	2	41.19	0.19	23.05	0.32	9.97	0.32	19.66	3.87	n.d.	n.d.	98.57
Омр (Срх II)	ламель_1 в Омр	2	51.02	0.45	9.37	0.26	3.09	n.d.	14.89	14.90	4.27	n.d.	98.25
Омр (Срх II)	ламель_2 в Омр	1	50.61	0.56	10.83	0.24	3.61	n.d.	16.24	12.77	4.46	n.d.	99.32
Rt	ламель в Омр	1	n.d.	97.97	0.26	0.57	0.67	n.d.	n.d.	0.26	n.d.	n.d.	99.73
Гранатовый пироксенит Об-149													
Омр* (Срх I)	минерал-хозяин	9	53.71	0.61	7.48	0.07	2.62	0.05	12.89	17.76	3.99	<MDL	99.18
Ргр*	минерал-хозяин	9	41.79	0.13	24.04	0.07	9.85	0.31	19.49	3.98	<MDL	<MDL	99.66
Рgn (Срх II)	ламель в Омр	1	53.30	0.30	3.60	<MDL	5.42	<MDL	26.61	7.40	0.67	n.d.	97.30
Еп*	ламель в Омр	1	55.34	0.10	2.89	<MDL	6.69	0.08	32.44	1.47	0.15	0.14	99.30
Rt	ламель в Омр	1	0.16	96.86	0.48	<MDL	1.67	<MDL	<MDL	0.13	n.d.	n.d.	99.30
Гранатовый пироксенит Об-138													
Di* (Срх I)	минерал-хозяин	6	53.60	0.47	5.98	0.80	1.11	<MDL	14.43	20.47	2.79	<MDL	99.65
Ргр*	минерал-хозяин	9	42.34	0.09	23.82	0.95	6.44	0.25	21.16	4.59	<MDL	<MDL	99.64
Ргр	ламель в Di	2	42.58	<MDL	23.16	0.84	7.55	0.28	21.14	4.14	n.d.	n.d.	99.67
Еп*	ламель_1 в Di	3	57.55	<MDL	1.55	0.17	3.46	0.06	36.68	0.19	<MDL	0.09	99.75
Еп*	ламель_2 в Di	3	56.13	0.08	2.98	0.22	4.33	0.09	35.01	0.17	<MDL	0.10	99.11
Spl	ламель в Di	1	0.43	<MDL	57.79	9.85	8.05	<MDL	21.31	0.55	<MDL	0.38	98.36
Об-138 (Рис. 2):													
<i>Часть I</i>													
Срх I (Di)*	минерал-хозяин	3	53.46	0.49	6.02	0.81	1.12	<MDL	14.48	20.48	2.78	<MDL	99.64
Еп	ламель в Срх I	2	56.71	<MDL	2.49	0.25	3.63	n.d.	35.65	0.23	<MDL	n.d.	98.95
<i>Часть II</i>													
Срх II*	минерал-хозяин	3	53.74	0.16	3.44	0.75	1.30	<MDL	15.82	22.03	1.75	<MDL	98.99
Амр	ламель в Срх II	3	45.62	0.60	12.05	1.06	2.16	n.d.	19.45	11.28	3.68	n.d.	95.90
Rt	ламель в Срх II	1	<MDL	94.45	<MDL	3.14	0.88	<MDL	<MDL	0.24	n.d.	n.d.	98.71

Примечание. N – количество анализов, по которым усреднялся состав; <MDL – меньше предела обнаружения; n.d. – нет данных; * Состав минералов определен методом ЕРМА (ИГД РАН), состав остальных минералов определен в центре коллективного пользования “Геомодель” СПбГУ. Аббревиатуры минералов (Мин.): Срх – клинопироксен, Di – диопсид, Еп – энстатит, Рgn – пиджонит, Ргр – пироп, Spl – шпинель, Rt – рутил.

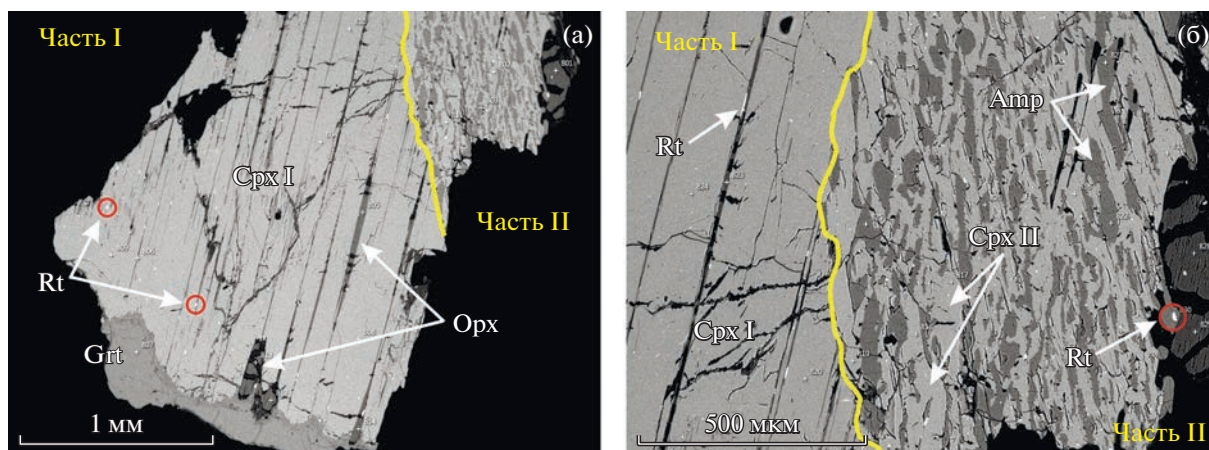


Рис. 2. Перекристаллизация клинопироксена (Cpx I) с эксклюзионными ламелями ортопироксена (Opx) и рутила (Rt) (часть I) с образованием нового клинопироксена (Cpx II) и амфибола (Amp) (часть II). Grt – гранат. Вебстерит Об-138, BSE-изображение.

он может быть разделен на две части (рис. 2). Исходная неизменная часть I сложена диопсидом (табл. 1). Перекристаллизованная часть II сложена диопсидом с меньшим содержанием Al_2O_3 (3.4 vs 6.0 мас. %) и Na_2O (1.8 vs 2.8 мас. %) и повышенным – MgO (15.8 vs 14.5 мас. %) и CaO (22.0 vs 20.5 мас. %). Амфибол – паргасит занимает около 50% в перекристаллизованной части зерна (часть II на рис. 2). Кроме того, в измененной части II рутил обогащен Cr_2O_3 (3.1 мас. %, табл. 1). Из-за малых размеров зерен рутила из части I (рис. 2) представительных анализов получить не удалось; однако спектры элементов, полученные на электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром, показали отсутствие Cr_2O_3 в рутиле.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенное нами исследование показывает, что охлаждение и декомпрессия мантии на глубине не являются единственным фактором появления ламелевидных структур в пироксенитах. В мантийных породах Куойкского поля были широко проявлены процессы карбонатного и силикатного метасоматоза, следы которых выявлены, главным образом, в перидотитах [12–14]. Подобная широкомасштабная метасоматическая активность не могла не затронуть другие породы литосферной мантии – пироксениты и эклогиты. Часть срастаний, морфологически похожих на ламелевидные структуры распада, может являться следствием метасоматической перекристаллизации минералов, в которых до этого уже находились фазы распада (напр., [18]). Хорошей иллюстрацией этому служит изученный гранатовый пироксенит Об-138 (рис. 2). Перекристаллизация диопсида с ламелями ортопироксена и рутила

приводит к образованию нового диопсида с повышенным содержанием MgO и CaO , в котором вместо ортопироксена появляется большое количество закономерно ориентированных вростков паргасита, а рутиловые вкрапления обогащаются хромом (рис. 2 и табл. 1).

В клинопироксене-хозяине Об-28 и Об-149 ламели клинопироксена имеют неясное происхождение, нередко они приурочены к зонам трещиноватости. Составы породообразующих омфацитов, вмещающих ламели, в пироксенитах Об-28 и Об-149 очень близки – разница в содержании главных элементов не превышает 0.4 мас. %, за исключением Al_2O_3 ($\Delta = 0.9$ мас. %) (табл. 1). Этот факт наряду с сильно различающимся составом клинопироксеновых ламелей, который варьирует от пижонитового до омфацитового (табл. 1), позволяет предположить, что различный состав ламелей в близких по составу вмещающих клинопироксенах обусловлен наложенным метасоматическим процессом. Такая картина, в отношении изменения химического состава, подобна повсеместно встречаемым “губчатым” структурам в клинопироксенах мантийных эклогитов [19, 20], образование которых происходит в результате совокупного воздействия декомпрессии при подъеме и кимберлитового расплава/флюида, пропитывающего ксенолиты по трещинам [20]. Здесь следует подчеркнуть, что сходство заключается в тенденции изменения химического состава клинопироксена “минерал-хозяин → ламель” в сторону составов, обогащенных MgO и FeO (табл. 1). Морфологически “губчатые” структуры и наблюдаемые нами фазы распада с ламелями клинопироксена в клинопироксене (Об-28 и Об-149) не имеют ничего общего. Однако мы полагаем, что метасоматически вызванное изменение состава клинопироксена могло проис-

ходить в обоих случаях по похожему сценарию. Возможно, присутствие расплава/флюида могло привести к фрагментарной перекристаллизации клинопироксена с его замещением и образованием ламелевидных участков нового омфацита или пижонита вдоль ослабленных зон (рис. 1 а). Кроме того, зерна клинопироксена с ламелями клинопироксена могут представлять из себя уже перекристаллизованные фрагменты, где разный состав ламелей (пижонит или омфацит) во вмещающем омфаците образцов Об-28 и -149, предположительно, связан с составом метасоматизирующего флюида, нежели контролируется составом вмещающего клинопироксена. Тем не менее это предположение относительно геологической истории образцов Об-28 и -149 остается дискуссионным, и, как мы убеждены, гранатовые пироксениты со структурами распада из трубки Обнаженная, особенно с ламелями или ламелеподобными фазами “клинопироксен-в-клинопироксене”, требуют дальнейшего комплексного и всестороннего изучения. Несмотря на это, уже полученные нами результаты, базирующиеся главным образом на изучении ксенолита Об-138 (рис. 2), достаточно хорошо демонстрируют еще один, ранее не описанный, путь образования ориентированных ламелевидных структур, морфологически схожих с первичными структурами распада. Таким образом, формирование, по крайней мере части вторичных ламелевидных структур в клинопироксенах из ксенолитов кимберлитовой трубки Обнаженная, происходило в результате замещения первичных мантийных минералов в структурах распада под воздействием метасоматического флюида/расплава. Наилучшей иллюстрацией этому процессу служит образец Об-138, содержащий первичную и перекристаллизованную части в одном зерне клинопироксена (части I и II на рис. 2).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что охлаждение мантии и различные пути образования мантийных пород — не единственные факторы, определяющие разнообразие ламелевидных структур в мантийных минералах Сибирского кратона, а вероятно, и в мантии других кратонов по всему миру. Наложенная метасоматическая перекристаллизация, затронувшая минералы, уже содержащие структуры распада, может привести к появлению новых минеральных ассоциаций, замещающих исходные эксклюзионные фазы и наследующих морфологию структур распада.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Уханову за предоставленную коллекцию образцов и помощь в петрографическом изучении.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0004 при использовании оборудования ЦКП “АИРИЗ” [17] и РЦ Геомодель (СПбГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке “Обнаженная” (бассейн р. Оленек) // Записки ВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 3. С. 284–298.
2. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 285 с.
3. Ionov D.A., Carlson R.W., Doucet L.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B. The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 428. P. 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>
4. Мальков Б.А., Густомесов В.А. Юрская фауна в кимберлитах Оленекского поднятия и возраст кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы // Доклады АН СССР. 1976. Т. 229. № 2. С. 435–438.
5. Sun J., Liu C.Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.Y., Yakovlev D., Yang Y.H., Yang J.H. 2014. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
6. Qi Q., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. Eclogites from the Obnazhennaya Kimberlite Pipe, Yakutia, Russia // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 911–924. <https://doi.org/10.1080/00206819409465495>
7. Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contrib. to Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 424–443. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0465-y>
8. Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // Int. Geol. Rev. 2012. V. 54. 1071–1092. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.623011>
9. Alifirova T.A., Pokhilenko L.P., Korsakov A.V. Apatite, SiO₂, rutile and orthopyroxene precipitates in minerals of eclogite xenoliths from Yakutian kimberlites, Russia // Lithos. 2015. V. 226. P. 31–49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.020>
10. Калашиникова Т.В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция): дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2017. 258 с.
11. Spengler D., Alifirova T.A. Formation of Siberian cratonic mantle websterites from high-Mg magmas // Lithos. 2019. V. 326–327. P. 384–396. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.12.020>

12. *Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B.* Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 224. P. 132–153.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.12.028>
13. *Ionov D.A., Qi Y.-H., Kang J.-T., Golovin A.V., Oleinikov O.B., Zheng W., Anbar A.D., Zhang Z.-F., Huang F.* Calcium isotopic signatures of carbonatite and silicate metasomatism, melt percolation and crustal recycling in the lithospheric mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 248. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.12.023>
14. *Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*. 2014. V. 184–187. P. 209–224.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.006>
15. *Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G., Woodland S., Barry P.H., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Agashev A.M., Taylor L.A.* Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics // *Lithos*. 2015. V. 218–219. P. 141–154.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.010>
16. *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В.* Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X17060011>
17. *Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б.* Центр коллективного пользования “АИРИЗ” (ИГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13 (2), 0584.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0584>
18. *Королев Н.М., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Шиссуна У.М.* Высококиобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазодиферной кимберлитовой трубки Катока, Ангола // *ДАН*. 2014. Т. 454. № 2. С. 207–210.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214020182>
19. *Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with Oceanic Crustal and Mantle Signatures from the Bellsbank Kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, Petrography, and Whole Rock Chemistry // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 551–567.
<https://doi.org/10.1086/629334>
20. *Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V.* Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. P. 696–714.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0529-z>

METASOMATIC ORIGIN OF LAMELLAR-LIKE INCLUSIONS IN CLINOPYROXENES FROM MANTLE XENOLITHS OF THE OBNAZHENNAYA PIPE (KUOIKA FIELD, YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE)

N. M. Korolev^{a, #}, L. P. Nikitina^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^{a, b}, A. G. Goncharov^b,
O. L. Galankina^a, V. V. Shilovskikh^b, and N. S. Vlasenko^b

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russian Federation*

^b*Saint Petersburg State University, St.-Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: korolev.nm@gmail.com*

The article reports new data on previously undescribed lamellar-like (linearly oriented) structures in clinopyroxenes from mantle xenoliths of garnet pyroxenites (Obnazhennaya pipe, Northern Siberia). The origin and mineral diversity of lamellar structures in xenoliths from the Obnazhennaya pipe are supposed to be related to a breakdown of solid solutions during a decrease of P – T parameters. Our study shows that metasomatic recrystallization of initial clinopyroxene with linear exsolution structures leads to the formation of new secondary mineral assemblages. The secondary clinopyroxene reproduces (inherits) framework with linearly oriented inclusions, which are morphologically similar to the primary exsolution structures. Thus, the pyroxenite xenoliths from the Obnazhennaya pipe contain two generations of mineral associations with lamellar structures: primary and secondary. The primary association is composed of diopside, containing lamellae of enstatite, pyrope, spinel and rutile. The secondary (metasomatic) clinopyroxene contains half as much Al_2O_3 (3.4 wt %) and Na_2O (1.7 wt %) and is enriched in MgO and CaO compared to the primary clinopyroxene. Nevertheless, the chemical composition of the secondary pyroxene still corresponds to diopside end-member. The metasomatic association comprises aligned pargasite (Al-rich amphibole) instead of orthopyroxene (enstatite) lamellae, and the secondary rutile is enriched in chromium (up to 3.1 wt % Cr_2O_3) in contrast to rutile from the primary mineral assemblage.

Keywords: Siberian Craton, pyroxenite, lithosphere, mantle, metasomatism

УДК 552.3; 550.4

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО МЕЗОЗОЙСКИМ ГРАНИТОИДАМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2023 г. А. В. Нарыжнова^{1,*}, С. В. Хромых¹, член-корреспондент РАН Н. Н. Крук¹, П. Д. Котлер¹

Поступило 31.01.2023 г.

После доработки 17.02.2023 г.

Принято к публикации 21.02.2023 г.

Восточное Забайкалье является уникальной редкометальной провинцией России. Большинство изученных месторождений связано с гранитоидными интрузиями. Несмотря на высокую степень изученности магматизма региона остается ряд вопросов, связанных как с принадлежностью конкретных массивов к магматическим комплексам, так и с корреляцией тех или иных комплексов в пределах различных структурно-формационных зон. В данной работе сравниваются вещественный состав и возраст нескольких петротипических и парапетротипических массивов, отнесенных к позднемезозойским комплексам, распространенных в пределах Агинской, Пришилкинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья. На основании результатов U–Pb-датирования установлено два этапа гранитоидного магматизма: 1) конец средней – начало поздней юры (163–156 млн лет) и 2) начало раннего мела (142 млн лет). Показано, что близковозрастные породы борщовочного, амуджикано-сретенского и шахтаминского комплексов имеют сходные вещественные характеристики, а породы кукульбейского комплекса (из трех массивов) варьируют по составу. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от +10.8 до +11.9‰) в породах юрских комплексов свидетельствуют об их образовании преимущественно за счет плавления корового материала, а более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от +9.8 до +10.3‰) для раннемеловых гранитоидов позволяют предполагать вклад в их формирование мантийного источника.

Ключевые слова: гранитоиды, U–Pb-возраст, изотопия кислорода, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S2686739723600170, **EDN:** UKERHO

ВВЕДЕНИЕ

Территория Восточного Забайкалья является одной из наиболее известных рудоносных провинций России. Здесь расположены крупнейшие месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена, урана, тантала, ниобия, лития, бериллия. Большинство рудообразующих систем генетически связаны с гранитоидами, проявившимися в интервале от среднего палеозоя до позднего мезозоя. Один из главных этапов рудоносного гранитоидного магматизма приходится на поздний мезозой (средняя юра–ранний мел), когда в связи с внутримплитной (плюмовой) активностью было сформировано множество интрузий гранит-лейкогранитного состава ([2, 4] и др.). В результате многолетних исследований геологической позиции и вещественного состава позднемезозойские гранитоиды были разделены на ряд интрузивных комплексов, создано несколько схем их корреля-

ции [3, 5], однако до сих пор остается ряд вопросов, связанных как с принадлежностью конкретных массивов к магматическим комплексам, так и с корреляцией тех или иных комплексов в пределах различных структурно-формационных зон. В решении этих вопросов актуальными являются детальные исследования геологической позиции, вещественного, изотопного состава и возраста ключевых интрузивных массивов. В данной работе приводятся новые данные, полученные для нескольких позднемезозойских гранитоидных интрузий в пределах Восточного Забайкалья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Территория Восточного Забайкалья традиционно разделяется на несколько структурно-формационных зон (рис. 1): Даурскую, Агинскую, Пришилкинскую и Аргунскую (Газимурская и Приаргунская). Согласно [7, 12] эти зоны являются составными частями единого аккреционного комплекса, возникшего на этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана. Начиная со средней юры, в пределах орогена образуются протяженные рифтогенные впадины, заполнен-

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

*E-mail: naryzhnovav@igm.nsc.ru

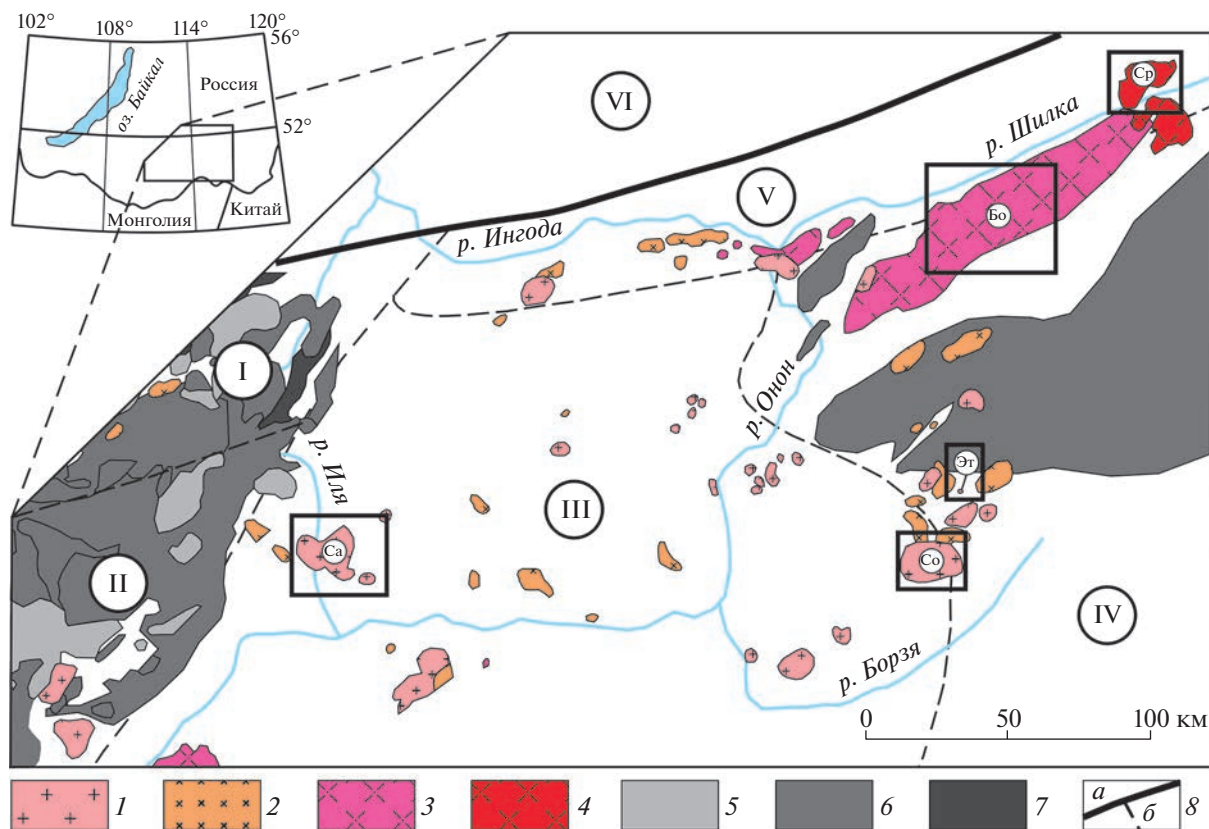


Рис. 1. Схема распространения гранитоидных интрузий в структурах Юго-Восточного Забайкалья, по [5]. 1 – харалгинский (Даурская зона) и кукульбейский (Агинская зона) комплексы (J_3); 2 – шахтаминский комплекс (J_{2-3}); 3 – борщовочный комплекс (J_{2-3}); 4 – амуджикано-сретенский комплекс (J_{2-3}); 5 – сохондинский комплекс (J_{2-3}) (Центральное Забайкалье); 6 – даурский и кыринский комплексы (P_3-T_1); 7 – палеозойские гранитоиды; 8а – Монголо-Охотский разлом, 8б – границы структурно-формационных зон. Прямоугольниками на схеме выделены изученные массивы: Бо – Борщовочный, Ср – Сретенский, Са – Саханайский, Со – Соктуйский, Эт – Этыкинский. Структурно-формационное районирование: I-II – Даурская зона (I – Зачикийская, II – Даурская подзоны); III – Агинская, IV – Газимурская и Приаргунская подзоны, V – Пришилкинская, VI – Малханская и Олекминская зоны.

ные грубообломочными осадками и вулканическими породами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии нормальной и умеренной щелочности, а с раннего мела – бимодальной трахибазальт-риолитовой серии [3]. Кроме того, среднеюрско-раннемеловой этап характеризуется широким развитием гранитоидного магматизма.

Мезозойские интрузивы на территории Восточного Забайкалья объединены в несколько комплексов: амуджикано-сретенский гранодиорит-гранитный (J_{2-3}), шахтаминский монцодиорит-гранодиорит-гранитный (J_{2-3}), борщовочный гранитный (J_{2-3}), кукульбейский гранит-лейкогранитный (J_3) [3].

В последние годы получены данные о вещественном составе и возрасте монцодиорит-гранодиорит-гранитной ассоциации шахтаминского комплекса с сопряженным Cu–Au–Fe-, Cu–Mo–Au-оруденением [16, 19] и гранит-лейкогранитов кукульбейского комплекса с сопряженным Ta, Nb, Li, Wo- и Sn-оруденением [6, 8, 9]. Если объ-

емы и возрастные соотношения шахтаминских и кукульбейских гранитоидов в целом не вызывают сомнений, то объемы и возрастные рамки амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов до их пор не имеют однозначного толкования.

Для сравнения вещественных и изотопных характеристик нами были опробованы несколько ключевых массивов из четырех комплексов, расположенных в Агинской, Аргунской и Пришилкинской структурно-формационных зонах Восточного Забайкалья (рис. 1).

Борщовочный массив является наиболее крупным (площадь выхода ~ 2500 км²) среди интрузий Восточного Забайкалья и сложен гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами борщовочного комплекса. Также в пределах массива локализуются многочисленные жилы пегматитов с Li-минерализацией [11]. Расположенный поблизости Сретенский массив имеет изометричную форму (площадь выхода ~ 200 км²) и сложен гранитами и гранит-порфирами амуджикано-сре-

тенского комплекса. Соктуйский массив площадью $\sim 250 \text{ км}^2$ является петротипичным для пород кукульбейского комплекса. Главный объем массива сложен умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами первой фазы кукульбейского комплекса. В северной части массива обнажаются гранодиориты и граносиениты шахтаминского комплекса. Саханайский массив ($\sim 130 \text{ км}^2$), расположенный в Агинской зоне, имеет изометричную форму и сложен умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами первой фазы кукульбейского комплекса, причем в его составе отмечаются двуслюдяные разности, не характерные для Соктуйского массива. Этыкинский массив — небольшой ($\sim 2 \text{ км}^2$) шток альбит-амазонитовых лейкогранитов второй фазы кукульбейского комплекса. В пределах всех массивов кукульбейского комплекса обнаружены многочисленные пегматитовые жилы.

РЕЗУЛЬТАТЫ U—Pb-ДАТИРОВАНИЯ

Ранее, в работах ([1, 19] и др.) приведены возрастные данные для пород шахтаминского, амуджикано-сретенского и кукульбейского комплексов, полученные различными методами (K—Ar, Rb—Sr, U—Pb). В целях уточнения времени становления конкретных массивов нами было выполнено U—Pb-датирование методом LA-ICP-MS (Центр коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики Д.В. Семенова и А.В. Карпов) цирконов из шести проб гранитоидов различных комплексов.

Исследованные цирконы хорошо огранены, среди них встречаются кристаллы как с преобладанием призматического облика ($K_{уд}$ от 0.9 до 6.0), так и с близким развитием граней призм и дипирамид. Все цирконы характеризуются преимущественно ростовой зональностью. Содержание U и Th/U-отношения: Борщовочный массив (326—5534 и 0.08—0.55 г/т соответственно), Сретенский массив (723—2720 и 0.14—0.93 г/т соответственно), Соктуйский массив (шахтаминский комплекс) (156—555 и 0.45—0.94 г/т соответственно), Соктуйский массив (кукульбейский комплекс) (133—17376 и 0.12—0.73 г/т соответственно) и Саханайский массив (69—16457 и 0.03—0.78 г/т соответственно). Морфология, внутреннее строение и концентрации Th и U, согласно принятым критериям [15, 18], позволяют уверенно идентифицировать цирконы как магматические. Результаты U—Pb-изотопных исследований и их интерпретация приведены на диаграммах с конкордиями (рис. 2).

Наиболее древние (позднеюрские) возрасты получены для пород шахтаминского комплекса (Соктуйский массив, 162.7 ± 1.1 и 161.9 ± 1.1 млн лет)

(рис. 2 а, б). Близкие возрастные значения наблюдаются для пород Борщовочного (156.6 ± 0.97 млн лет) (рис. 2 в) и Сретенского (157.2 ± 0.94 млн лет) (рис. 2 г) массивов. Время формирования первой фазы кукульбейского комплекса соответствует началу мелового периода: возраст пород Соктуйского массива — 142.7 ± 1.1 (рис. 2 д), Саханайского — 141.9 ± 0.65 (рис. 2 е) млн лет. Цирконы из Этыкинского массива оказались сильно метамиктными и непригодными для датирования. Однако по Rb—Sr-данным [6] возраст пород массива Этыка оценивается в 142.1 ± 0.8 млн лет. Таким образом, возраст всех фаз кукульбейского комплекса идентичен и соответствует раннему мелу.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Для исследований была использована коллекция авторских образцов, отобранных в ходе полевых работ 2021 и 2022 г. 130 проб проанализированы на содержания петрогенных компонентов методом XRF (аналитики — Н.Г. Карманова, А.В. Торяник), в 80 пробах определены содержания примесных элементов методом ICP-MS (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский). Анализы выполнены в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Породы шахтаминского комплекса представлены граносиенитами (SiO_2 65.30—67.74 мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 8.23—8.45 мас. %) и являются сильно магнезиальными (рис. 3 а). По соотношению щелочей и кальция фигуративные точки составов лежат в области известково-щелочных пород (рис. 3 б). По соотношению глинозема, щелочей и кальция породы шахтаминского комплекса относятся к метаглиноземистым (рис. 3 в). Согласно классификации [20] (рис. 3 г, д) и перечисленным выше параметрам, граносиениты комплекса относятся к нефракционированным гранитоидам I-типа.

Борщовочный массив сложен гранитоидами нормального и умеренно-щелочного ряда (SiO_2 63.10—76.39 мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6.34—10.49 мас. %). По соотношению железа и магния лейкограниты являются железистыми, остальные рассматриваемые породы комплекса — магнезиальными (рис. 3 а). По соотношению щелочей и кальция (рис. 3 б) гранитоиды варьируют от щелочно-известковистых до щелочных. По соотношению глинозема, щелочей и кальция (рис. 3 в) большая часть гранитоидов является перглиноземистыми. На дискриминантных диаграммах (рис. 3 г, д) часть фигуративных точек лежат в полях фракционированных и нефракционированных гранитоидов I- и S-типов, а часть — попадают в поле анорогенных гранитоидов.

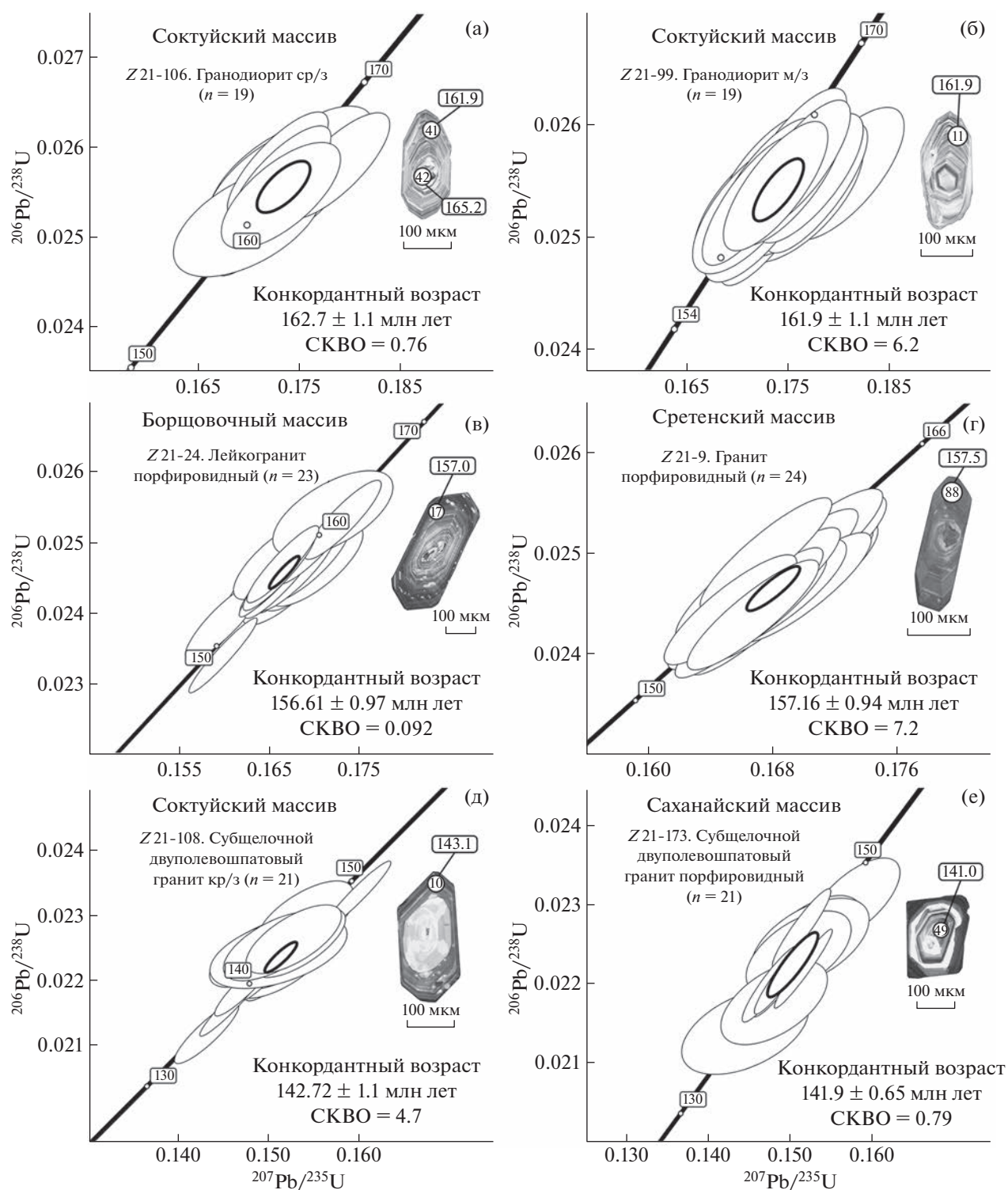


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями и катодолуминесцентные изображения цирконов из гранитоидов Восточного Забайкалья.

Основной объем амуджикано-сретенского комплекса составляют граносиениты и умеренно-щелочные граниты, реже встречаются граниты нормального ряда (SiO_2 64.59–76.38 мас. %;

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6.87–8.38 мас. %). По соотношению железа и магния породы магнезиальные (рис. 3 а), по соотношению щелочей и кальция — варьируют от щелочно-известковистых до известково-щелочных

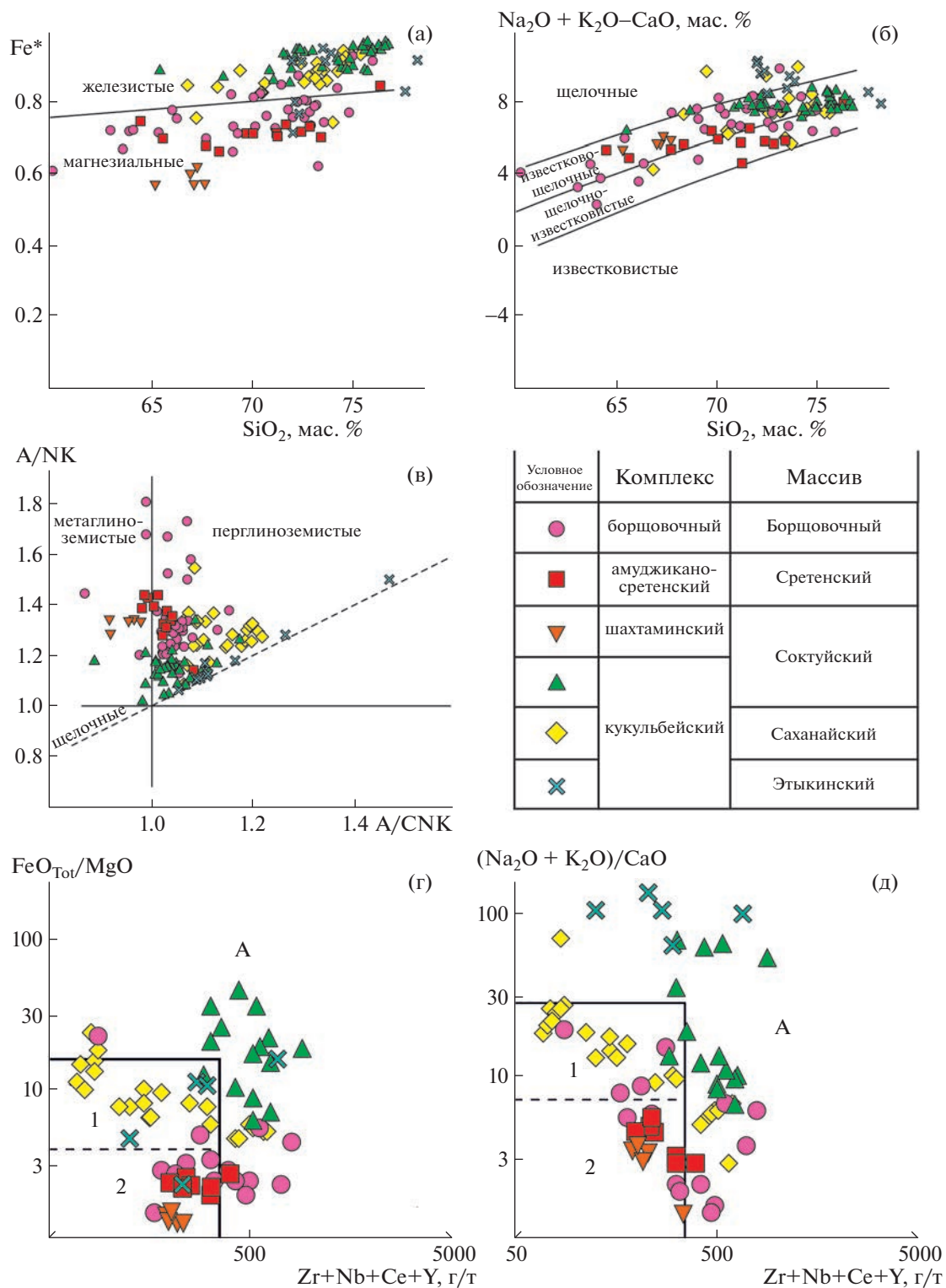


Рис. 3. Классификационные и дискриминантные диаграммы для гранитоидов Восточного Забайкалья: а–в – $\text{SiO}_2 - \text{Fe}^*$, $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$, $\text{A/CNK} - \text{A/NK}$, [14]; г–д – $\text{FeO}_{\text{Tot}}/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ соответственно [20]. $\text{Fe}^* = \text{FeO}_T/(\text{FeO}_T - \text{MgO})$; $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мол. кол.). Поля гранитоидов: 1 – фракционированные и 2 – нефракционированные гранитоиды I-, S-, M-типов; А – анорогенные гранитоиды.

Таблица 1. Содержания $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) в породообразующих минералах гранитоидов Восточного Забайкалья (*среднее по породе с учетом распространенности минералов (по петрографическим данным))

№ обр.	Массив	Комплекс	Порода	SiO_2 , мас. %	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Среднее* $\delta^{18}\text{O}$, ‰
Z21-9	Сретенский	амуджикано-сретенский	Амфибол-биотитовый гранит	69.80	кварц	12.9	10.8
					полевой шпат	10.5	
					биотит	7.1	
Z21-24	Борщовочный	борщовочный	Биотитовый лейкогранит	73.32	кварц	13.1	11.9
					полевой шпат	11.5	
					биотит	8.6	
Z21-108	Соктуйский	кукульбейский (1 фаза)	Биотитовый умеренно-щелочной гранит	72.36	кварц	11.1	9.8
					полевой шпат	9.5	
					биотит	6.5	
Z21-173	Саханайский		Двуслюдяной умеренно-щелочной гранит	73.23	кварц	12.2	10.0
					полевой шпат	9.6	
					биотит	5.7	
Z21-59	Этыкинский	кукульбейский (2 фаза)	Альбит-амазонитовых	78.21	кварц	11.4	10.3
					полевой шпат	9.6	
					циннвальдит	8.8	

(рис. 3 б). По соотношению глинозема, щелочей и кальция (рис. 3 в) точки составов локализованы на границе полей мета- и перглиноземистых разновидностей. Подобно гранитоидам шахтаминского комплекса, породы Сретенского массива относятся к нефракционированным гранитоидам I-типа (рис. 3 г, д).

Гранит-лейкограниты первой фазы кукульбейского комплекса в составе Соктуйского массива соответствуют породам умеренно-щелочного ряда (SiO_2 68.64–76.77 мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7.75–9.30 мас. %), а в Саханайском массиве – нормально-умеренно-щелочного и щелочного рядов (SiO_2 68.36–75.61; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6.59–10.36 мас. %). Породы обоих массивов являются железистыми (рис. 3 а). По соотношению щелочей и кальция (рис. 3 б) гранитоиды Соктуйского массива соответствуют известково-щелочной серии, а в пределах Саханайского массива отмечаются широкие вариации составов: от щелочно-известковистой до щелочной серии. Большая часть пород первой фазы по соотношению глинозема, щелочей и кальция попадает в область перглиноземистых гранитоидов, а породы Саханайского массива являются более высокоглиноземистыми (рис. 3 в). На дискриминантных диаграммах (рис. 3 г, д) породы первой фазы кукульбейского комплекса соответствуют либо фракционированным гранитоидам S-типа (Саханайский массив), либо анорогенным гранитоидам (Соктуйский массив).

Вторая фаза кукульбейского комплекса представлена умеренно-щелочными и щелочными гранит-лейкогранитами Этыкинского массива

(SiO_2 72.02–78.21; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 8.08–10.48 мас. %). По соотношению магния и железа (рис. 3 а) преобладают железистые разновидности. По соотношению щелочей и кальция (рис. 3 б) породы относятся к известково-щелочной и щелочной сериям, а по соотношению глинозема, щелочей и кальция (рис. 3 в) являются перглиноземистыми. Согласно классификации [20], породы массива Этыка относятся к анорогенным гранитоидам (рис. 3 г, д).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

Для оценки возможных источников расплавов был проанализирован изотопный состав кислорода в монофракциях главных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты и слюды) гранитоидов. Анализы выполнены в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) (аналитик В.Ф. Посохов). Полученные результаты приведены в табл. 1.

Самые высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для пород амуджикано-сретенского и борщовочного комплексов. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах из пород кукульбейского комплекса, в целом, ниже. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в циннвальдите из массива Этыка объясняются тем, что светлые слюды проявляют большую тенденцию к накоплению тяжелого изотопа кислорода, чем биотиты [10]. С учетом петрографических наблюдений были рассчитаны средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ для исследованных пород. Они составили для гранитов борщовочного и амуджикано-сретенского комплекса +10.8 и +11.9‰ соответственно, а для гранитов

и лейкогранитов кукульбейского комплекса — от +9.8 до +10.3‰. Согласно ранее проведенным исследованиям ([14, 17] и др.) пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от +5 до +8‰) характерны для пород, образованных из мантийных источников, а повышенные (от +8‰ и выше) — для пород корового генезиса. При этом для гранитоидов I- и A-типов характерны значения $\delta^{18}\text{O}$ от +6.6 до +9.9‰, а для гранитов S-типа — выше +9.5‰ [14], что подчеркивает большой вклад зрелых коровых источников в их формирование. Таким образом, повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ для пород борщовочного и амуджикано-сретенского комплекса свидетельствуют о генерации магм преимущественно за счет пород коры, в то время как значения $\delta^{18}\text{O}$ для гранитов кукульбейского комплекса позволяют предполагать некоторое участие мантийных источников в их генезисе. Эти предположения совпадают с геохимическими особенностями изученных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили уточнить возрастные этапы гранитоидного магматизма Восточного Забайкалья и получить новые данные об источниках их магм.

На основании данных U—Pb-датирования выделяются два главных этапа гранитоидного магматизма: 1) конец средней—начало поздней юры (163—156 млн лет назад): формирование гранитоидов шахтаминского, борщовочного, амуджикано-сретенского комплексов; 2) начало раннего мела (142 млн лет назад): образование гранит-лейкогранитной ассоциации кукульбейского комплекса.

Данные о вещественном составе позволяют выделить общие геохимические черты у гранитоидов шахтаминского, борщовочного и амуджикано-сретенского комплексов — они могут быть отнесены к гранитоидам I-типа, которые формируются при плавлении субстратов средней и нижней коры (часто — под воздействием тепла мантийных магм). При этом гранитоиды Борщовочного массива демонстрируют обогащение глиноземом, железом и щелочами, что сближает с породами S-типа, образующимися при плавлении преимущественно коровых метаосадочных субстратов. Исходя из этого можно предположить, что на рубеже средней-поздней юры при участии магм мантийного генезиса в нижней коре сформировались области анатексиса, которые в дальнейшем разрастались с постепенным вовлечением в частичное плавление вышележащих коровых субстратов. Первыми были сформированы гранодиориты и граносиениты шахтаминского комплекса, затем I-граниты шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов, и, в завер-

шение — S-I-граниты Борщовочного массива, характеризующие наибольший прогрев и вовлечение в плавление метаосадочных субстратов средней и верхней. Такие механизмы обычно реализуются в коллизионных обстановках.

Гранит-лейкогранитная ассоциация кукульбейского комплекса отстоит во времени от предшествующих гранитоидов и является результатом отдельного термального события, произошедшего в начале раннего мела. Геохимические и изотопные характеристики позволяют характеризовать эти породы как близкие к гранитоидам A-типа, формирование которых связывается с плавлением ниже-среднекоровых субстратов под воздействием базитовых магм. Этот механизм может быть реализован либо в постколлизии обстановке, либо во внутриплитных условиях при взаимодействии мантийных плюмов с литосферой.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Е.И. Михеева и О.П. Герасимову за помощь в экспедиционных работах, И.В. Николаеву, С.В. Палесского, Н.Г. Карманову, А.В. Торяник, Д.В. Семенову, А.В. Карпова и В.Ф. Посохова за аналитические исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 21-17-00175).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62 (1). С. 76—104.
2. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е. и др. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20 (1). С. 3—20.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист М-50 — Борзя. Объяснительная записка. // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2010. 553 с.
4. Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. и др. Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // ДАН. 2000. Т. 372 (4). С. 536—540.
5. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Восточного Забайкалья. Новосибирск, Наука. 1977. 252 с.
6. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М. и др. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере

- месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18 (5). С. 24–43.
 8. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 2002. 360 с.
 9. Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. и др. Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60 (1). С. 38–56.
 10. Фюр Г. Основы изотопной геологии М.: Мир. 1989. 590 с.
 11. Юргенсон Г.Л. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.
 12. Gordienko I.V., Metelkin D.V., Veltuzhskikh L.I., et al. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk Ocean // Geophys. J. Int. 2018. V. 213. P. 1463–1477.
 13. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., et al. A geochemical classification of granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 14. Harris C., Faure K., Diamond R., et al. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa // Chemical Geology. 1997. V. 143. P. 95–114.
 15. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.
 16. Nevvolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., et al. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2021. 104532.
 17. O'Neil J.R., Shaw S.E., Flood R.H. Oxygen and hydrogen isotope composition as indicators of granite genesis in the New England Batholith, Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 62. P. 313–328.
 18. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.
 19. Svetlitskaya T.V., Nevvolko P.A. New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: insights from Cu-Au-Fe skarn and Cu-Mo-Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2022. 105108.
 20. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

NEW GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE DATA ON MESOZOIC GRANITOIDS OF EASTERN TRANSBAIKALIA

A. V. Naryzhnova^{a, #}, S. V. Khromykh^a, Corresponding Member of the RAS N. N. Kruk^a, and P. D. Kotler^a

^a*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: naryzhnovav@igm.nsc.ru*

Eastern Transbaikalia is a unique rare-metal province of Russia. Most of the studied deposits are associated with granitoid intrusions. Despite the high degree of knowledge of regional magmatism, a number of questions remain related to both the belonging of specific massifs to magmatic complexes and the correlation of certain complexes within various structural-formation zones. This paper compares the material composition and age of several prototypical and paraprototypical massifs classified as Late Mesozoic complexes distributed within the Aginskaya, Prishilkinskaya, and Argunskaya structural-formational zones of Eastern Transbaikalia. Based on the results of U-Pb dating, two stages of granitoid magmatism have been established: 1) the end of the Middle – the beginning of the Late Jurassic (163–156 million years ago) and 2) the beginning of the Early Cretaceous (142 million years ago). It is shown that the closely aged rocks of the Borshchovochny, Amudzhikano-Sretensky and Shakhtama complexes have similar material characteristics, while the rocks of the Kukulbey complex (from three massifs) vary in composition. Elevated $\delta^{18}\text{O}$ values (from +10.8‰ to +11.9‰) for the rocks of the Jurassic complexes indicate their formation mainly due to the melting of crustal material, and lower $\delta^{18}\text{O}$ values (from +9.8‰ up to +10.3‰) for the Early Cretaceous granitoids suggest the contribution of a mantle source to their genesis.

Keywords: granitoids, U-Pb age, oxygen isotopy, Eastern Transbaikalia

УДК 552.54

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЭТАПНОСТЬ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

© 2023 г. В. Г. Кузнецов^{1,2,*}

Представлено академиком РАН А.Н. Дмитриевским 26.01.2023 г.

Поступило 26.01.2023 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принято к публикации 21.02.2023 г.

В геологической истории Земли произошло значительное изменение состава и областей формирования карбонатных отложений, что отражает общую эволюцию способов образования карбонатных пород, палеогеографических и геохимических обстановок за это время, и отражает ряд этапов подобной эволюции. На границе архей–протерозой произошла смена кислых обстановок в водоемах на умеренно кислые, что зафиксировано появлением карбонатов железа. Второй рубеж — граница сидерия–рясия, когда интенсивное усвоение CO_2 привело к становлению щелочных условий в водоемах и накоплению карбонатов магнезиального состава. Само карбонатонакопление происходило в водоемах континентального блока. Третий рубеж — граница венда–кембрия, когда появилась скелетная фауна и образование карбонатных осадков стало в значительной мере биогенным. Наряду с бассейнами континентального блока появились океанические области формирования карбонатных осадков, где существенным поставщиками материала стали скелеты нектонных организмов. Четвертый рубеж — граница палеозоя и мезозоя — начало накопления собственно океанических глубоководных карбонатных осадков. Пятый рубеж связан с меловым периодом, когда резко усилилось океаническое карбонатонакопление за счет планктонных организмов.

Ключевые слова: карбонатные породы, области карбонатонакопления, геохимические обстановки, биогенные и микробиальные процессы

DOI: 10.31857/S2686739723600236, EDN: UKMUXV

Карбонатные породы — третья после глинистых и обломочных пород — группа пород, составляющих осадочную оболочку Земли. Они были, видимо, первой группой, для которой была установлена смена их минерального и, соответственно, химического состава в геологической истории планеты. Уже в начале двадцатого столетия, в 1902 г. Р. Дэли показал, что в разрезе фанерозоя США происходила смена магнезиальных карбонатных пород, — а именно, доломитов, известняками. После обстоятельных работ А.Б. Ронова [6] это положение было не просто подтверждено, но в значительной мере охарактеризовано количественно.

На качественном или, может быть, полуколичественном уровне выяснилось, что в архее преобладали все же кальциевые карбонаты, которые в настоящее время полностью метаморфизованы

и представлены в виде кальцифиров, мраморов и других подобных образований. На границе архей и протерозоя или, по современной шкале, в начале протерозоя — сидерии — отмечено относительное и, в то же время, существенное формирование сидеритов в составе железистых кварцитов (рис. 1).

Поскольку карбонатные руды с экономической точки зрения менее привлекательны, чем оксидные — магнетит-гематитовые, основное внимание уделялось именно последним, но само наличие карбонатных разностей не отрицалось. Существует даже представление, что первично все руды были карбонатными, а их современный магнетит-гематитовый состав — результат метаморфизма [1]. Так это или не так, в данном случае не существенно — важно именно наличие карбонатов железа.

Сразу же после сидеритообразования появились карбонаты магнезиального состава. Примерами последних являются магнезиты горанской свиты Юго-Западного Памира с абсолютным возрастом более 2 млрд лет и магнезиты Восточных Саян примерно того же возраста; нижнепро-

¹Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Москва, Россия

*e-mail: vgkuz@yandex.ru

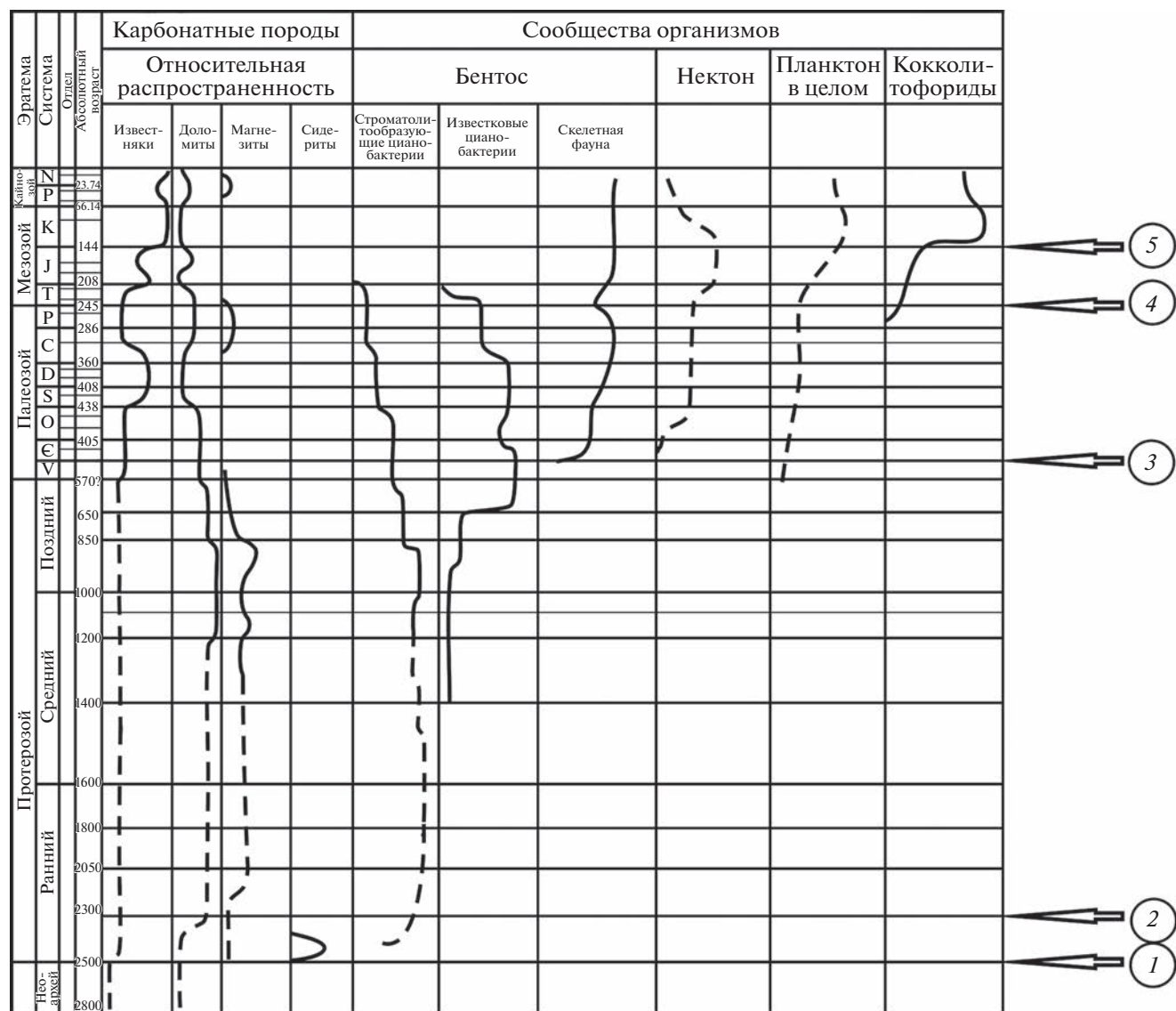


Рис. 1. Схема соотношения состава карбонатных пород и развития некоторых автотрофов в геологической истории Земли. 1-й рубеж – Смена кислых сред водоемов слабокислыми, формирование карбонатов железа. Бассейны континентального сектора. 2-й рубеж – Становление и расцвет строматолитообразующих цианобактерий, утилизирующих CO_2 , и, как следствие, смена слабо кислых сред водоемов щелочными, формирование карбонатов магнезиального состава. Бассейны континентального сектора. 3-й рубеж – Распад и сокращение строматолитообразующих сообществ, и, как следствие, резкое снижение щелочности и масштабов образования карбонатных пород магнезиального состава. Появление скелетной фауны и начало формирования органогенных известняков. Образование относительно глубоководных отложений в краевых частях палеоокеанов, где карбонатный материал генерировался в основном в виде скелетов нектонных организмов. 4-й рубеж – Начало формирования собственно глубоководных океанических осадков, с поставкой материала в основном в виде скелетов планктонных организмов. Дальнейшее вытеснение микробных сообществ в обстановки аномальной гидрохимии и соответственно сокращение доломитобразования. 5-й рубеж – Основное карбонатонакопление сместилось в океанические пространства с поставкой материала в виде скелетов планктонных организмов; резкое сокращение мелководно-шельфового карбонатонакопления бентогенного типа.

терозойские магнетиты известны в Карелии, на Северо-Востоке Китая и других районах.

Достаточно резкие изменения в составе карбонатных пород произошли на границе протерозоя–фанерозоя. Прежде всего резко сократилось образование магнезиальных разностей, причем, подобное замещение доломитов известняками продолжалось, с некоторыми отклонениями и

возвращением образования доломитов, в течение всего фанерозоя [3], что, как отмечено выше, было установлено еще в начале двадцатого столетия.

Параллельно с изменением состава пород изменялись и области их формирования.

В конце архея, на уровне 2.6 млрд лет, появились первые “гигантские” карбонатные платформы, т.е. достаточно мощные, а главное, значи-

тельные по площади подобного состава [5]. Близкая ситуация сохранялась, видимо, в течение всего протерозоя.

Карбонатонакопление в протерозое осуществлялось, как и в архее, в пределах древних платформенных бассейнов, при этом часть этих толщ в последующие эпохи были существенно переработаны и раздроблены. Что касается состава карбонатных пород, то, как отмечено выше, это были существенно магнезиальные разности — доломиты, магнезиты, причем, количество их было на том же, а может быть, и большем уровне, чем кальциевых разностей — известняков.

Кардинальные изменения произошли на границе венд—кембрий.

Прежде всего появилась скелетная фауна, т.е. сформировался новый чисто биогенный способ выделения в твердую фазу карбонатного вещества в виде скелетных организмов. Во-вторых, появились достаточно убедительные сведения о формировании карбонатных толщ вне платформенных водоемов, а в бассейнах уже, видимо, океанического типа, примером чему могут служить карбонатные, в том числе, рифовые сооружения Алтае-Саянской области. Строго говоря, это объекты, которые интерпретируются как океаны, видимо, представляют собой лишь краевые части древних, ныне исчезнувших океанов — Прото—Панталассы, Палеотетиса, Палеоазиатского и, как часть его, Палеоуральского океанов отечественных авторов [2]. Сами же океаны — это, скорее *terra incognita* точнее, *marine incognita* доюрских бассейнов.

При этом отмечается и достаточно отчетливая эволюция карбонатонакопления как в различных областях океанов, т.е. в палеогеографическом плане, так и по характеру карбонатосядающей биоты — организмов с карбонатной функцией по В.И. Вернадскому.

Во-первых, возник и активно развивался как количественно, так и качественно, механизм чисто биогенного, в виде скелетных остатков организмов, формирования карбонатных осадков. Во-вторых, продолжал существовать микробный способ осаждения, который последовательно, хотя и в определенной степени циклически, сокращался, локализовался в обстановках в той или иной мере аномальных по химизму вод, отличающихся от среднеокеанических, что, в частности, нашло свое отражение в количественном сокращении доломитообразования.

В палеозое основное карбонатонакопление осуществлялось в пределах обширных, в целом, мелководных “шельфовых” морей, покрывавших древние платформы. Так, силурийские моря с карбонатонакоплением покрывали практически весь Североамериканский континент от арктических островов Канады до Мексики, девон-

ские и каменноугольные — Восточно-Европейскую платформу и т.д.

Появились и относительно, подчеркнем, именно относительно последующих уже мезозойских и, тем более, кайнозойских бассейнов, глубоководные океанические области карбонатонакопления, поставщиками карбонатного материала в которые были в значительной степени нектонные организмы. Таковы, например, ортоцеровые известняки верхнего силура Карнийских Альп, лудловские цефалоподовые известняки и петельчатые известняки ордовика Урала, флазерные известняки девона—нижнего карбона Испании, Франции, Центральной Европы, Урала, Казахстана и других районов. Очень важными, а возможно, и основными, поставщиками карбонатного материала эти области были активно плавающие головоногие — гониатиты в палеозое и аммониты в мезозое. Со второй половины мезозоя, а реально, с мелового периода, и в кайнозое резко возросло значение планктонных организмов — птеропод, фораминифер, кокколитофорид и др., и океаническое карбонатонакопление стало преимущественно планктоногенным.

Третьей областью формирования карбонатных отложений были обширные отмели среди океанских просторов, где отлагались мелководные бентоногенные по механизму образования карбонатные отложения. Таковы, например, верхнесилурийско—нижнекаменноугольные отложения Нюрольской и Ханты-Мансийской структурно-фациальных зон Западной Сибири, девонские Алтая и Салаира, палеозоя Устюрта, фамен-турнейские — Казахстанской отмели — микроконтинента в пределах Прото- и Палеотетиса. Наконец, четвертой областью карбонатонакопления были рифы в пределах внутриконтинентальных впадин, по обрамлению наплатформенных мелководных “шельфовых” морей в зоне их перехода в глубоководные собственно океанические пространства, а также отдельные постройки и их группы непосредственно в океанах.

Весьма существенные изменения произошли в мезозое и кайнозое. Резко, если не сказать очень резко, сократилось карбонатонакопление в морях, покрывавших древние и молодые — герцинские платформы. Абсолютно преобладающим способом поставки карбонатного материала стали скелетные остатки бентосных организмов. Исключением был меловый период, когда кокколитофориды были распространены как в океанических, так и в морских бассейнах, и образованные ими отложения мела развиты в пределах водоемов разного тектонического положения, но в зонах, в целом, теплого, реже, видимо, умеренного климата.

Основное же формирование карбонатных осадков сместилось в океаны и краевые моря,

причем, в триасе и юре оно в значительной степени было обусловлено расцветом аммонитов и белемнитов, а позднее определялось развитием планктонных организмов — кокколитофорид, птеропод и различных групп фораминифер.

При этом в существенно меньших масштабах шло формирование карбонатных осадков в пределах внутриокеанических отмелей, которые описываются как изолированные карбонатные платформы. Это Багамы, Сейшелы, Мальдивы, но, видимо, относительно увеличилась доля рифовых карбонатов.

Подобное распределение типов карбонатных отложений указывает не только на определенные изменения механизмов и способов осаждения, но и на эволюцию обстановок карбонатакопления, как геохимических, так и, что следует отметить особо — палеогеографических, а через последнее — косвенно и частично палеотектонических.

Обобщая материалы по распределению типов карбонатных отложений во времени и интерпретируя условия образования тех или иных разновидностей, можно наметить ряд рубежей изменения обстановок их образования, как в геохимическом, так и в палеогеографическом, а отсюда частично и в палеотектоническом плане.

Достаточно многочисленные данные свидетельствуют о существенно кислых средах архея, что в принципе не благоприятно для формирования карбонатных осадков, но способствовало интенсивному химическому выветриванию и, в том числе, переводу железа в растворимую форму, т.е. мобилизации этого элемента и его активной миграции. В конечных же водоемах стока — раннепротерозойских бассейнах ситуация была несколько иная, и в слабокислых средах шло осаждение этого элемента в составе сидерита и сидероплезита. В принципе не столь важно, все ли железо осаждалось в карбонатной форме, и лишь потом часть его окислилась в процессах метаморфизма, или шло параллельное осаждение тех и других форм в разных частях бассейнов. Важно, что, во-первых, общая геохимическая обстановка сменилась с кислой на слабокислую, и, во-вторых, появление в это время свободного кислорода, по крайней мере в водоемах, явление, которое названо великим окислительным событием (GOE) — 2.47–2.32 млрд лет. Итак, первый рубеж в эволюции карбонатакопления — это граница архея–протерозоя — становление слабокислых и окислительных обстановок в водоемах этого периода.

Второй важный рубеж — граница двух ранних периодов протерозоя — сидерия и риациана.

По сведениям М.А. Семихатова и М.Е. Раабен [6, 7] именно в это время в интервале 2.3–2.0 млрд лет произошло первое массовое станов-

ление цианобактериальных сообществ, и, как следствие, активное развитие разнообразных строматолитов. Это привело к интенсивной утилизации CO_2 , и в интервале 2.3–2.1 млрд лет отмечается событие Ломагунди — положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, которое знаменовало массовое поступление кислорода, т.е. становление и стабилизация окислительных обстановок в протерозое. Следствием этого стала быстрая смена кислых или слабо кислых сред архея на существенно щелочные раннего протерозоя, что и обусловило формирование карбонатных отложений уже магнезиального состава. Подобные — щелочные в своей основе — обстановки с теми или иными флуктуациями существовали практически в течение всего протерозоя.

Третий рубеж — граница рифей–венд и особенно венд–кембрий — это распад и резкое сокращение строматолитообразующих сообществ, появление скелетной биоты с карбонатными выделениями в виде внешних и внутренних скелетов. В это время началось вытеснение микробных сообществ в специфические обстановки аридных побережий, литорали, заливов и лагун с отличными от морских условий гидрохимическим режимом, куда и сместилось доломитообразование при одновременном его сокращении.

Одновременно с изменением геохимических обстановок произошли важные палеотектонические, а отсюда и палеогеографические изменения — появление океанов и смещение туда хотя бы частично, формирования карбонатных отложений.

При этом окончательно сформировались отмеченные выше области карбонатакопления. Это обширные шельфы палеозоя, которые, видимо, превалировали в общем балансе карбонатакопления; изолированные карбонатные платформы в океанах с бентоногенным формированием карбонатных осадков, рифы двух типов — обрамляющие шельфовые зоны на границе последних с более глубоководными областями океанов, и одиночные, относительно симметричные в сечении, в глубоководных зонах.

Четвертый, видимо, менее значимый рубеж — это граница палеозоя и мезозоя — существенное углубление океанов, возрастание роли nektonных организмов в генерации карбонатного материала и образование глубоководных карбонатных осадков.

Наконец, пятый рубеж приходится на начало мелового периода, когда резко возросло значение планктоногенных карбонатных осадков в океаническом секторе Земного шара. Одновременно существенно сократилось шельфовое (исключая собственно меловой период) карбонатакопление, и, видимо, мелководное бентоногенное на отмельных участках океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергман И.А. Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрия // Минеральное сырье. 2019. № 28. 323 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.М., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
3. Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
4. Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки архея–протерозоя // ДАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 401–405.
5. Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 507–531.
6. Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественные исследования). М.: Наука, 1993. 144 с.
7. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии. Статья 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993. Т. 1. № 2. С. 3–12.
8. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996. Т. 4. № 1. С. 6–20.

DIRECTIONALITY AND PHASING OF CARBONATE ACCUMULATION IN THE EARTH HISTORY

V. G. Kuznetsov^{a,b,#}^aGubkin National University of Oil and Gas, Moscow, Russian Federation^bOil and Gas Institute, Moscow, Russian Federation[#]e-mail: vgkuz@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS A.N. Dmitrievskiy January 26, 2023

In the geological history of the Earth, there has been a significant change in the composition and areas of formation of carbonate deposits, which reflects the general evolution of methods, paleogeographic and geochemical settings during this time, and different stages in this evolution. At the Archean-Proterozoic boundary, acidic conditions in impounded bodies changed to moderately acidic, which is seen in the appearance of iron carbonates. The second frontier is the Siderian-Rhyacian boundary, when intensive assimilation of CO₂ led to the formation of alkaline conditions in impounded bodies and the accumulation of magnesian carbonates. Carbonate accumulation itself occurred in the impounded bodies of continental block. The third milestone is the Vendian-Cambrian boundary, when skeletal fauna appeared, and carbonate accumulation became largely biogenic. Along with the basins of the continental block, there were new oceanic areas of formation of carbonate sediments, where the skeletons of nekton organisms became a significant supplier of material. The fourth boundary – Paleozoic-Mesozoic one – was the beginning of the accumulation of the proper oceanic deep-water carbonate sediments. The fifth milestone is associated with the Cretaceous period, when oceanic carbonate accumulation sharply increased due to planktonic organisms.

Keywords: carbonate rocks, areas of carbonate accumulation, geochemical settings, biogenic and microbial processes

УДК 551.332.26:551.7(571.6)

МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ОЗЕРНЫХ ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 2023 г. П. С. Минюк^{1,*}, Д. К. Пожидаева¹, О. Т. Соцкая¹,
член-корреспондент РАН В. В. Акинин¹, М. А. Морозова¹

Поступило 02.02.2023 г.

После доработки 14.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

Представлены результаты исследования озерных осадков Северо-Востока России. Рассмотрены причины аномально высоких значений магнитной восприимчивости в переходных слоях от позднего плейстоцена к голоцену. Магнитная фракция осадков озера Гранд представлена детритовыми титаномagnetитами и magnetитами. В осадках озер Грязевое, Соседнее, Водораздельное, Сапог высокие значения магнитной восприимчивости обусловлены аутигенными сульфидами железа, преимущественно, грейгитом. Полученные данные не подтверждают известное предположение о наличии импактного события на границе плейстоцена и голоцена.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, озерные осадки, Северо-Восток России, магнито-минералогические данные, сульфиды железа, грейгит

DOI: 10.31857/S2686739723600182, **EDN:** UKKFMJ

Для терминального плейстоцена характерно несколько чередующихся теплых и холодных климатических событий. В конце ледникового периода около 14.7 тыс. кал. лет назад началось потепление, получившее название Беллинг-Аллеред. Нижняя граница этого события (14.7 тыс. кал лет) совпадает с границей морских изотопных стадий (МИС) 1 и 2, широко используемых в стратиграфии плейстоцена и голоцена. Это потепление сменилось кратковременным периодом холодного климата, названным поздний дриас (11.7–12.9 тыс. кал. лет). По окончании этого события, на уровне 11.7 тыс кал. лет, проводится граница плейстоцена и голоцена [1, 2]. В этой связи голоцен и МИС 1 имеют разные возрастные объемы.

Климатическая перестройка в конце плейстоцена носила глобальный характер. Названные кратковременные климатические события выделяются во многих регионах мира, однако не повсеместно. В одних районах не диагностируется Беллинг-Аллеред [3], в других — поздний дриас [4]. Радиоуглеродные датировки часто являются

определяющими для идентификации климатических событий этого временного интервала.

В 2007 г. появилась работа Файестоуна и соавт. [5], в которой утверждалось, что похолодание в позднем дриасе обусловлено внеземным импактным событием. В пользу этого предположения приводились находки в разрезах пограничных слоев Северной и Южной Америки, Европы, Азии магнитных частиц с включением иридия, магнитных микросферул, стеклообразных частиц углерода, включающих наноалмазы, элементов группы платиноидов и др. Слои, обогащенные магнитными сферулами, выделяются по высоким значениям магнитной восприимчивости [6]. Доводы за и против импактной природы позднего дриаса изложены в обзорных публикациях [7, 8].

На Северо-Востоке России многие озера имеют ледниковое происхождение и образованы в конце плейстоцена. Осадки этих озер несут информацию об изменениях природной среды в переходный период от позднего плейстоцена к голоцену, включая временной интервал, соответствующий событиям Беллинг-Аллеред и поздний дриас. Во многих изученных озерных разрезах вблизи границы плейстоцена и голоцена выделяются слои с аномально высокими величинами магнитной восприимчивости. Выяснение причин, обусловивших повышенные значения магнитных характеристик и их связи с импактным событием, является целью настоящих исследова-

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Магадан, Россия

*E-mail: minyuk@neisri.ru



Рис. 1. Местоположение объектов исследования.

ний. Проведение детальных магнито-минералогических исследований стимулировали находки магнитных сферул в магнитных фракциях из склоновых отложений вблизи озер.

Объектами исследований являются озера Грязевое, Гранд, Соседнее, Водораздельное, Сапог, расположенные в Сусуманском, Ягодинском и Хасынском округах Магаданской области (рис. 1). Озера имеют ледниковое происхождение и находятся в зоне распространения вулканогенных и осадочных пород юрского и мелового возраста, а также плейстоценовых ледниковых образований.

Бурение озер проводилось с использованием пробоотборника Ливингстона [9]. Керна осадков исследованы различными методами, включая оптический, петромагнитный, минералогический в СВ ЦКП СВКНИИ ДВО РАН. Для возрастной привязки разрезов использованы данные радиоуглеродного датирования (оз. Гранд, Грязевое), а также материалы палинологического (оз. Гранд, Грязевое, Водораздельное, Сапог) и диатомового (оз. Гранд, Грязевое) анализов.

Измерения магнитной восприимчивости (МВ) осадков и исследование ее при высоких температурах выполнены на многофункциональном каппаметре MFK 1FA с термоприставкой CS3 ("AGICO Ltd"). Прогрев производился в воздушной и аргоновой средах. Гистерезисные параметры, включая остаточную намагничен-

ность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивную намагниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_c), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}) измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [10]. Измерения J_i в процессе нагрева выполнены на магнитных весах Кюри [10].

Исследования элементного состава магнитной фракции проведены методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (ЭДС) на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 с ЭДС-детекторами AXS XFlash фирмы "Bruker" и системой рентгеновского микроанализа Quantax Esprite 1.9.

Оз. Гранд входит в группу Эликчанских озер, расположенных на водоразделе Арктического и Тихоокеанского бассейнов (151°53' в.д., 60°44' с.ш.). В озере на различных глубинах пробурена серия скважин. Отложения скважины Гр-15 представлены в верхней части массивными оливково-серыми органогенными алевритами, которые вниз по разрезу сменяются слоистыми сизовато-серыми алевритами. (рис. 2). Детально исследована магнитная фракция из пограничных отложений между плейстоценом и голоценом с уровня 323–324 см, где величины МВ максимальные и достигают $1.341 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ (рис. 2).

Магнитная фракция сильномагнитных осадков сложена титаномагнетитами с содержанием титана от 0.5 до 13.7 мас. % (среднее 7.7 мас. %) (рис. 3 д). По облику зерен, минеральному составу она не отличается от магнитных фракций других уровней осадочного чехла озера, исследованных по разрезам соседних скважин, а также от магнитных фракций, экстрагированных из делювиальных отложений [11]. Судя по отношениям J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c , магнитные частицы являются преимущественно многодоменными (рис. 4 в). Согласно данным термомагнитного анализа Точки Кюри титаномагнетитов составляют около 530°C (рис. 4 а). Магнитных сферул во фракциях не обнаружено. Источником титаномагнетитов являются окружающие озеро вулканогенные породы мелового возраста. Для оз. Гранд осадки холодных климатических стадий менее магнитные, чем осадки, сформированные в периоды теплого климата [11]. В голоцене в бассейне озера доминировало биогенное осадконакопление, детритовый материал разбавлен органическим веществом и биогенным кремнеземом, приводящие к занижению магнитной восприимчивости. Исследованный пик магнитной восприимчивости маркирует начало теплого периода, когда вклад биогенного накопления в бассейне был еще незначительным, однако эрозия и снос с прилегающих сопков уже активизировались (рис. 2).

Оз. Грязевое (неформальное название) расположено в небольшой седловине вблизи посел-

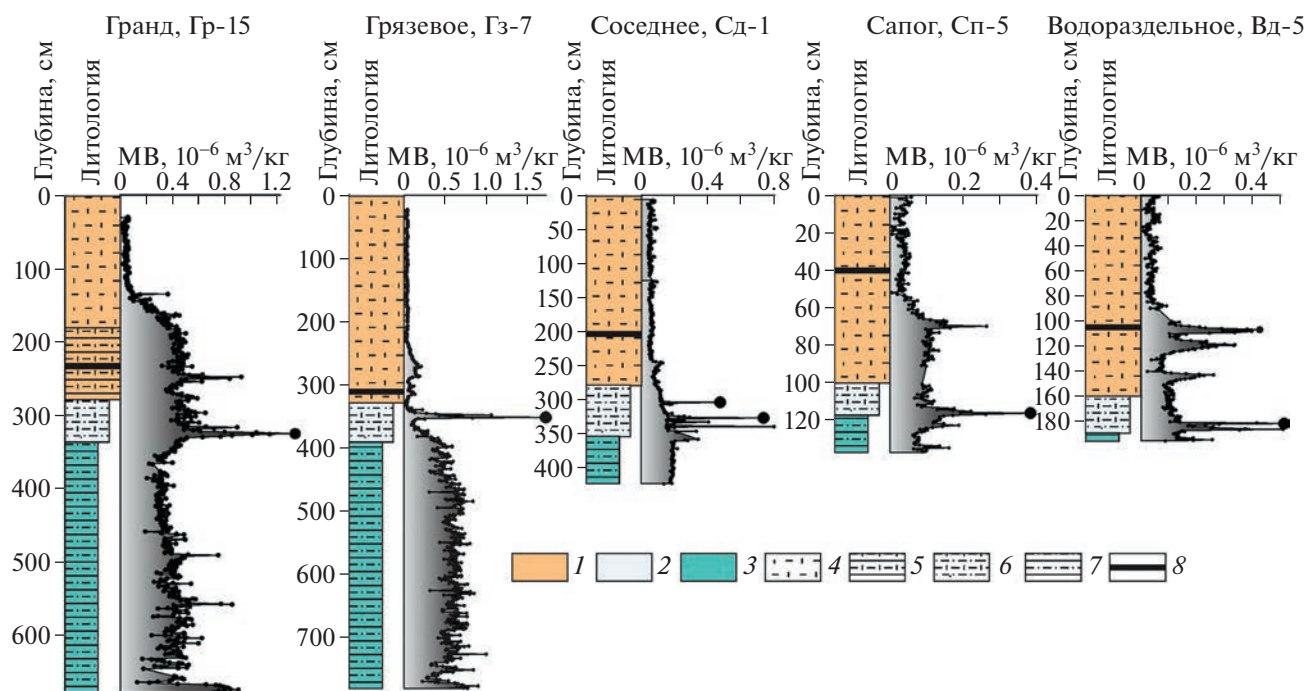


Рис. 2. Магнито-литологическая характеристика озерных осадков: 1 — голоценовые осадки; 2 — позднелейстоценовые осадки; 3 — переходные слои; 4 — органогенный массивный алевроит; 5 — органогенный слоистый алевроит; 6 — органогенный неяснослоистый алевроит; 7 — слоистый алевроит; 8 — тефра. Большим кружком обозначены уровни исследований магнитных фракций.

ка Талая ($61^{\circ}08'21.18''$ с.ш., $152^{\circ}19'57.22''$ в.д.) (рис. 1). В семи пробуренных скважинах разрезы однотипные — верхняя часть сложена массивными органо-генными оливково-серыми алевроитами, которые подстилаются слоистыми сизовато-серыми алевроитами (рис. 2). По данным радиоуглеродного датирования и диатомового анализа осадки сформированы в конце плейстоцена — голоцене [12]. Спорово-пыльцевые спектры переходных слоев отражают направленные изменения климата от холодных к теплым условиям. Интервал с максимальными значениями магнитной восприимчивости, достигающими значения 1.72×10^{-6} м³/кг, исследован в переходных слоях скв. Гз-7 в интервале глубин 344–352 см. (рис. 2).

В магнитном экстракте установлено несколько минеральных фаз: 1) обломочные малотитанистые титаномagnetиты с содержанием титана от 0.5 до 7.9 мас. % (среднее 3.62 мас. %) и точками Кюри $\sim 555^{\circ}\text{C}$; 2) обломочные зерна сфалерита; 3) аутигенные скопления сульфидов, в основном, фрамбоидально-игольчатой формы грейгит-пирротинового состава (рис. 3 е). Аутигенный игольчатый пирротин отмечался ранее в морских осадках (рис. 3 ж) [13]. Состояние магнитных частиц фракции однодоменное: $J_{rs}/J_s = 0.52$, $B_{cr}/B_c = 1.43$ (рис. 4 и).

Грейгит диагностируется на кривых термомагнитного анализа по спаду МВ и J_i при температу-

ре около $400\text{--}420^{\circ}\text{C}$ (рис. 4 ж, з) [14, 15]. Рост магнитной восприимчивости около 220°C , вероятно, обусловлен трансформацией гидроксидов железа в окисные формы, возможно, магнетит (маггемит), хотя не исключено, что характерный горб МВ при температурах $250\text{--}280^{\circ}\text{C}$ является пиком Гопкинсона грейгита [15]. По данным энергодисперсионного микроанализа состав некоторых частиц может соответствовать пирротину, однако на кривых нагрева спада МВ около точки Кюри моноклинного пирротина (320°C) не наблюдается. Этот минерал образуется в процессе нагрева образцов в воздушной среде, вследствие разложения пирита, и диагностируется на кривых остывания (рис. 4 ж). Осадки оз. Грязевое на других уровнях включают немагнитные сульфиды железа, представленные фрамбоидальным пиритом (рис. 3 з).

Оз. Соседнее находится на юго-западном берегу озера Джека Лондона, в устье руч. Неведомый ($62^{\circ}3'29''$ с.ш., $149^{\circ}31'22''$ в.д.) (рис. 1). В озере пробурено 3 скважины (Сд-1, 2, 4). Мощность осадков самой длинной колонки (Сд-1) составляет 424 см. В верхней части разреза скважины Сд-1 установлены оливково-серые неслоистые органо-генные алевроиты с прослоем тефры на глубине 201–202 см, которые вниз по колонке сменяются тонкослоистыми сизо-серыми алевроитами (рис. 2).

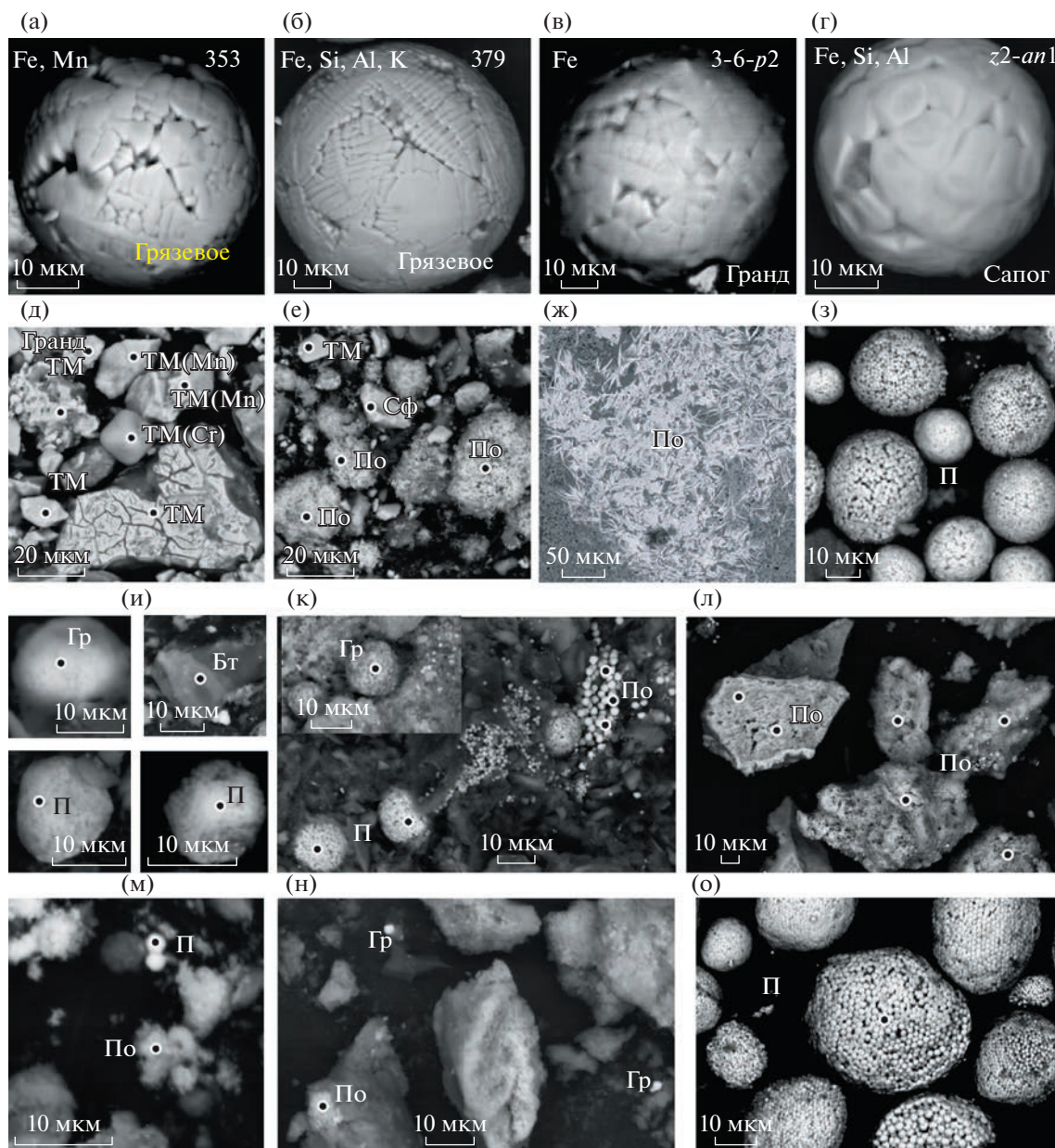


Рис. 3. Микрофотографии магнитных фракций, изображения в обратно-рассеянных электронах: магнитные сферулы из делювия (а–г); магнитные фракции осадков оз. Гранд (д), оз. Грязевое (е); аутигенный игольчатый пирротин (ж) [13]; пиритовые фрамбоиды оз. Грязевое (з); магнитная фракция оз. Сосудне (и), оз. Сапог (к, л), оз. Водораздельное (м, н); пиритовые фрамбоиды оз. Водораздельное (о). М – магнетит, ТМ – титаномагнетит, ТМ(Мn), ТМ(Сr) – титаномагнетит с марганцем, хромом, Gr – грейгит, П – пирит, По – пирротин, Сф – сфалерит, Бт – биотит.

Осадки оз. Сосудне, по данным радиоуглеродного датирования и палинологического анализа, сформированы в конце позднего плейстоцена-голоцене [16].

Магнитная фракция отсепарирована из сильномагнитных прослоев с глубин 304, 307 см. Кривые термомагнитного анализа $J_l(T)$ идентичные (показан образец с гл 304, рис. 4 д). На них отчетливо выделяются магнитные фазы, соответствующие гидроксидам железа, грейгиту и магнетиту

(титаномагнетиту). Судя по отношениям J_{rs}/J_s (0.50) и B_{cr}/B_c (1.48) магнитные частицы однодоменные (рис. 4 е). По данным ЭДС во фракции установлены фрамбоидальные сульфиды железа (рис. 3 и), которые по составу близки к пириту и грейгиту. Среди других минералов отмечены многочисленные зерна биотита. В процессе нагрева образцов в воздушной среде вследствие температурного разложения пирита образуется пирротин (рис. 4 г).

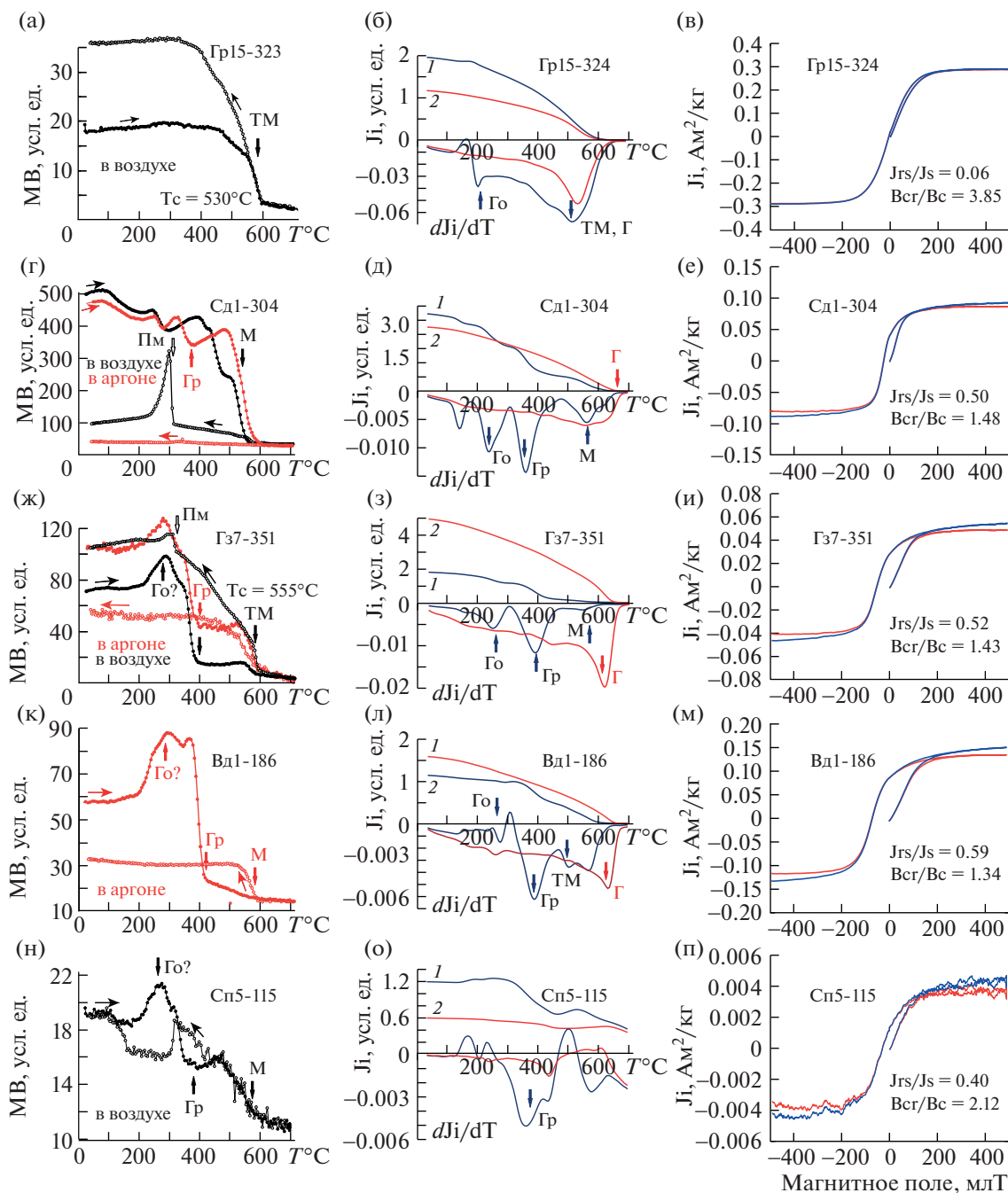


Рис. 4. Термомагнитные и гистерезисные данные магнитных фракций: (а, г, ж, к, н) — кривые термокаппетрии; (б, д, з, л, о) — кривые термомагнитного дифференциального анализа, 1(2) — кривые первого (второго) нагрева; (в, е, и, м, п) — гистерезисные петли, красным цветом обозначены петли после корректировки на парамагнитную составляющую. М — магнетит, ТМ — титаномagnetит, Го — гидроокислы железа, Гр — грейгит, Г — гематит, Пм — моноклинный пирротин.

Оз. Сапог (неформальное название) расположено в области распространения ледниковых отложений вблизи крупного озера Малый (63°29'9" с.ш., 147°50'41" в.д.) (рис. 1). Мощность осадков озера, по данным бурения 5 скважин, составляет менее двух метров. Отложения, вскрытые скв. Сп-5, сложены в верхней части темно-се-

рыми неслоистыми органогенными алевроитами с включениями тефры на гл. 40.5 см, которые вниз по разрезу сменяются слоистыми, сизовато-серыми алевроитами (рис. 2). Смена спорово-пыльцевых спектров отмечена в интервале глубин 100–117 см.

Магнитная фракция осадков с глубины 116–116.5 см, имеющих повышенные значения МВ,

представлена преимущественно сульфидами железа разного состава и строения. Фрамбоидальные сферулы сложены пиритом и грейгитом, мелкие образования размером 1–2 мкм по составу ближе к пирротинам (рис. 3 к, л). Во фракции отмечены угловатой формы скопления, состоящие из Fe (среднее 44.33 мас. %), S (среднее 4.32 мас. %), Mn (среднее 2.53 мас. %), O (средне 26.13 мас. %). Марганец во фрамбоидах не отмечен. Возможно, эти агрегаты связаны с гидроксидами железа. Магнитные частицы фракции однодоменные (рис. 4 п). На кривых терромагнитного анализа, полученных в процессе нагрева, наблюдается основной спад MB и J_i около 400°C, обусловленный грейгитом (рис. 4 н, о). Характерный рост MB в процессе нагрева, возможно связанный с гидроксидами железа, начинается при температуре около 200°C (рис. 4 н).

Оз. *Водораздельное* находится на водоразделе между крупными озерами Близнецы и Момонтай (63°44'8" с.ш., 148°13'4" в.д.) в области распространения ледниковых отложений (рис. 1). В скважине ВД-1, пробуренной из центральной части озера, установлены в верхней части темно-серые неслоистые органогенные алевроиты с прослоем тефры на глубине 107–108 см, которые постепенно сменяются на сизовато-серые неясно-слоистые алевроиты с дрсевой в основании (рис. 2).

В магнитной фракции, отсепарированной из осадков с высокими значениями MB (гл. 186 см), по данным ЭДС диагностированы фрамбоидальные сульфиды железа, близкие по составу к пириту и грейгиту (рис. 3 м, н). Отношение Fe:S в них составляет 0.9 и 1.1–1.3 соответственно. Пирит фрамбоидальной формы отмечен на других уровнях (рис. 3 о). Часть сульфидных зерен показывают высокие содержания Fe (до 52 мас. %), кислорода (до 26 мас. %), однако низкие содержания серы (14.1–27.2 мас. %), с примесью кремния (до 5.3 мас. %) и алюминия (до 3.5 мас. %). Магнитные частицы однодоменные, с высоким отношением J_{rs}/J_s (0.59) и низким значением B_{cr}/B_c (1.34) (рис. 4 м). На кривых MB(T) выявлен рост магнитной восприимчивости при температуре около 210°C и резкий спад около 400°C, который связывается с разрушением грейгита (рис. 4 к). Грейгит также диагностируется на дифференциальных кривых терромагнитного анализа (рис. 4 л).

Таким образом, наши данные не подтверждают импактный генезис осадков на границе плейстоцена и голоцена. Для импактных отложений характерны элементы платиновой группы, включения угольков, сажи, наномалмазов, силикатных и железосодержащих сферул с дендритной поверхностью [6, 8]. Из перечисленных индикаторов железосодержащие сферулы могут влиять на магнитные свойства осадков.

Повышенные значения магнитной восприимчивости в переходных слоях между плейстоценом и голоценом обусловлены детритовыми титаномагнетитами и магнетитами в осадках оз. Гранд и аутигенными сульфидами железа в осадках озер Грязевое, Водораздельное, Сапог, Соседнее. Среди сульфидов отмечены пирит и грейгит фрамбоидальной формы, а также игольчатые скопления, близкие по составу к пирротину. На кривых терромагнитного анализа точек Кюри моноклинного пирротина не отмечено. Магнитных сферул в отсепарированных фракциях не обнаружено, хотя они найдены в магнитных фракциях из склоновых отложений, опробованных вблизи озер (рис. 3 а–г). В сферулах доминирует железо, некоторые из них включают примесь Si, Al, Mn, Ti. Предполагается вулканогенное происхождение сферул [17, 18].

В озерных осадках повышенные скопления магнитных сульфидов выявлены приблизительно на одном стратиграфическом уровне в пограничных слоях между плейстоценом и голоценом. По палинологическим данным для этого интервала установлена перестройка растительного покрова вблизи озер, вызванная потеплением климата. В озерных бассейнах произошла смена условий седиментации от аноксидных позднего плейстоцена до окислительных в голоцене. В начале голоценового потепления в водные бассейны поступало больше органического вещества, выделяя сероводород при разложении, который, взаимодействуя с растворенным железом, мог образовывать сульфиды [13].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00444.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500 // Quaternary International. 2019. V. 500. P. 20–31.
2. Walker M., Head M.J., Bercklehammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // Episodes. 2018. V. 41. № 4. P. 213–223.
3. Liu X., Colman S.M., Brown E.T., Henderson A.C. G., Werne J.P., Holmes J.A. Abrupt deglaciation on the northeastern Tibetan Plateau: evidence from Lake Qinghai // Journal of Paleolimnology. 2014. V. 51. P. 223–240.
4. Kokorowski H.D., Anderson P.M., Mock C.J., Loshkin A.V. A re-evaluation and spatial analysis of evidence

- for a Younger Dryas climatic reversal in Beringia // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1710–1722.
5. Firestone R.B., West A., Kennett J.P., Becker L., Bunch T.E., Revay Z.S., Schultz P.H., Belgya T., Kennett D.J., Erlandson J.M., Dickenson O.J., Goodyear A.C., Harris R.S., Howard G.A., Kloosterman J.B., Lechler P., Mayewski P.A., Montgomery J., Poreda R., Darrah T., Hee S.S.Q., Smith A.R., Stich A., Topping W., Wittke J.H., Wolbach W.S. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling // *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 2007. V. 104. № 41. P. 16016–16021.
 6. Ardelean C.F., Israde-Alcántara I., González-Hernández R., Arroyo-Cabres J., Solís-Rosales C., Rodríguez-Ceja M., Pears B.R., Watling J., Macías-Quintero J.I., Ocampo-Díaz Y.Z.E. The Younger Dryas black mat from Ojo de Agua, a geoarchaeological site in Northeastern Zacatecas, Mexico // *Quaternary International*. 2018. V. 463. P. 140–152.
 7. Pinter N., Scott A.C., Daulton T.L., Podoll A., Koeberl C., Anderson R.S., Ishman S.E. The Younger Dryas impact hypothesis: A requiem // *Earth-Science Reviews*. 2011. V. 106. P. 247–264.
 8. Sweatman M.B. The Younger Dryas impact hypothesis: Review of the impact evidence // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 218. 103677.
 9. Wright Jr.E., Mann D.H., Glaser P.H. Piston corers for peat and lake sediments // *Ecology*. 1984. V. 65. P. 657–659.
 10. Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Ред. В.П. Боронин. Казань: изд-во Казан. ун-та, 1986. 167 с.
 11. Minyuk P., Subbotnikova T. Rock magnetic properties of Grand Lake sediments as evidence of environmental changes during the last 60000 years in North-East Russia // *Boreas*. 2021. <https://doi.org/10.1111/bor.12546>
 12. Черепанова М.В., Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С. Реакция диатомовых водорослей озера Грязевое (Магаданская область) на изменения окружающей среды северного Приохотья в позднем плейстоцене-голоцене // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2022. № 3. Вып. 55. С. 70–86.
 13. Roberts A.P. Magnetic mineral diagenesis // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 151. P. 1–47.
 14. Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П. Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 4. С. 601–614.
 15. Roberts A.P., Chang L.A., Rowan C.J., Horng C.S., Florindo F. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update // *Reviews of Geophysics*. 2011. V. 49. RG1002. <https://doi.org/10.1029/2010RG000336>
 16. Lozhkin A.V., Anderson P.M., Eisner W.R., Ravako L.G., Hopkins D.M., Brubaker L.B., Colinvaux P.A., Miller M.C. Late Quaternary lacustrine pollen records from southwestern Beringia // *Quaternary Research*. 1993. V. 39. P. 314–324.
 17. Хенкина С.Б. Продукты ликвации в породах мелового-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и особенности их металлоносности // *ДАН СССР*. 1978. Т. 238. № 2. С. 433–436.
 18. Bunch T.E., Hermes R.E., Moore A.M.T., Kennett D.J., Weaver J.C., Wittke J.H., DeCarli P.S., Bischoff J.L., Hillman G.C., Howard G.A., Kimbel D.R., Kletetschka G., Lipo C.P., Sakai S., Revay Z., West A., Firestone R.B., Kennett J. P. Very high-temperature impact melt products as evidence for cosmic airbursts and impacts 12,900 years ago // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2012. V. 109. № 28. E1903–E1912.

MAGNETO-MINERALOGICAL ANOMALIES AT THE PLEISTOCENE-HOLOCENE BOUNDARY IN LAKE SEDIMENTS OF NORTHEASTERN RUSSIA

P. S. Minyuk^{a, #}, D. K. Pozhidaeva^a, O. T. Sotskaya^a,
Correspondent Member of the RAS V. V. Akinin^a, and M. A. Morozova^a

^aN.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far-Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation

[#]E-mail: minyuk@neisri.ru

The results of the study of lake sediments in the North-East of Russia are presented. The reasons for the abnormally high values of magnetic susceptibility in the transition layers from the Late Pleistocene to the Holocene are considered. The magnetic fraction of Lake Grand sediments is represented by detrital titanomagnetites and magnetites. In the sediments of the Gryazevoe, Sosednee, Vodorazdelnoye, and Sapog lakes, high values of magnetic susceptibility are due to autigenic iron sulfides, mainly greigite. The data obtained do not confirm the well-known assumption about the presence of an impact event at the boundary of the Pleistocene and Holocene.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, lake sediments, North-East of Russia, magnetic susceptibility, iron sulfides, greigite

УДК 551.89

НОВЫЕ ДАННЫЕ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЛЕДОВ КРУПНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА: ОЛЕДЕНЕНИЙ, ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР И ИХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СПУСКОВ НА АЛТАЕ (ГОРЫ ЮГА СИБИРИ)

© 2023 г. А. Р. Агатова^{1,2,*}, Р. К. Непоп^{1,2}, П. Моска³, член-корреспондент РАН Б. Л. Никитенко⁴,
М. А. Бронникова⁵, А. Н. Жданова¹, Э. П. Зазовская⁵, Н. В. Карпухина⁵, О. Б. Кузьмина⁴,
А. Р. Непоп⁶, И. Ю. Овчинников¹, А. В. Петрожицкий^{7,8}, О. Н. Успенская⁹

Поступило 17.01.2023 г.
После доработки 02.02.2023 г.
Принято к публикации 07.02.2023 г.

Применение комплекса геолого-геоморфологических и геохронологических (^{14}C , OSL) методов позволило установить, что горное обрамление Чуйской впадины Русского Алтая подвергалось оледенению уже в среднем плейстоцене — около 160–180 тыс. л.н. (МИС 6), однако ледниково-подпрудный водоем, оставивший максимально высокие (до 2100 м н.у.м.) береговые линии на склонах Чуйской и Курайской впадин, существовал не ранее 90–80 тыс. л.н., т.е. в позднем плейстоцене. Этот хронологический рубеж ограничивает участие катастрофических спусков наиболее крупных озер в формировании ининской толщи в долинах Чуи и Катунь. Подтверждено существование крупного, с уровнем не ниже 1730 м н.у.м., ледниково-подпрудного озера в МИС 2 в Курайской впадине, спущенного не позднее 16 тыс. л.н., и синхронное его спуску начало накопления дилuviально-озерных циклитов около 17–16 тыс. л.н. в устье Ини. Установлено, что аккумуляция сальджарской толщи в долине Катунь между устьями Чуи и Семы происходила длительно, в течение всей МИС 2, в результате не только паводковых, но и постепенных гидрологических процессов. Необходимо пересмотр принятой СибРМСК в 2018 г. концепции, предполагающей отсутствие ледниково-подпрудных озер во впадинах Русского Алтая в МИС 2 и формирование катафлювиальных ининской и сальджарской толщ, а также сложенных ими высоких и средних террас в долинах рек Чуи и Катунь ранее 90 тыс. л.н.

Ключевые слова: оледенения, ледниково-подпрудные озера, катастрофические спуски, сальджарская толща, ининская толща, плейстоцен, стратиграфия, Русский Алтай

DOI: 10.31857/S2686739723600108, **EDN:** UKENUU

Потоки пресной воды, возникавшие в эпохи ледниково-подпрудных озер в высокогорных впадинах Русского Алтая, относят к одним из наиболее

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева

Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия

³Силезский технологический университет, Гливице, Польша

⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука

Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁵Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

⁶Московский физико-технический институт, Москва, Россия

⁷Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁸Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁹Всероссийский научно-исследовательский институт овощеводства
Российской академии сельскохозяйственных наук, Москва, Россия

*E-mail: agat@igm.nsc.ru

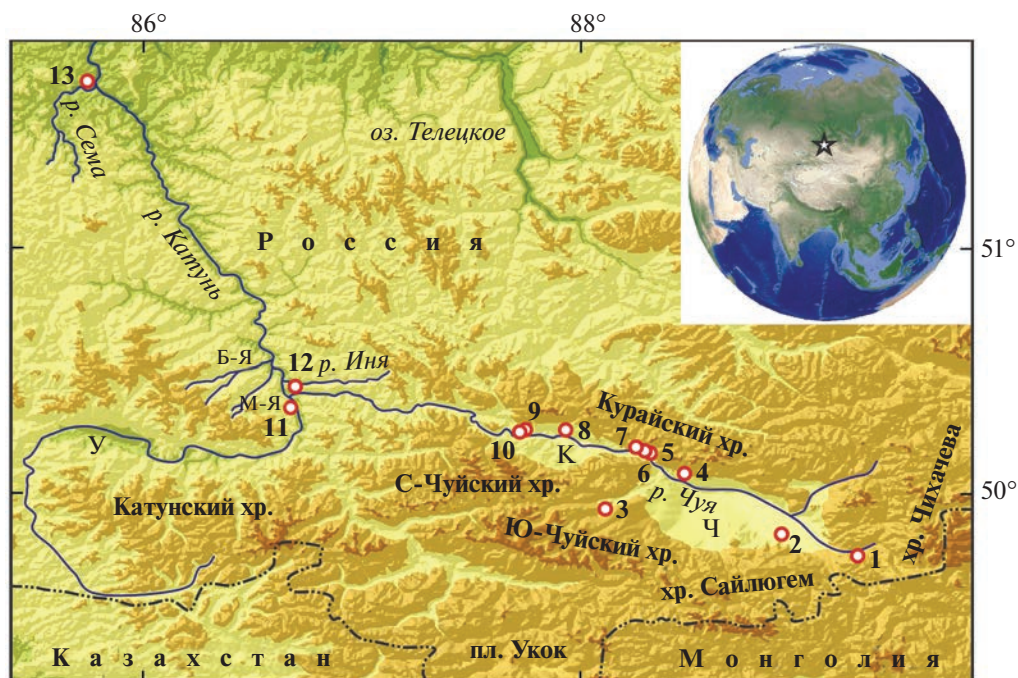


Рис. 1. Положение изученных разрезов в бассейнах рек Чуя и Катунь Русского Алтая.

мощных на Земле. Несмотря на большой массив ^{14}C -, ^{10}Be -, OSL- и IR-SL-дат ледниковых, озерных и паводковых отложений хронология событий плейстоцена Русского Алтая остается дискуссионной. Существуют следующие основные альтернативные представления о масштабах и времени формирования ледников, ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков: 1) наиболее мощные спуски озер Курайской и Чуйской впадин произошли в конце позднего плейстоцена в течение морской изотопной стадии (МИС) 2, что определялось максимальной за плейстоцен площадью оледенения в этот период [1, 2]; 2) основные паводки произошли в начале позднего плейстоцена в МИС 5 либо даже в МИС 6 среднего плейстоцена в ходе максимального оледенения, тогда как в МИС 2 ледниково-подпрудные озера в Чуйской и Курайской впадинах не формировались вследствие долинно-карового характера ледников [3], либо в устье Курайской впадины в МИС 2 существовало лишь небольшое, не дававшее паводков озеро, подпруженное крупным ледником [4, 5]; 3) формирование озер и их катастрофические спуски происходили в разные эпохи позднего плейстоцена, последнее относительно крупное ледниково-подпрудное озеро в Курайской впадине существовало в МИС 2 и катастрофически спустилось в период около 19–16 тыс. л.н. [6, 7]. Различные представления о возрасте и масштабах оледенений и гляциогенных паводков обусловили отличия в реконструкциях возраста и генезиса ининской и сальджарской

толщ, слагающих соответственно высокие и средние террасы в долинах Чуи и Катунь: формирование обеих толщ связывают с паводками в МИС 2 [1, 2] либо разделяют их по возрасту и ограничивают формирование даже более молодой сальджарской толщи верхним рубежом 90 тыс. лет (МИС 5) [4]. Таким образом, решение многих спорных вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Алтая по-прежнему актуально.

В настоящей работе хронологические реконструкции оледенений, ледниково-подпрудных озер и гляциогенных паводков Русского Алтая выполнены на основе изучения 13 разрезов от Чуйской впадины до устья р. Сема (рис. 1). Применяли комплекс методов: геоморфологический, литологический, гранулометрический, рентгенофазовый, морфоскопический анализ кварцевых зерен, микроморфологический, микрофаунистический, палинологический, комплексный групповой биоанализ, а также методы абсолютной геохронологии. OSL- и IR-SL-датирование выполнено в Силезском технологическом университете, Польша; ^{14}C LSC-анализ — в ИГМ СО РАН и ИГ РАН, ^{14}C AMS — в ИГ РАН и ИАЭТ СО РАН (пробоподготовка, изготовление графитовых мишеней для дат IGAN_{AMS} и GV соответственно) и университете Джорджии, США, и НГУ (измерение для дат IGAN_{AMS} и GV соответственно). ^{14}C -даты приведены калиброванными (2σ) в программе CALIB Rev 8.2 (<http://calib.org>).

Проведенное исследование впервые позволило установить возраст наиболее высоких (2100–1945 м н.у.м.) озерных террас в Чуйской впадине, датировать современными методами основание гляциальной толщи разреза Чаган — ключевого для определения количества и возраста оледенений Русского Алтая, обосновать существование ледниково-подпрудного озера в течение всей МИС 2 в Курайской впадине и впервые выделить в его отложениях две ассоциации остракод, установить возраст и различный генезис отложений средних террас в верхнем течении Катунь, а также в устьях ее притоков Ини и Семы.

Для реконструкции времени существования наиболее крупного — с уровнем до 2100 м н.у.м., вероятно, единого для Курайской и Чуйской впадин палеоводоёма ключевым послужил разрез отложений озерной террасы на левобережье р. Юстыд в восточной части Чуйской впадины (разрез 1 на рис. 1). Ряд наклонных террас до отметки 2100 м выработан здесь озером в делювии скального склона, однако у его подножия (2055 м н.у.м.) терраса имеет более сложное строение. В береговом обрыве высотой 7–8 м вскрыты (снизу вверх) делювиально-коллювиальные и аллювиальные отложения, перекрытые горизонтом валунного перлювия — перекрытой озером морены. OSL-даты 85.1 ± 5.8 ka GdTL-3903 и 81.8 ± 5.9 ka GdTL-3904 линз песка в аллювии показывают, что ледниково-подпрудный водоем, оставивший максимально высокие береговые линии на склонах Чуйской впадины, существовал не ранее 90–80 тыс. л.н., т.е. в позднем, а не среднем плейстоцене. В то же время сам факт существования оледенения ЮВ-Алтая в МИС 6 среднего плейстоцена подтвердили три совпавшие OSL-даты 169.1 ± 8.9 ka GdTL-3902, 168.3 ± 9.1 ka GdTL-3900 и 166.0 ± 9.2 ka GdTL-3901 косослоистых песков в подошве мощной (до 45 м) линзы озерных отложений в основании ледниковой толщи опорного разреза Чаган в юго-западной части Чуйской впадины (разрез 3, рис. 1). Эти даты позволили также уточнить магнитостратиграфию ледниковых отложений Алтая: установлено значительно более позднее начало эпизода аномалии геомагнитного поля — события Чаган, возраст которого в 70-х годах прошлого века был условно определен около 266 ± 30 тыс. л.н. на основе единичной TL-даты [8].

Верхней хронологической границей формирования высоких озерных террас в Чуйской впадине стала наиболее древняя из ^{14}C -дат многослойных кутан (пленок) на обломках пород в террасированном озером пролювии у подножия Курайского хребта на высоте 1945 м н.у.м. (разрез 4, рис. 1) — 26351 ± 254 cal BP IGAN_{AMS} 7059. Она получена по углероду карбонатов спаритового слоя, первым образовавшегося на обломках в ходе почвообразования после спуска либо сниже-

ния уровня озера ниже 1945 м. Присутствие древнего литогенного углерода в образце могло привести к удревнению даты, и ее можно трактовать только как опорный возрастной репер начала почвообразования. Таким образом, самые верхние (2100–1945 м) озерные террасы сформировались в Чуйской и, вероятно, Курайской впадинах между 90–80 и ~26 тыс. л.н. Соответственно, в случае быстрого спуска озера (озер) с такими уровнями катафлювиальные (дилювиальные) отложения в долинах Чуи и Катунь начали накапливаться не ранее 90–80 тыс. л.н. (что не исключает аккумуляцию при прорывах более древних, но более мелких озер и участие аллювиальных процессов в формировании ининской толщи в целом). Эти данные согласуются с OSL- и ^{14}C -датами, фиксирующими существование последнего, более мелкого, катастрофически спущенного ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине между 37 и 11 тыс. л.н. [9]. Нам удалось уточнить его верхний возрастной рубеж: около 14 тыс. л.н. уровень озера, если оно еще существовало в это время, был ниже 1890 м — по бедренным костям скелета *Marmota baibacina*, залегавшего *in situ* в отложениях у подножия хребта Сайлюгем (разрез 2, рис. 1), получены две совпавшие ^{14}C AMS-даты 14174 ± 130 cal BP IGAN_{AMS} 7059 и 14453 ± 369 cal BP GV04026.

Курайская впадина не оставалась сухой в течение всей МИС 2, как полагают [3]: для отложений, слагающих наиболее низкую (1525 м) аккумулятивно-абразионную озерную террасу у подножия форберга Курайского хребта (разрез 8 на рис. 1), получены OSL-даты 25.1 ± 1.7 GdTL-3487 и 19.0 ± 1.3 ka GdTL-3486 с глубин 1.6 и 1.1 м соответственно [10]. Даты маркируют резкие изменения глубины водоема и характера озерного осадконакопления, что подтвердил и анализ остракодовой фауны (рис. 2). Переслаивание глин серых и желтых (2.5–1.6 м, отложения более глубокого озера, испытывавшего колебания уровня) характеризуют моновидовые скопления *Leucocytherella sinensis* Huang (ранее определенные как *Leucocythere* sp. 1 и sp. 2 [11]) (см. рис. 2). Высокую динамику водоема около 25–19 тыс. лет фиксирует толща линзовидного, горизонтально- и косослоистого переслаивания песков, глин с включениями дресвы и обломков коры выветривания по породам форберга (1.6–1 м). Около 19 тыс. л.н. произошло значительное снижение глубины, и развитие получили *Leucocythere dorsotuberosa* Huang, *Leucocytherella sinensis*, *Ilyocypris tibeta* Peng et al. и *Potamocypris arcuata* (Sars) (1.0–0.55 м) (см. рис. 2). Количество остракод максимально в образцах из нижних частей развития обеих ассоциаций — до 60 створок в нижней и многих сотен створок в верхней ассоциации. Совместно с остракодами встречены единичные гастроподы. По всему разрезу отмечен микрофитопланктон *in situ*: многочисленные клетки зеленых водорослей

Botryococcus, *Pseudopediastrum boryanum*, *Ovoidites*, единичные — *Schizosporis*. Пыльцевые зерна *in situ* единичны. Обнаружена пыльца древесно-кустарниковых *Alnus* sp., *Betula* sp., *B. sect. Nanae*, *Salix*, *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Pinus* sp., *Picea* sp., *Abies* sp., пыльца травянистых растений и кустарничков принадлежит *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Ephedra*, *Polygonaceae*, *Ericaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Saxifragaceae*, *Valerianaceae*, присутствуют споры мхов (*Sphagnum*, *Encalypta*) и папоротников (*Botrychium*). Вероятно, растительность времени накопления осадков была безлесной, преобладали открытые ландшафты. Резкое снижение уровня озера около 19 тыс. л.н. привело к интенсивному размыву неогеновых отложений у подножия Курайского хребта и быстрому переотложению хорошо сохранившейся пыли миоценовой флоры и многочисленных раковин кайнозойских остракод. Источником переотложенных (преимущественно в основании разреза) фрагментов скелетов, зубов и чешуи рыб послужили каменноугольные отложения; отметим, что находки каменноугольной ихтиофауны на Юго-Восточном Алтае сделаны впервые. Около 19 тыс. л.н. верхний уровень Курайского палеозера, подпрудой которому служил Маашейский ледник, очевидно, был не ниже 1730 м, и оно простиралось в долину Чуи между Курайской и Чуйской впадинами. На это указывают озерные террасы в восточной части Курайской впадины и OSL-дата 18.8 ± 1.2 ka GdTL-3485 озерно-дельтовых отложений — слоя песка крупнозернистого с горизонтальной линзовидной пологоволнистой слоистостью мощностью 30 см, перекрытого песком мелкозернистым горизонтально-слоистым и массивным суглинком — на отметке 1730 м в устье реки Куектанар, что на 20 м выше уреза Чуи (разрез 7, рис. 1). Неокатанность зерен песка в датированном базальном слое, по всей видимости, указывает на непродолжительное существование озера на этом уровне. Подстилающие лимний морены Куектанарского ледника и тем более сам ледник перегородили долину Чуи ранее 19 тыс. л.н. Локальное обвальное-моренноподпрудное озеро возникло выше устья Куектанара позднее, около 16 тыс. л.н. [12], и, как показали полученные нами OSL-даты 10.76 ± 0.68 ka GdTL-3482, 10.51 ± 0.67 ka GdTL-3483 и 10.15 ± 0.72 ka GdTL-3481 [10] (разрезы 5, 6, рис. 1), существовало вплоть до начала голоцена. Слабая окатанность кварцевых зерен из горизонтально-слоистых песчаных отложений этого озера указывает на близкое положение источников сноса.

Новые данные дополняют реконструкции Курайского палеозера: ранее OSL-даты в интервале 19—16 тыс. л.н. были получены для катафлювиальных и озерных отложений в озерных террасах с отметками 1570 и 1650 м [7, 13]. Его окончательный спуск произошел не позднее 16 тыс. л.н.: для

аллювия Чуи (ритмичного переслаивания глин и песков, вскрытого в разрезах 9 и 10 в правобережном уступе высотой 3—12.7 м) в устье Курайской впадины в районе урочища Баратал мы получили OSL-даты 16.7 ± 1.1 ka GdTL-3478, 16.3 ± 1.0 ka GdTL-3479, 14.7 ± 1.0 ka GdTL-3488, 12.2 ± 0.7 ka GdTL-3478, 12.0 ± 1.4 ka GdTL-3489. Таким образом, новые данные не позволяют согласиться с утверждениями об отсутствии ледниково-подпрудных озер в Курайской впадине в МИС 2 [3] либо о непрерывном, без спусков и изменений уровня, существовании в устье Курайской впадины лишь локального Баратальского озера, подпруживавшегося Чибитским ледником как минимум в течение 21—14.4 тыс. л.н. [5].

Палеонтологические и геохронологические исследования сальджарской толщи в долине Катунь и в устьях притоков показали, что ее формирование было длительным и связано с неоднократными паводками в течение всей МИС 2. В составе толщи нами установлены также озерные отложения, отвечающие продолжительным межпаводковым периодам. Так, в устье Семы, левого притока Катунь, в основании разреза катафлювиальных (по [1, 3]) отложений, слагающих террасу высотой 60 м (разрез 13, рис. 1), в слое толщиной 35 см тонко переслаивающихся глин и песков мелкозернистых идентифицирована многочисленная фауна гастропод, остатки харовых водорослей, трубки червей-пескожилов — озеро было мелководным (до 1.5—2 м глубиной), прогреваемым, со слабой гидродинамикой. Для раковин гастропод из кровли этого слоя нами получена AMS ^{14}C -дата 22338 ± 151 cal BP GV04025. Для крупной (100×2 м) линзы среднезернистого песка, залегающей в разрезе выше этого слоя, мы получили OSL-дату 32.3 ± 3.2 ka GdTL-3899, однажды отмечали, что она может быть удревнена за счет неполной засветки зерен кварца в водной среде [10], что и подтвердило ^{14}C -датирование раковин гастропод. Несмотря на инверсию, обе даты указывают на начало формирования отложений террасы не ранее рубежа МИС 3 и 2. В долине Ини в основании разреза 12 (рис. 1), ранее предложенного в качестве парастратотипа сальджарской толщи возрастом МИС 4 или даже МИС 5 [3, 4], нами недавно были получены две ^{14}C -даты, свидетельствующие о перекрытии отложений травянистого болота осадками дилuviально-озерных циклитов около 16—17 тыс. л.н. [10]. Осушение в это время последнего ледниково-подпрудного озера в Курайской впадине [7] и прохождение паводка по магистральной долине Катунь могли послужить причиной резкой смены характера осадконакопления в долине Ини. На завершение формирования средней террасы в долине Катунь в районе устья Чуи в самом конце позднего плейстоцена (в позднюю МИС 2) указывают и OSL-даты, полученные нами для отложе-

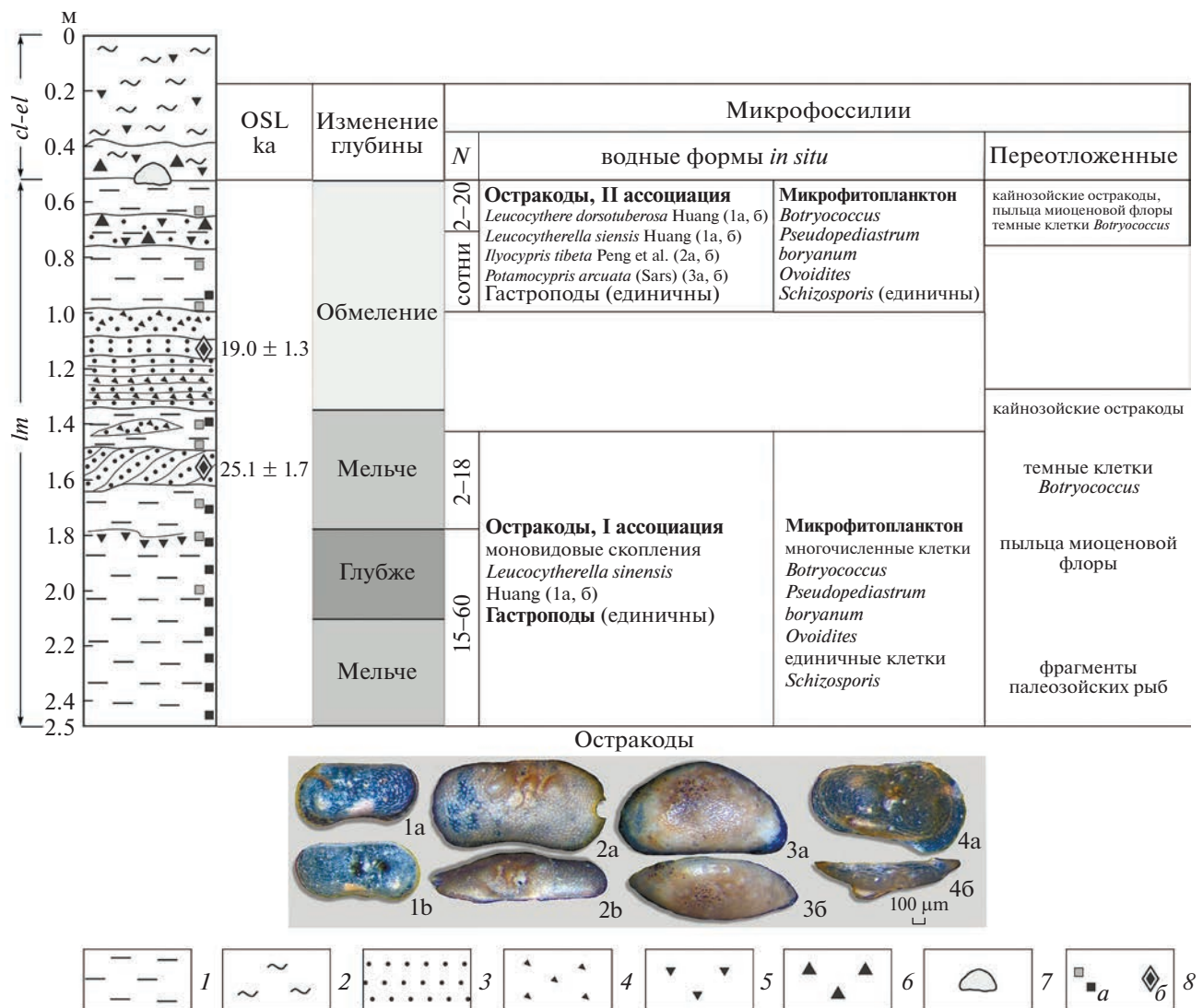


Рис. 2. Разрез 8 отложений ледниково-подпрудного Курайского палеоозера и результаты его комплексного исследования. Изменения глубины реконструированы по данным рентгенофазового анализа. *N* – количество экземпляров остракод в образце. 1 – глины, 2 – суглинки, 3 – песок, 4 – неокатанные обломки глины, 5 – дресва, 6 – щебень, 7 – валун, 8а – места отбора образцов на остракодовый, палинологический, комплексный биологический и рентгенофазовый анализы, 8б – образцы на OSL-датирование. Остракоды: 1. *Leucocytherella sinensis* Huang, левая створка: 1а – вид сбоку, 1б – вид изнутри, 2.4–2.5 м; 2. *Ilyocypris tibeta* Peng et al, правая створка: 2а – вид сбоку, 2б – вид со спинной стороны, 0.85–0.95 м; 3. *Potamocypris arcuata* (Sars), левая створка: 3а – вид сбоку, 3б – вид со спинной стороны, 0.85–0.95 м; 4. *Leucocythere dorsotuberosa* Huang, правая створка: 4а – вид сбоку, 4б – вид со спинной стороны, 1.0–1.05 м.

ний в бровке левобережной террасы в 70 м над урезом Катунь (разрез 11, рис. 1). Врезание в сальджарскую толщу началось здесь не ранее 16–12 тыс. л.н., т.е. в самом конце МИС 2 – начале голоцена [10]. Таким образом, хронологические и палеонтологические данные для разрезов 10–12 опровергают представления [3, 4] о формировании сальджарской толщи и сложенных ею средних террас Чуи и Катунь уже к 90 тыс. л.н. и ее исключительно катафлювиальном генезисе.

В целом результаты комплексных исследований показали, что горное обрамление Чуйской

впадины подвергалось оледенению в МИС 6 в среднем плейстоцене, однако ледниково-подпрудное озеро, оставившее наиболее высокие (до 2100 м) террасы в Чуйской впадине, существовало не ранее 90–80 тыс. л.н. в позднем плейстоцене. Этим рубежом ограничивается влияние возможного спуска озера на аккумуляцию иининской толщи в долинах Чуи и Катунь. Подтверждено существование крупного, с уровнем не менее 1730 м, ледниково-подпрудного озера в МИС 2 в Курайской впадине, окончательно спущенного не позднее 16 тыс. л.н. Его быстрый спуск мог инициировать формирование дилuviально-озерных цик-

литов около 17–16 тыс. л.н. в устье Ини. В целом аккумуляция салджарской толщи в долине Катунь между устьями Чуи и Семы происходила длительно, в течение всей МИС 2, в результате как катастрофических, так и постепенных гидрологических процессов. Необходимо пересмотреть принятую на совещании СибРМСК в 2018 г. (Новосибирск) в качестве рабочей гипотезу, предполагающую отсутствие ледниково-подпрудных озер в высокогорных впадинах Русского Алтая в МИС 2, формирование салджарской толщи и сложенных ею средних террас в долинах рек Чуя и Катунь ранее 90 тыс. л.н., ининской толщи и высоких террас — около 150 тыс. л.н. в МИС 6. Требуется дальнейшее комплексное изучение отложений в бассейнах этих рек.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиционные и аналитические исследования в районе устья р. Куектанар выполнены при финансовой поддержке РНФ (грант 22-27-00447, Непоп Р.К.). Научно-методическая поддержка осуществлялась в рамках ФНИ (FWZZ-2022–0005) и государственного задания ИГМ СО РАН (№122041400214-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
2. Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia // Geological Society of America, 2005. V. 386. 118 p.
3. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 180 с.
4. Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1194–1197.
5. Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
6. Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., et al. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. 2002. P. 17–35.
7. Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., et al. Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: New results from multidisciplinary research // Earth-science reviews. 2020. V. 205. P. 103183.
8. Фаустов С.С., Куликов О.А., Свиточ А.А. Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р. Чаган. Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л.: изд. Всес. геогр. о-ва, 1971. С. 74–78.
9. Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., et al. Problems of 14C dating in fossil soils within tectonically active highlands of Russian Altai in the chronological context of the late Pleistocene megafloods // Catena. 2020. V. 195. P. 104764.
10. Агатова А.Р., Непоп Р.К., Моска П., Никитенко Б.Л. К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 87–108.
11. Хазин Л.Б., Агатова А.Р., Непоп Р.К., Шурыгин Б.Н. Первые данные по позднеплейстоценовым остракодам Курайской впадины (Горный Алтай) // ДАН. 2019. Т. 486. № 4. С. 451–454.
12. Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н. и др. Возраст Сукорского сейсмогенного оползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. № 6. С. 898–912.
13. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., et al. Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip guide. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015. 137 p.

NEW RESULTS OF MULTIDISCIPLINARY STUDIES OF MAJOR PLEISTOCENE CLIMATIC EVENTS: GLACIATIONS, FORMATION OF ICE-DAMMED LAKES AND THEIR CATAclysmic DRAINING IN ALTAI (MOUNTAINS OF SOUTHERN SIBERIA)

A. R. Agatova^{a,b,*}, R. K. Nepop^{a,b}, P. Moska^c, Corresponding Member of the RAS B. L. Nikitenko^d, M. A. Bronnikova^e, A. N. Zhdanova^a, E. P. Zazovskaya^e, N. V. Karpukhina^e, O. B. Kuzmina^d, A. R. Nepop^f, I. Yu. Ovchinnikov^a, A. V. Petrozhitskiy^{g,h}, and O. N. Uspenskayaⁱ

^aSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^bUral Federal University, Yekaterinburg, Russian Federation

^cSilesian University of Technology, Gliwice, Poland

^d*Trofimuk Institute of petroleum geology and geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^e*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^f*Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation*

^g*Budker Institute of Nuclear Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^h*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

ⁱ*All-Russian Research Institute of Vegetable Growing, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: agat@igm.nsc.ru*

Application of geological geomorphological and geochronological (^{14}C , OSL) methods allowed to establish that the bordering mountains of the Chuya basin (Russian Altai) were affected by glaciation already in the Middle Pleistocene – about 160–180 ka ago (MIS 6). However, the maximal ice-dammed lake with the highest (up to 2100 m a.s.l.) strandlines both in the Chuya and Kurai basins existed later than 90–80 ka ago, in the Late Pleistocene. This chronological benchmark limits the influence of the cataclysmic outburst floods from the largest ice-dammed lakes on the accumulation of the Inya formation in the Chuya and Katun river valleys. It is confirmed that a large ice-dammed lake existed and had a water level of at least 1730 m a.s.l. in MIS 2 in the Kurai basin. It was drained no later than 16 ka ago. Synchronously (about 17–16 ka ago) the accumulation of diluvial-lacustrine cyclites began in the Inya mouth. The Saldzhar formation had been depositing as a result of not only flood events, but also gradual hydrological processes in the Katun river valley between the mouths of the Chuya and Sema rivers during the entire MIS 2. It is necessary to revise the concept adopted by SibRISC in 2018. This concept assumes i) absence of ice-dammed lakes in intermountain basins of the Russian Altai in MIS 2 and ii) accumulation of the Inya and Saldzhar formations deposited by glacial megafloods in the valleys of the Chuya and Katun rivers before 90 ka ago.

Keywords: glaciations, ice-dammed lakes, megafloods, Saldzhar formation, Inya formation, Pleistocene, stratigraphy, Russian Altai

УДК 567.8: 551.763.333

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЛЯГУШЕК (ANURA) В ВЕРХНЕМ МЕЛУ РОССИИ

© 2023 г. П. П. Скучас^{1,2,*}, В. В. Колчанов^{1,2}, И. Ю. Болотский³, И. Т. Кузьмин^{1,2},
Д. В. Григорьев^{1,2}, Р. А. Бапинаев^{1,2}, Д. Д. Витенко^{1,2}, Е. В. Мазур¹, И. А. Парахин^{1,2},
В. А. Гвоздкова¹, Д. А. Любченков^{3,4}, А. П. Богой⁴, Ю. Л. Болотский³

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 27.02.2023 г.

Поступило 27.02.2023 г.

После доработки 28.02.2023 г.

Принято к публикации 28.02.2023 г.

Описаны первые находки лягушек (Anura) в верхнем мелу России — дистальный фрагмент плечевой кости и фрагмент tibiofibula — из маастрихтского местонахождения динозавров в г. Благовещенск (Амурская область). Описанные остатки демонстрируют типичное для лягушек внешнее и внутреннее строение. Их точная таксономическая принадлежность на данный момент не определена. Это самая восточная и самая молодая находка лягушек в верхнем мелу Азии.

Ключевые слова: лягушки, Anura, верхний мел, маастрихт, Дальний Восток, Россия

DOI: 10.31857/S2686739723600376, **EDN:** ULABVT

Благовещенское местонахождение, расположенное в черте г. Благовещенск в Приамурье, известно благодаря находкам позднемеловых (средний—поздний маастрихт) динозавров. Из данного местонахождения описано два рода гадрозаврид (утконосых динозавров) — ламбеозаврин *Amurosaurus riabinini* и зауролофин *Kerberosaurus manakini* [1–3]. Кроме этих динозавров, в Благовещенском местонахождении были отмечены различные тероподы (тираннозавриды, дромеозавриды, троодонтиды) [4–6], черепахи, крокодиломорфы. Уникальными особенностями местонахождения являются массовость материала и доступность для проведения раскопочных работ. Кроме этого, изучение маастрихтской фауны Благовещенского местонахождения потенциально важно для обсуждения особенностей вымирания на границе мела и палеогена. Несмотря на уже опубликованные исследования по динозаврам, фауна мелких позвоночных (амфибии, чешуйчатые, млекопи-

тающие) Благовещенского местонахождения оставалась неизвестной.

В июле 2022 г. на Благовещенском местонахождении сотрудниками Института геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) и Зоологического института РАН (ЗИН РАН) были проведены совместные раскопочные работы. Кроме классических палеонтологических раскопок, была организована промывка костеносной породы на ситах (всего было промыто 480 кг породы). В результате промывки были обнаружены остатки мелких позвоночных, в том числе лягушек или бесхвостых амфибий (Anura). Это первая находка представителей данной группы в верхнемеловых отложениях России.

Описанный материал хранится в палеогерпетологической коллекции ЗИН РАН (ZIN PH) в Санкт-Петербурге. Для выявления деталей внутреннего и внешнего строения изученные образцы были отсканированы на компьютерном томографе Skyscan 1172 (сканирование при 80 кВ и 0.1 мА, разрешение полученных изображений 1.94 мкм на пиксель, размер изображений 1672 × 1672 пикселей) в Ресурсном Центре СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования” и впоследствии визуализированы в программе Amira 6.3.0 (FEI-VSG Company).

Остатки лягушек из Благовещенского местонахождения представлены дистальным фрагментом плечевой кости (ZIN PH 1/288) и небольшим фрагментом tibiofibula (ZIN PH 2/288) (рис. 1). Дистальный фрагмент плечевой кости ZIN PH

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук, Благовещенск, Россия

⁴Благовещенский государственный педагогический университет, Благовещенск, Россия

*E-mail: p.skutschas@spbu.ru

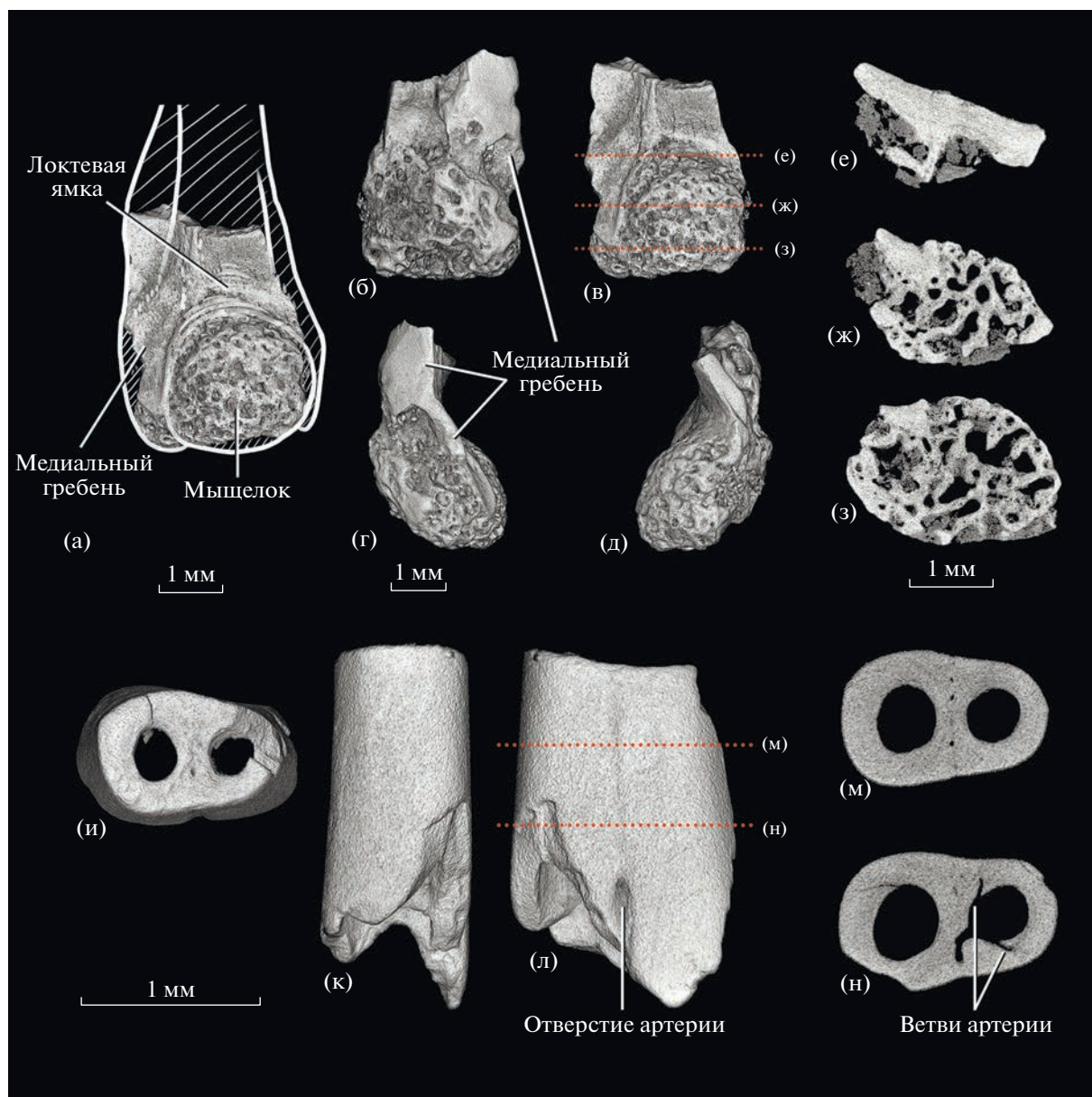


Рис. 1. Остатки лягушек из Благовещенского местонахождения. а–з – Дистальный фрагмент плечевой кости ZIN PH 1/288: а – прорисовка анатомического строения дистального эпифиза плечевой кости, вид с вентральной стороны, б – вид с дорсальной стороны, в – уровни виртуальных поперечных срезов, г – вид с медиальной стороны, д – вид с латеральной стороны, е–з – виртуальные поперечные срезы. и–н – Фрагмент tibiofibula ZIN PH 2/288: и – проксимальный вид, к – вид с боковой стороны, л – вид с вентральной стороны, уровни виртуальных поперечных срезов, м, н – виртуальные поперечные срезы. Благовещенское местонахождение, г. Благовещенск, Амурская область, Россия; верхний мел (маастрихт).

1/288 характеризуется наличием крупного дистального мышелка (*eminentia capitata*, =distal condyle), неглубокой локтевой ямки (*cubital fossa*) и крупного, хорошо развитого медиального гребня (*crista medialis*) (рис. 1 а). Внутреннее строение кости в районе дистального мышелка в основном губчатое (соответствует эндохондральному окостенению). Плотный невакуляризованный кортекс сохранился в районе медиального гребня и проксимальнее мышелка (рис. 1 е, ж).

На фрагменте tibiofibula ZIN PH 2/288 имеется борозда, маркирующая границу между слившимися большой и малой берцовыми костями (рис. 1 л). В этой борозде имеется вытянутое щелевидное отверстие, вероятно, для прохождения подколенной артерии (*a. poplitea*). Сходное расположение данного сосуда наблюдается у *Pipoidae* и связано с характерными для представителей данной группы изменениями в кровеносной системе задних конечностей. Основной кровоток к дистальным

отделам задней конечности у *Pipoidae* проходит через верхнюю переднюю берцовую артерию (a. peronea anterior superior), в то время как подколенная артерия сильно уменьшена, как было показано на примере *Xenopus laevis* [7]. При таком строении кровеносной системы подколенная артерия не проходит сквозь tibiofibula на ее дорзальную сторону, а образует горизонтальный канал на вентральной стороне. Этот признак был отмечен для представителей родов *Xenopus*, *Pipa* и *Rhinophrynus* на сравнительном материале в коллекции кафедры зоологии позвоночных СПбГУ и на томографических реконструкциях скелетов, находящихся в свободном доступе. Однако, учитывая фрагментарность материала и пластичность кровеносной системы, данный признак нельзя считать достаточным для отнесения обсуждаемых образцов к *Pipoidae*. Внутреннее строение tibiofibula ZIN PH 2/288 типично для лягушек — имеется плотный, сравнительно толстый и слабоваскуляризованный кортекс и открытые медуллярные полости большой и малой берцовых костей (рис. 1 м, н). В районе слияния большой и малой берцовых костей присутствуют небольшие сосуды — ветви подколенной артерии, питающие кость (рис. 1 н).

Описанные фрагменты плечевой кости и tibiofibula демонстрируют типичное для лягушек строение, но не имеют диагностических признаков, достоверно позволяющих отнести их к какой-либо из крупных групп Anura. Для определения таксономической принадлежности лягушек из Благовещенска необходимы новые материалы.

Лягушки являются характерным компонентом маастрихтских фаун позвоночных Лавразии. Таксономически разнообразные комплексы маастрихтских лягушек известны из Европы [8] и Северной Америки [9, 10]. В Азии до обнаружения лягушек в Благовещенском местонахождении остатки Anura этого возраста были обнаружены только в кампан-нижнемаастрихтских отложениях Монголии [11, 12]. Таким образом, обнаружение лягушек в Благовещенском местонахождении — самая восточная и самая молодая находка позднемеловых лягушек в Азии. Дальнейший поиск и обнаружение остатков мелких позвоночных в Благовещенском местонахождении позволит установить таксономический состав амфибийного фаунистического компонента и его зоогеографические связи, что важно для реконструкции эволюции фаун позвоночных Азии на границе мела и палеогена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам Ресурсного Центра «Рентгенодифракционные методы исследования» (Санкт-Петербургский государственный университет) за помощь в работе с томограммами и создании высо-

кокачественных реконструкций образцов. Авторы также благодарны всем участникам раскопок на Благовещенском местонахождении в июле 2022 г. за неоценимую помощь.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-14-00020-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Благовещенск: ДВО АН СССР. 1991. С. 94–103.
2. Bolotsky Y.L., Godefroit P. A new hadrosaurine dinosaur from the Late Cretaceous of Far Eastern Russia // Journal of Vertebrate Paleontology. 2004. V. 24. P. 351–365.
3. Godefroit P., Bolotsky Y.L., Van Isterbeeck J. The lambeosaurine dinosaur Amurosaurus riabinini, from the Maastrichtian of Far Eastern Russia // Acta Palaeontologica Polonica. 2004. V. 49 № 4. P. 585–618.
4. Болотский И.Ю., Болотский Ю.Л., Сорокин А.П. Первая находка когтевой фаланги дромееозавриды (Dinosauria: Dromaeosauridae) из Благовещенского местонахождения позд-немеловых динозавров (Амурская область) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 2. С. 184–186.
5. Болотский И.Ю., Ермацанс И.А., Болотский Ю.Л. Остатки хищных динозавров семейства Tyrannosauridae из местонахождений Благовещенск и Кундур (Приамурье, Россия) // Биота и среда природных территорий. 2021. № 2. С. 49–70.
6. Bolotsky I. U. On paleoecology of carnivorous dinosaurs (Tyrannosauridae, Dromaeosauridae) from Late Cretaceous fossil deposits of Amur region, Russian Far East // Global geology. 2011. V. 14. Issue 1. P. 1–14.
7. Millard N., Stephenson T.A. The vascular anatomy of *Xenopus laevis* (Daudin). // Transactions of the Royal Society of South Africa. 1940. V. 28 № 5. P. 387–439.
8. Venczel et al. New insights into Europe's most diverse Late Cretaceous anuran assemblage from the Maastrichtian of western Romania // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2016. V. 96. P. 61–95.
9. Gardner J.D., DeMar D.G. Mesozoic and Palaeocene lissamphibian assemblages of North America: a comprehensive review // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2013. V. 93. P. 459–515.
10. Roček Z., Eaton J. G., Gardner J., Přikryl T. Evolution of anuran assemblages in the Late Cretaceous of Utah, USA // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2010. V. 90. № 4. P. 341–393.
11. Shishkin M.A. Mesozoic amphibians from Mongolia and the central Asian republics. In: Benton M.J., Shishkin M.A., Unwin D.M., Kurochkin E.N. (Eds.), The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia // Cambridge University Press. 2000. P. 297–308.
12. Roček Z. Mesozoic and Tertiary Anura of Laurasia // Palaeobiodivers. palaeoenviron. 2013. V. 93. P. 397–439.

THE FIRST FINDINGS OF FROGS (ANURA) FROM THE UPPER CRETACEOUS OF RUSSIA

**P. P. Skutschas^{a,b,#}, V. V. Kolchanov^{a,b}, I. Y. Bolotsky^c, I. T. Kuzmin^{a,b}, D. V. Grigoriev^{a,b},
R. A. Bapinaev^{a,b}, D. D. Vitenko^{a,b}, E. V. Mazur^a, I. A. Parakhin^{a,b}, V. A. Gvozdkova^a,
D. A. Lubchenkov^{c,d}, A. P. Bogoy^d, and Y. L. Bolotsky^c**

^a*Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

^b*Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^c*Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Blagoveshchensk, Russian Federation*

^d*Blagoveshchensk State Pedagogical University, Blagoveshchensk, Russian Federation*

[#]*E-mail: p.skutschas@spbu.ru*

Presented by Academician of the RAS A.V. Lopatin February 27, 2023

Here we describe the first findings of frogs (Anura) from the Upper Cretaceous of Russia – the distal part of the humerus and the tibiofibula fragment. They come from the Maastrichtian dinosaur locality in the city of Blagoveshchensk in the Amur region. The described remains possess an outer and inner structure typical for Anura. These are the easternmost and the youngest frog remains from the Upper Cretaceous of Asia.

Keywords: frogs, Anura, Upper Cretaceous, Maastrichtian, Far East, Russia

УДК 550.8, 523.43

АПРОБАЦИЯ КОМБИНИРОВАННОЙ МЕТОДИКИ РЕШЕНИЯ НЕЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ ПО КОМПЛЕКСУ ДАННЫХ ТОПОГРАФИИ, ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ТОЛЩИНЫ КОРЫ ПЛАНЕТЫ С ПОМОЩЬЮ АЛГОРИТМА ВЫМЕТАНИЯ МАСС

© 2023 г. А. М. Сальников^{1,2,*}, И. Э. Степанова^{1,**}, Т. В. Гудкова^{1,***},
А. В. Батов^{1,2,****}, А. В. Щепетилов³

Представлено академиком РАН А.О. Глико 9.02.2023 г.

Поступило 10.02.2023 г.

После доработки 12.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

В работе протестирована новая комбинированная методика решения нелинейных обратных задач гравиметрии на данных трех типов: о гравитационном поле, топографии и толщине коры в районе равнины Элизий на Марсе.

Ключевые слова: метод регуляризации, магнитное поле, топография, Марс

DOI: 10.31857/S2686739723600303, EDN: UKQGXH

Проблема решения прямых и обратных задач гравиметрии остается актуальной на протяжении десятилетий. В последнее время стремительный рост компьютерных мощностей позволил исследователям не только ответить на ряд казавшихся ранее весьма сложными вопросов в области математической геофизики, но и обусловил появление принципиально новых постановок [1].

Самым “непреодолимым” препятствием, если можно так выразиться, на пути к нахождению решения нелинейных обратных задач гравиметрии является существование несчетного множества эквивалентных по внешнему полю распределений масс. Безусловно, в наше время имеет смысл рассматривать только трехмерные распределения неизвестных источников физических полей, и классы функций, к которым должны принадлежать эти источники, следует выбирать, опираясь на априорную информацию о носителях.

При решении обратных задач гравиметрии обычной практикой является многократное решение прямых задач. При этом классы функций, которым, по предположению, принадлежат искомые распределения масс, должны быть описаны заранее. Как правило, трехмерные источники физических полей задаются в виде некоторых пробных конфигураций. Такого рода методы и подходы к решению чрезвычайно сложных некорректных задач гравиметрии существенно ограничивают общность и требуют проведения огромного числа вычислений, всегда сопровождающихся привнесением случайных и систематических ошибок в результат. Весьма конструктивный подход к решению обратных нелинейных задач гравиметрии предложил болгарский математик Д. Зидаров [2] на основе эквивалентных перераспределений источников поля.

Далее этот подход был развит в работах В.Н. Страхова и его учеников [1, 3] и значительно усовершенствован как в теоретическом, так и в практическом плане Ю.В. Гласко [4].

На Марсе в 2018–2022 гг. был успешно проведен сейсмический эксперимент (Seismic Experiment for Interior Structure) (SEIS) миссии NASA Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport (InSight) (Исследование внутреннего строения, используя сейсмические исследования, данные геодезии и измерения теплового потока), данные которого позволяют уточнить структуру коры Марса [5]. В результате обработки сейсмических данных [6], в районе

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова
Российской академии наук, Москва, Россия

³Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия

*E-mail: salnikov@ipu.ru

**E-mail: tet@ifz.ru

***E-mail: gudkova@ifz.ru

****E-mail: batov@ipu.ru

установки станции, получено значение толщины коры Марса (39 ± 8 км), которое можно использовать как реперную точку при построении глобальных и региональных моделей коры планеты. Опираясь на знание толщины коры Марса в месте установки сейсмометра миссии InSight в юго-западной части равнины Элизий, в работе [7] было проведено моделирование трехмерной толщины коры Марса, основанное на данных топографии и гравитационного поля, методом чисел Лява, который позволяет учитывать глобальную деформацию недр планеты. Полученные в работе [7] модельные оценки региональной толщины коры Марса хорошо коррелируют с глобальной моделью коры [8]. Региональная структура коры Мар-

са в районе равнины Элизий изучалась в работах [9, 10].

В данной работе модель коры из работы [7] принимается за базовую. Толщина коры под станцией InSight принята равной 36 км. Для решения поставленной задачи используется разложение по сферическим гармоникам данных топографии и гравитационного поля Марса до 90-й степени и порядка. Данные гравитационного поля и топографии Марса, представленные в виде разложения гравитационного потенциала и высот рельефа относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям, можно найти на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{ng} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r} \right)^n (C_{gnm} \cos m\lambda + S_{gnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right), \quad (1)$$

$$R_{\text{рельеф}}(r, \varphi, \lambda) = R_0 + \sum_{n=1}^{nt} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi), \quad (2)$$

где $V(r, \varphi, \lambda)$ — гравитационный потенциал, r — расстояние от точки наблюдения до начала координат, φ и λ — ареоцентрические широта и долгота, M — масса планеты, G — гравитационная постоянная, R_e — экваториальный радиус (нормирующий радиус), R_0 — средний радиус планеты, C_{gnm} и S_{gnm} — нормализованные гравитационные моменты, C_{nm} и S_{nm} — гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах), ng и nt — степени гармоник, до которых проведено разложение гравитационного поля и топографии по сферическим функциям соответственно; P_{nm} — нормализованные функции Лежандра степени n и азимутально-го числа m , удовлетворяющие соотношению

$$\oint_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{nm}^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos^2(m\lambda) \\ \sin^2(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi. \quad (3)$$

Разложение гравитационного потенциала и топографии Марса известно до 120-й [11] и до 1152-й степени и порядка [12] соответственно. В этой работе мы будем использовать модель MRO120D [11] и данные топографии до 90-й степени и порядка ($ng = nt = 90$) в формулах (1) и (2).

В данной работе пробное объемное распределение масс в коре восстанавливается по данным о гравитационном поле, топографии и функции, описывающей толщину коры, — для всех этих сигналов строится модифицированная S-аппроксимация. Метод S-аппроксимаций [3] успешно применялся при решении задач земной гравиметрии интерпретационного характера, при этом полученные результаты контролировались по сей-

смическим данным и данным гравитационного поля. Пробное распределение масс вымещается по Д. Зидарову на границу некоторых областей, и результаты выметания сравниваются с плотностями распределения эквивалентных источников, полученных в результате модифицированных S-аппроксимаций.

МЕТОД

Наша методика решения нелинейных обратных задач гравиметрии основывается на предположении о том, что рельеф планеты и криволинейная граница кора—мантия являются причиной различий между реальными измеренными значениями гравитационного поля и значениями, “диктуемыми” равновесной моделью планеты в условиях гипотезы изостазии. Таким образом, мы можем найти источники некоего “аномального” гравитационного поля, по аналогии с земным. Средние плотности коры и мантии Марса считаются известными. Кора в нашей модели — это:

а) слой бесконечного простирания в трехмерном пространстве с криволинейными границами, верхней границей коры является рельеф, а нижней — переход кора—мантия;

б) криволинейный шаровой слой с криволинейными границами.

При таком рассмотрении плотность породы внутри слоя постоянна.

Вариант а) реализуется, если мы представим себе планету как нижнее полупространство; а вариант б) — в том случае, когда планета рассматри-

вается как эллипсоид вращения или шар некоторого заданного среднего радиуса.

В качестве входных данных выступают измерения гравитационного поля, полученные в локальном или глобальном масштабе, а также значения гравитационного поля, вычисленные по модели MRO120D [11].

Наш метод опирается на априорную информацию о поле: на коэффициенты разложения гравитационного поля по сферическим функциям и на данные о предполагаемых глубинах залегания источников гравитационного поля. Информация такого рода является основой для построения аппроксимации гравитационного поля, которая может уточняться впоследствии. Источники поля — это точечные источники, координаты которых согласованы с местоположением выбранных расчетных точек.

Априорная информация о толщине коры считается известной, равно как и топографические данные. Таким образом, начальное распределение источников “аномального” гравитационного поля Марса нам известно. Еще раз подчеркнем, что простейшая модель коры — это некий однородный по плотности слой в пространстве (так называемое “пробное распределение масс”). Пробные гравитирующие массы мы можем “выметать” по Зидарову на две плоскости (в локальном варианте) либо на границу шарового слоя, охватывающего указанное распределение. При этом перемещать массы можно как на носитель (плоскость или сферу), лежащую внутри коры, так и на внешнюю по отношению к коре поверхность — все зависит от качества исходных данных, рельефа и других факторов. Полученное в результате выметания на поверхность распределение эквивалентных по внешнему гравитационному полю масс мы сравниваем с распределением, найденным из решения условно-вариационной задачи [13].

Аппроксимация компонент гравитационного поля и функций, описывающих топографию и толщину коры Марса, находится с помощью регионального варианта метода линейных интегральных представлений [13], который основан на идеализированном представлении планеты в виде шара радиуса R_0 . Реальная планета трактуется как область, расположенная внутри указанного выше шара и имеющая кусочно-непрерывную границу, незначительно отличающуюся от сферы радиуса R_0 . Предполагается, что на поверхности сферы заданы приближенные значения функции $V(x)$, гармонической вне этой сферы, на произвольном множестве $x^{(i)}$, $i = \overline{1, N}$:

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i,$$

$$f_i = V(x^{(i)}), \quad (4)$$

$$i = \overline{1, N}.$$

Поскольку функция $V(x)$ гармонична при $r > R_0$, имеет место следующее интегральное представление:

$$V(x) = \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{\sigma(\vartheta, \varphi) \sin \vartheta d\vartheta d\varphi}{R_{\xi-x}} +$$

$$+ \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{w(\vartheta, \varphi) (R_0 - r \cos \vartheta') \sin \vartheta d\vartheta d\varphi}{R_{\xi-x}^3}, \quad (5)$$

$$R_{\xi-x} = \sqrt{R_0^2 - 2R_0 r \cos \vartheta' + r^2},$$

$$\xi = R_0 (\cos \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, \sin \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, \cos \tilde{\vartheta}),$$

$$x = r (\cos \varphi \sin \vartheta, \sin \varphi \sin \vartheta, \cos \vartheta),$$

$$\cos \vartheta' = \sin \vartheta \sin \tilde{\vartheta} \cos(\varphi - \tilde{\varphi}) + \cos \vartheta \cos \tilde{\vartheta}.$$

Функция $\sigma(\vartheta, \varphi)$ в (5) называется плотностью простого слоя, распределенного на поверхности сферы радиуса R_0 , а функция $w(\vartheta, \varphi)$ — плотностью двойного слоя на той же поверхности. Через $R_{\xi-x}$ обозначено расстояние между переменной точкой ξ на сфере и точкой наблюдения x .

Для определения функций σ и w [14] ставится условно-вариационная задача с дополнительным, по сравнению с описанным в [13], функционалом качества решения. Искомые функции будут иметь вид

$$\sigma(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(1)}(\xi), \quad w(\hat{\xi}) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(2)}(\xi),$$

$$\hat{\xi} = (\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}), \quad \xi = (R_0, \tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}), \quad (6)$$

$$Q_i^{(1)}(\xi) = \frac{1}{R_{\xi-x^{(i)}}}, \quad Q_i^{(2)}(\xi) = \frac{R_0 - r_i \cos \vartheta'_i}{R_{\xi-x^{(i)}}^3}.$$

Для определения компонент вектора λ_i необходимо решить систему линейных алгебраических уравнений

$$A\lambda = f_\delta = f + \delta f, \quad (7)$$

где, вообще говоря, под A понимается прямоугольная $M \times N$ матрица с действительными элементами a_{ij} , $i = \overline{1, M}$, $j = \overline{1, N}$, λ — это вектор, подлежащий определению; f — M -вектор описывающий полезный сигнал, символ f_δ означает, что поле содержит помеху, δf характеризует M -вектор случайного шума.

Основная вычислительная проблема заключается в нахождении устойчивых приближенных решений системы (7). Необходимо построение

регуляризирующих алгоритмов. Мы разработали ряд методик построения аппроксимаций потенциальных полей Земли и ее топографии [15] в рамках структурно-параметрического подхода, когда система (7) является недоопределенной, а число данных очень велико (десятки и сотни тысяч неизвестных).

В случае симметрической положительно полуопределенной матрицы $A = A^T > 0$ ее элементы имеют вид

$$\begin{aligned} a_{ij} &= a_{ji} = \\ &= \int_0^{2\pi} \int_0^\pi (Q_i^{(1)}(\xi) Q_j^{(1)}(\xi) + Q_i^{(2)}(\xi) Q_j^{(2)}(\xi)) \sin \vartheta d\vartheta d\varphi = \\ &= \frac{2\pi}{r_i r_j \sqrt{h_i h_j}} \left(1 + \frac{1}{4 r_i r_j h_i h_j} \right) \times \\ &\times F \left(2 \tan^{-1} (\sqrt{h_i h_j}), \sqrt{\frac{1 + \cos(\alpha_{ij})}{2}} \right) - \\ &- \frac{\pi (3 h_i^2 h_j^2 - 4 h_i h_j \cos(\alpha_{ij}) + 1)}{r_i^2 r_j^2 h_i h_j \left(\sqrt{1 - 2 h_i h_j \cos(\alpha_{ij}) + h_i^2 h_j^2} \right)^3}. \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь $h_i = R_0/r_i$, $i = \overline{1, N}$, $h_j = R_0/r_j$, $j = \overline{1, N}$, α_{ij} — угол между векторами x_i и x_j . Функция $F(\varphi, k)$ — это эллиптический интеграл первого рода [13].

После построения аппроксимации нормальной компоненты гравитационного поля из решения системы (7)–(8) осуществлялся переход ко второму этапу новой методики решения нелинейных обратных задач: функции, определенные в (6), сравнивались с “выметанными” на границу шарового слоя (или слоев) массами. Если относительная погрешность не превышала нескольких процентов, то задача по определению объемных носителей в коре считалась решенной с достаточной степенью точности. Выметание выполнялось на границу области, представляющую собой шаровой слой различной толщины. Поскольку гравитационное поле задавалось на рельефе, то для обеспечения корректности процедуры выметания необходимо было сначала построить аналитическую модель гравитационного поля с помощью модифицированных S-аппроксимаций, с тем чтобы определить значения гравитационного поля на некотором удалении от поверхности планеты (на расстоянии порядка 1–2 км). После того как было построено аналитическое продолжение гравитационного поля, мы задавали положение верхней границы области выметания: она располагалась выше рельефа на расстоянии от 500 м до 1 км, но ниже области аналитического продолжения. Была выполнена серия математических экс-

периментов при различных положениях верхней и нижней границ области, в которых находились предполагаемые объемные источники гравитационного поля. Средняя плотность коры считалась постоянной и равной 2900 кг/м³.

Необходимо отметить следующее. Если нам известно распределение масс на сфере $\sigma(\vartheta, \varphi)$, то оно создает во внешнем по отношению к сфере пространстве такое же гравитационное поле, как и точечные источники, определяемые из системы уравнений:

$$\begin{aligned} \phi \sigma(\vartheta, \varphi) &= \sum_{i=1}^N \frac{1}{2\pi} \frac{m_i (\xi - r_i \cos \xi') / R}{R_{\xi-x_i}^3}, \\ \xi &= (\vartheta, \varphi), \quad x_i = (r_i, \vartheta_i, \varphi_i), \end{aligned} \quad (9)$$

$$\cos \vartheta' = \cos \vartheta \cos \vartheta_i + \sin \vartheta \sin \vartheta_i \cos(\varphi - \varphi_i).$$

В формуле (9) через m_i обозначена точечная масса, характеризующаяся радиус-вектором x_i .

Соотношение (9) является определяющим при сравнении результатов выметания масс на некоторую внешнюю по отношению к источникам гравитационного поля поверхность и распределениями масс на той же поверхности, найденными с помощью метода модифицированных S-аппроксимаций. При этом считается, что точечные массы в (9) соответствуют пробному непрерывному объемному распределению источников:

$$m_i = \rho_i dv, \quad \rho_i \equiv \rho(x_i), \quad \text{где } dv \text{ — элемент объема.}$$

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассмотрено несколько модельных примеров. Аномальное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на нескольких сферах (от 2 до 15). Первоначально глубина залегания сфер варьировалась нами в пределах от 500 м до 35 км ниже минимальной отметки рельефа в рассматриваемом регионе. Число точек, по которым строились аппроксимации гравитационного поля, топографии и толщины коры в данной точке, было равно 1148. При решении системы (7) с помощью усовершенствованного метода блочного контрастирования наивысшая точность аппроксимации гравитационного поля, топографии и функции, описывающей толщину коры Марса на поверхности планеты, со-

ставляла $\Delta = \frac{Ax - f_{\delta E}}{f_{\delta E}} = 10^{-9}$. На практике можно

строить аналитические аппроксимации сигналов с меньшей точностью, однако, при решении нелинейных обратных задач геофизики более высокая точность является некоторой гарантией того, что будет найдено оптимальное (не обязательно единственное!) с учетом имеющейся априорной информации распределение масс.

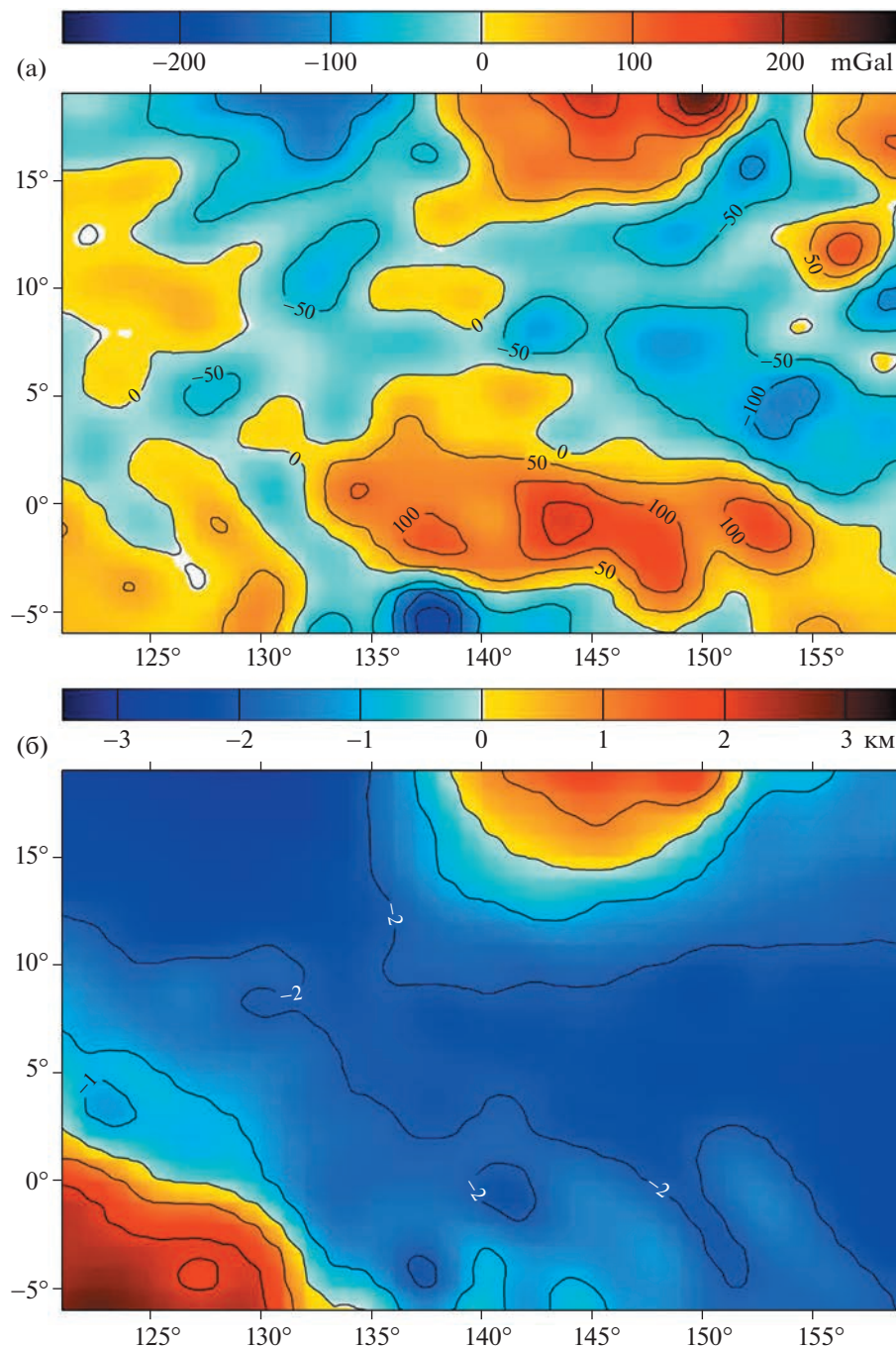


Рис. 1. (а) Гравитационное поле Марса, модель MRO120D [11], разложение по сферическим гармоникам до 90 порядка включительно. (б) Топография Марса [12], модель разложения по сферическим гармоникам до 90 порядка включительно. (в) Толщина коры Марса [7].

Мы рассмотрели участок 20° ю.ш. — 20° с.ш., 120° в.д. — 180° в.д. в юго-западной части равнины Элизий, в районе посадки миссии InSight (4.5024° с.ш., 135.6234° в.д.). Исходные значения взяты из глобальной модели гравитационного поля Марса [11], представляющей собой разложение по сферическим гармоникам до 90 порядка включительно, что соответствует пространствен-

ному разрешению на поверхности ~ 160 км. Нормальная производная гравитационного потенциала была вычислена нами в 1148 точках с пространственным разрешением в 1° . В качестве внешней поверхности Марса рассматривалась сфера радиусом 3393.5 км.

Выбранные для демонстрации в настоящей работе эквивалентные по внешнему гравитацион-

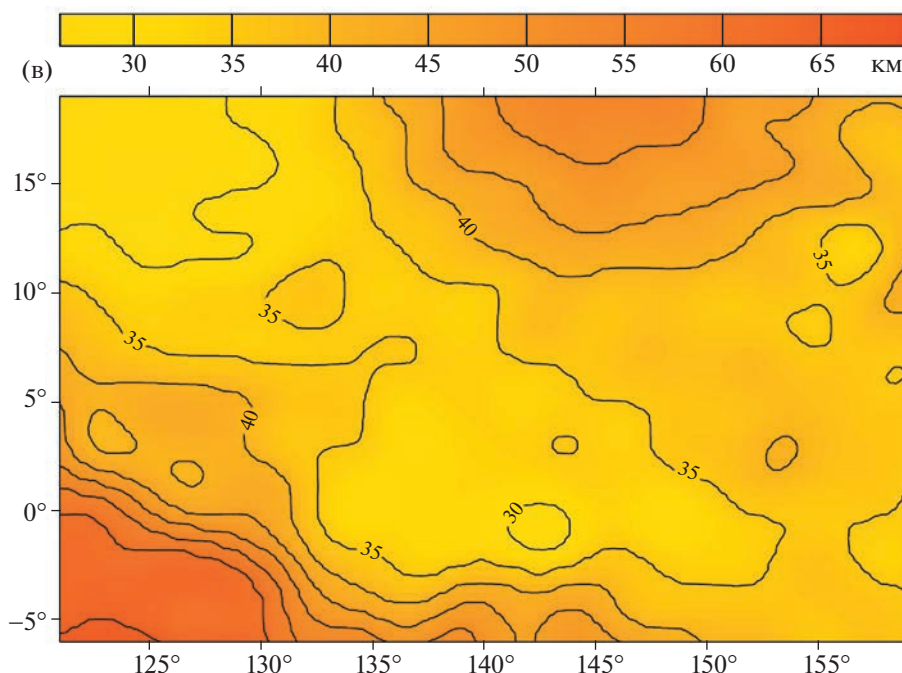


Рис. 1. Окончание

ному полю носители масс распределены на нескольких концентрических сферах, залегающих на глубинах от 1 км до 35 км ниже дневной поверхности, что соответствует предполагаемым границам марсианской коры [7]. В результате решения обратной задачи методом модифицированных S-аппроксимаций были получены гравитационное поле, топография и функция, описывающая границу “кора—мантия”.

На рис. 1 а—в приводятся карты изолиний соответственно гравитационного поля, топографии и средней толщины коры в исследуемом регионе. На рис. 2 а—б показаны относительные плотности эквивалентных по внешнему полю источников масс для гравитационного поля, топографии при различных расположениях носителей (сфер). Видно, что геометрические свойства распределения источников для гравитационного поля и топографии аналогичны, если выполнить сравнительный анализ на качественном уровне. Причина такой аналогии понятна: модели коры, топографии и гравитационного поля согласованы друг с другом. Значения относительных плотностей источников находятся в разумных, если можно так выразиться, пределах: на рисунках не наблюдается чересчур резких переходов от отрицательных к положительным величинам плотностей, что важно при построении метрологических аппроксимаций элементов полей, когда количественная информация об источниках поля отсутствует полностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поставленный авторами статьи математический эксперимент показал применимость модифицированных S-аппроксимаций в региональном варианте (когда учитывается сферичность планеты и появляется возможность изучения элементов потенциальных полей на значительных расстояниях от поверхности).

Пробное объемное распределение масс в коре было “выметано” на две сферы: радиус внешней сферы на 0.5–1 км превышал максимальную отметку рельефа, а радиус внутренней — был меньше минимального значения z -координаты границы “кора—мантия” на такую же величину. Напомним, что априорная информация о толщине коры в соответствии с моделью [7] нам известна. Гравитационное поле было рассчитано нами на рельефе (т.е. поверхности Марса), а также аналитически продолжено вверх на несколько уровней с помощью решения обратной задачи методом модифицированных S-аппроксимаций. В частности, на высоту, превышающую максимальную отметку рельефа на 0.5 и 1 км. Мы сравнивали поточечно значения плотности эквивалентных источников, полученной с помощью метода S-аппроксимаций, и плотности “выметанных” на соответствующую поверхность масс. Наилучший результат был достигнут при расположении внутренней сферы на расстоянии 30–34 км от поверхности Марса, если рассматривать Марс как сферу среднего радиуса 3393.5 км, и внешней сферы — расстоянии 3–4 км от максимальной топографи-

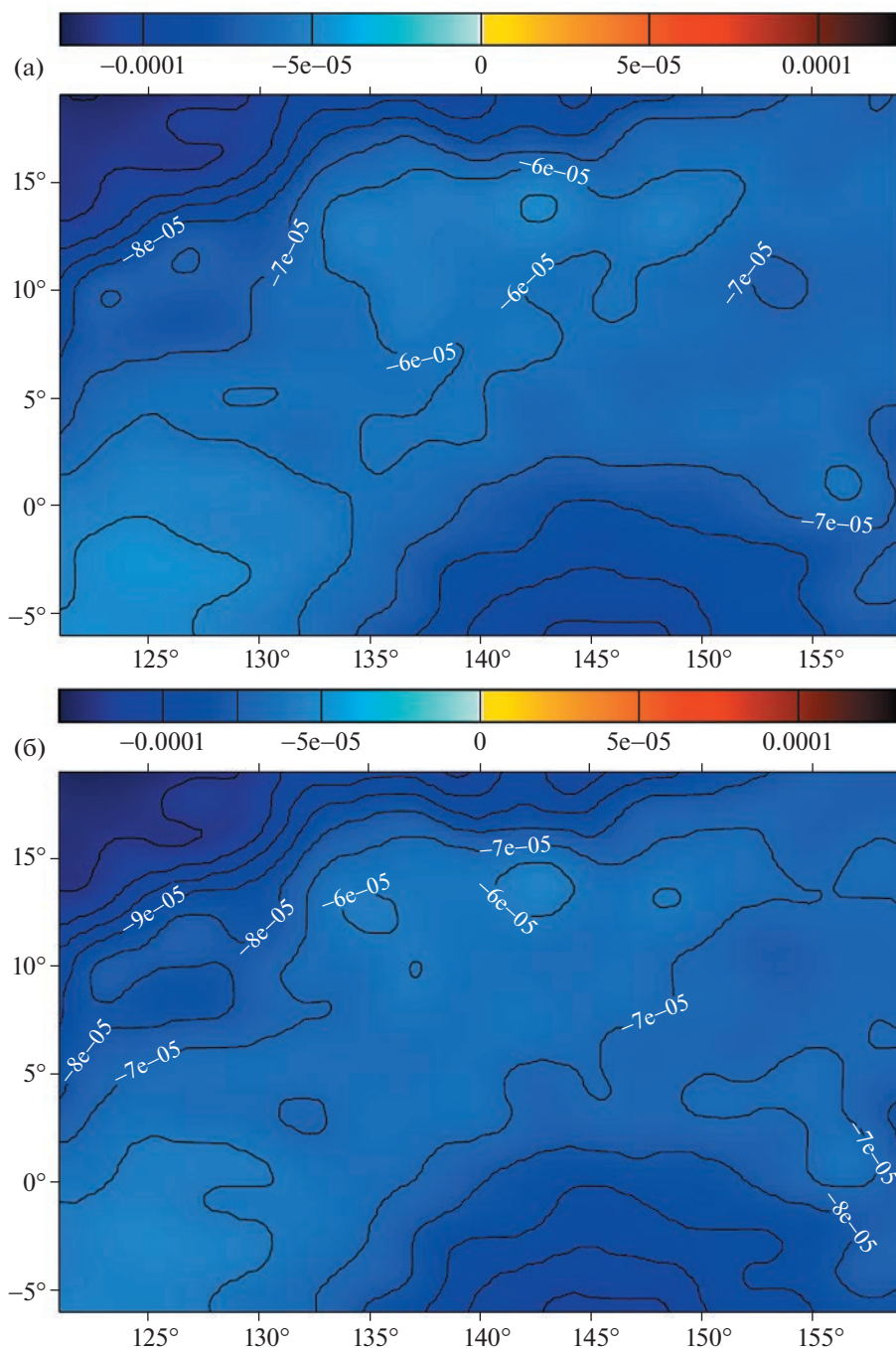


Рис. 2. (а) Относительное распределение плотностей эквивалентных источников для гравитационного поля, $h = -4$ км. (б) Относительное распределение плотностей эквивалентных источников для функции, описывающей топографию, $h = -0.34$ км.

ческой отметки. Наиболее равномерное распределение эквивалентных источников по глубине достигалось при выборе $n = 15$ сфер, на которых были сосредоточены массы. В этом случае показатель качества аппроксимации гравитационного поля, топографии и функции, описывающей границу “кора–мантия”, также был наилучшим:

$$\Delta = \frac{Ax - f_{\delta E}}{f_{\delta E}} = 10^{-9}.$$

Целью данного исследования

была апробация метода решения обратных нелинейных задач гравиметрии без многократного решения прямых, и она показала свою эффективность на модельных данных о гравитационном поле, топографии и функции, описывающей толщину коры. Пробное распределение объемных масс в коре Марса находится с относительной точностью 7–10%, при условии, что используются конечномерные аппроксимации функций, описывающих свойства источников. Расхождение

с результатами работы [9] показывает необходимость учета дополнительной информации о среде: геологических данных и данных сейсмологии.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Часть работ (выбор базовой модели коры Марса, регуляризирующие алгоритмы) выполнена по гос. заданию ИФЗ РАН. Часть работ (построение модифицированных аппроксимаций коры, топографии и гравитационного поля с учетом параметров, определенных при исследованиях магнитного поля) выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 23-41-00002 и, <https://rscf.ru/project/23-41-00002/>. Часть работ (подготовка данных для расчетов) выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00392, <https://rscf.ru/project/23-27-00392/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН. 2009. 254 с.
2. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и их применение к вопросам геофизики. София: изд-во Болгарской АН. 1968. 143 с.
3. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Шчепетиллов А.В. Комбинированный метод F-, S- и R-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли. 2018. № 1. С. 96–113.
4. Гласко Ю.В. Одна задача эквивалентного перераспределения масс // Физика Земли. 2012. № 2. С. 88–93.
5. Kim D., Banerdt W.B., Ceylan S., et al. // Surface waves and crustal structure on Mars // Science. 2022. V. 378. Iss. 6618. P. 417–421.
6. Knapmeyer-Endrun B., Panning M.P., Bissig F., et al. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data // Science. 2021. V. 373. P. 438–443.
7. Батов А.В., Менщикова Т.И., Гудкова Т.В. Модельные вариации толщины коры Марса и Венеры методом чисел Лява // Астрономический Вестник. 2023. (в печати).
8. Wiczorek M. Create crustal thickness maps of planets from gravity and topography (*ctplanet*). 2021. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4439426>
9. Гудкова Т.В., Степанова И.Э., Батов А.В. Модельные оценки плотностных неоднородностей в приповерхностных слоях Марса в зоне установки сейсмометра миссии InSight // Астрон. Вестник. 2020. Т. 54. № 1. С. 18–23.
10. Pan L., Quantin C., Tauzin B., et al. Crust stratigraphy and heterogeneities of the first kilometers at the dichotomy boundary in western Elysium Planitia and implications for InSight lander // Icarus. 2020. V. 338. 113511.
11. Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M. An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data // Icarus. 2016. V. 274. P. 253–260.
12. Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., et al. Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (E10). P. 23689–23722.
13. Strakhov V.N., Stepanova I.E. Solution of gravity problems by the S-approximation method (regional version) // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2002. V. 38. № 7. P. 535–544.
14. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015. № 2. С. 44–56.
15. Сальников А.М., Степанова И.Э., Гудкова Т.В., Батов А.В. О построении аналитической модели магнитного поля Марса по спутниковым данным с помощью модифицированных S-аппроксимаций // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 54–59.

A NEW COMBINED TECHNIQUE FOR SOLVING NONLINEAR GRAVITY PROBLEMS FROM PLANETARY TOPOGRAPHY, GRAVITY FIELD DATA AND CRUSTAL THICKNESS WITH THE USE OF THROWING OFF ALGORITHM

A. M. Salnikov^{a,b,#}, I. E. Stepanova^{a,##}, T. V. Gudkova^{a,###}, A. V. Batov^{a,b,####}, and A. V. Shchepetilov^c

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^bTrapeznikov Institute of Control Sciences of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^cLomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: salnikov@ipu.ru

^{##}E-mail: tet@ifz.ru

^{###}E-mail: gudkova@ifz.ru

^{####}E-mail: batov@ipu.ru

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko February 9, 2023

We test a new combined technique of solving nonlinear gravity problems using three types of datasets: gravity field, topography and crustal thickness in the Elysium Planitia region on Mars.

Keywords: regularization method, gravity field, topography, Mars

УДК 550.384:551.736.3(470)

НОВЫЙ 254 МЛН ЛЕТ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: МОСКОВСКАЯ СИНЕКЛИЗА, РАЗРЕЗЫ СУХОБОРКА И СОСНОВКА

© 2023 г. А. М. Фетисова^{1,2,*}, Р. В. Веселовский^{1,2}, В. К. Голубев³

Представлено академиком РАН Л.Н. Когарко 27.01.2023

Поступило 10.02.2023 г.

После доработки 17.02.2023 г.

Принято к публикации 21.02.2023 г.

Представлены результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований красноцветных осадочных пород верхней перми разрезов Сухоборка и Сосновка, расположенных на юго-восточном борту Московской синеклизы на правом берегу р. Ветлуга в Нижегородской области. Приведены доводы в пользу первичности характеристической компоненты намагниченности и вычислен первый надежно датированный позднепермский (254 млн лет) палеомагнитный полюс для осадочного пермо-триасового комплекса восточной части Восточно-Европейской платформы: 56.731° с.ш., 45.748° в.д., $N = 44$, $plat = 55.3^\circ$, $plong = 158.1^\circ$, $dp/dm = 3.5^\circ/5.1^\circ$, $paleolat = 34.6^\circ$.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Восточно-Европейская платформа, Русская плита, пермь, палеомагнитный полюс

DOI: 10.31857/S2686739723600194, **EDN:** UKLAON

Отвечающие современным критериям качества и надежности палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) для интервала 260–240 млн лет назад крайне немногочисленны и получены, преимущественно, по осадочным комплексам “стабильной” (внеальпийской) Европы [1–3] без точной геохронологической привязки. Это существенно усложняет разработку пермо-триасового сегмента кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса ВЕП, которая является основой для решения ряда насущных задач, в частности, оценки масштаба пост-палеозойских относительных движений ВЕП и Сибири [4, 5], а также Лаврентии в составе Лавразии (Евразии). Терригенный пермо-триасовый комплекс Русской плиты ВЕП давно и активно изучается палеомагнитным методом, и по нему в последние годы получен ряд палеомагнитных полюсов [6–8], однако их возраст определяется стратиграфической позицией (нередко – не-

однозначной) соответствующих разрезов и не может рассматриваться как достаточно точный. В связи с этим получение новых надежных палеомагнитных определений для ВЕП, возраст которых определен с высокой точностью посредством изотопно-геохронологических методов, является актуальной задачей.

Объектом данного исследования является разрез осадочных пород верхней перми Сухоборка (Нижегородская область, 56.731° с.ш., 45.748° в.д.), расположенный на юго-восточном крыле Московской синеклизы ВЕП, в котором ранее был обнаружен пепловый горизонт с цирконами первично магматического облика, средневзвешенный возраст которых, определенный методом U-Pb CA-ID-TIMS, составил 253.95 ± 0.06 млн лет [9]. Разрез, общей мощностью ~10 м (рис. 1), сложен континентальными, преимущественно аллювиальными отложениями и представлен пестроцветными песками с небольшими прослоями красноцветных алевролитов и глин. Верхняя часть разреза охарактеризована остатками остракод, конхострак, двустворчатых моллюсков, рыб и тетрапод нефедовского горизонта верхневятского подъяруса [9–11]. Пепловый прослой расположен в средней части разреза и представлен слоем темно-бордовых (вишневых) бентонитовых глин мощностью 11–12 см. Всего из пеплового горизонта было отобрано 37 ориентированных образцов: 18 образцов было отобрано в кварцевые

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: anna-fetis@ya.ru

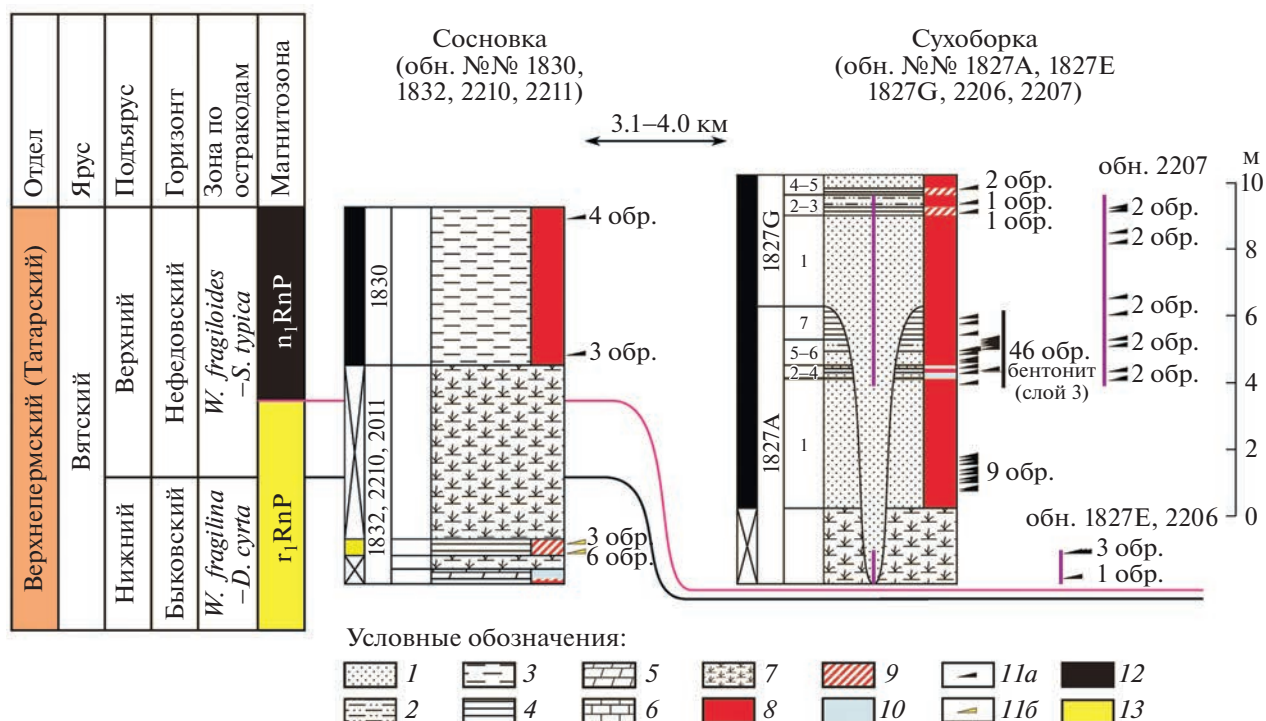


Рис. 1. Интервалы опробования разрезов Сухоборка и Сосновка и количество отобранных образцов. Номера обозначений даны (по В.К. Голубеву). Условные обозначения: 1 – песчаник; 2 – алевролит песчаный; 3 – алевролит глинистый; 4 – глина; 5 – мергель; 6 – известняк; 7 – осыпь; 8 – красноцветы; 9 – пестроцветы; 10 – сероцветы; 11 – уровни отбора палеомагнитных образцов с характеристической компонентой ЕОН: прямой полярности (а), обратной полярности (б); 12 – зоны прямой (N) полярности; 13 – зоны обратной (R) полярности.

колбы и 19 образцов – в пластиковые контейнеры. Кроме того, из перекрывающих и подстилающих пепловый горизонт пород было отобрано 36 ориентированных образцов; суммарный интервал опробования в разрезе Сухоборка составил 12 м.

Самая нижняя часть разреза Сухоборка во время полевых сезонов 2020 и 2022 г. находилась ниже уровня воды в р. Ветлуга, поэтому соответствующий ей стратиграфический интервал, а также вышележащие породы были опробованы в смежном разрезе Сосновка, расположенном в 3.1–4.0 км ниже по течению реки (56.725° с.ш., 45.806° в.д.). Нижняя часть этого разреза (рис. 1) охарактеризована остракодами верхней части быковского горизонта нижневятского подъяруса [9–11]. В разрезе Сосновка из интервала разреза общей мощностью около 10 м было отобрано 16 ориентированных образцов. Общий объем палеомагнитной коллекции составил 89 ориентированных образцов.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор палеомагнитных образцов производился вручную с помощью ножа, лопаты, геологического молотка, а также пластиковых и стеклянных кон-

тейнеров; ориентировались образцы магнитным компасом, поправка за местное склонение рассчитана по модели IGRF (13 поколение). Лабораторные петромагнитные и палеомагнитные исследования проводились на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН [12] согласно современной методике [13]. Для всех образцов кубической формы выполнены измерения анизотропии магнитной восприимчивости, выявившие плоскостной тип магнитной текстуры, характерной для осадочных пород. Результаты проведенных для наиболее характерных образцов экспериментов по оценке температурной зависимости магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения, а также параметры петли гистерезиса и кривых нормального намагничивания, свидетельствуют о присутствии в породах трех магнитных минералов – магнетита, маггемита и гематита. Этот вывод подтверждается рентгенофазовым анализом: в пепловом горизонте носителями естественной остаточной намагниченности (ЕОН) являются маггемит (69%) и гематит (31%), а в алевролитах и песчаниках – магнетит (74–84%) и гематит (16–26%).

Образцы кубической формы с ребром 2 см и в стеклянных колбах были подвергнуты детальной (до 14 шагов) температурной магнитной чистке (TD) до полного размагничивания, а образцы в

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы, полученные по сводному разрезу “Сухоборка” (разрезы Сухоборка и Сосновка)

Объект	Палеомагнитное направление				
	<i>n</i>	D (°)	I (°)	K	$\alpha 95$ (°)
Чистка переменным магнитным полем (AF)	34	36.7	62.1	39.5	4.0
Температурная чистка (TD), N-полярность	24	36.0	56.5	28.7	5.6
Температурная чистка (TD), R-полярность	20	223.8	–51.2	72.9	3.8
Температурная чистка (TD)	44	39.8	54.1	37.7	3.6
Температурная чистка (TD) при $f = 0.6$	44	39.8	66.5	37.7	3.6
Температурная чистка (TD) при $f = 0.9$	44	39.8	56.9	37.7	3.6

Палеомагнитный полюс “Сухоборка”:

slat = 56.731°, slong = 45.748°, plat = 55.3°, plong = 158.0°, dp/dm = 3.5°/5.1°, paleolat = 34.6°

Палеомагнитный полюс “Сухоборка” при $f = 0.6$:

plat = 65.2°, plong = 136.8°, dp/dm = 4.9°/5.9°, paleolat = 49.0°

Палеомагнитный полюс “Сухоборка” при $f = 0.9$:

plat = 57.5°, plong = 154.8°, dp/dm = 3.8°/5.2°, paleolat = 37.5°

Полюс “Сухоборка-N”: plat = 59.1°, plong = 159.8°, dp/dm = 5.9°/8.1°, paleolat = 37.1°

Полюс “Сухоборка-R”: plat = 51.1°, plong = 156.4°, dp/dm = 3.5°/5.1°, paleolat = 31.9°

Примечание: *n* – число единичных палеомагнитных направлений (число образцов); D, I – склонение и наклонение соответственно; K – кучность; $\alpha 95$ – радиус круга 95% доверия; slat, slong – координаты места отбора образцов; plat, plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – полуоси овала 95% доверия; paleolat – палеоширота места отбора образцов; AF, TD – магнитные чистки переменным магнитным полем и температурой соответственно; N, R – прямая и обратная полярности характеристической компоненты намагниченности (ChRM); f – коэффициент занижения наклонения.

пластиковых контейнерах – магнитной чистке переменным полем (AF) с амплитудой до 200 мТл. Для образцов из пеплового горизонта AF-чистка оказалась неэффективной; в остальных случаях AF-чисткой разрушается до 90% ЕОН. Компонентный анализ результатов обоих типов магнитной чистки позволяет выделить наиболее стабильную характеристическую компоненту ЕОН (ChRM), разрушающуюся в интервале температур 300–630°C (рис. 2 а, б) или в интервале амплитуд переменного магнитного поля 20–110 мТл (рис. 2 в). Важно отметить, что полярность ChRM в разрезе Сухоборка прямая (N) (рис. 2 а), а в разрезе Сосновка – прямая в верхней его части (рис. 2 в) и обратная (R) – в нижней части (рис. 2 б). С учетом биостратиграфических данных, прямо намагниченные отложения соответствуют субзоне p_1RnP региональной магнитостратиграфической шкалы, а обратно намагниченные – субзоне r_1RnP (рис. 1).

Распределение единичных направлений выделенной в образцах из разрезов Сухоборка и Сосновка ChRM представлено на рис. 2 г, д. Для вычисления среднего палеомагнитного направления для обоих разрезов (рис. 2 г; табл. 1) использованы только результаты температурной магнитной чистки (рис. 2 г), поскольку направления ChRM, полученные по данным AF-чистки (рис. 2 д), имеют более высокие, чем ожидаемые,

положительные наклонения, что может являться результатом неполного разделения вязкой компоненты намагниченности и ChRM. Направления ChRM прямой и обратной полярности близки к антиподальности: $\gamma/\gamma_{cr} = 7.0^\circ/7.0^\circ$ [14]. Учитывая биполярное распределение направлений характеристической компоненты намагниченности, наличие характерной для осадочных пород магнитной текстуры, близость вычисленного среднего палеомагнитного направления к ожидаемому [5–7], мы полагаем возраст ChRM древним, отвечающим времени накопления пород разрезов Сухоборка и Сосновка. Мощность опробованного интервала разреза позволяет полагать, что вычисленный по среднему палеомагнитному направлению полюс “Сухоборка” (табл. 1; рис. 3) является палеомагнитным. Действительно, согласно оценкам скорости осадконакопления разрезов с подобной литологией [15], опробованная 12-метровая толща накапливалась никак не менее 10 000 лет, а скорее всего, значительно дольше, что позволяет считать вековые вариации усредненными в палеомагнитной записи.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные вновь поднимают вопрос о надежности и тектонической интерпретации пермо-триасовых палеомагнитных полюсов ВЕП, полученных по осадочным комплексам

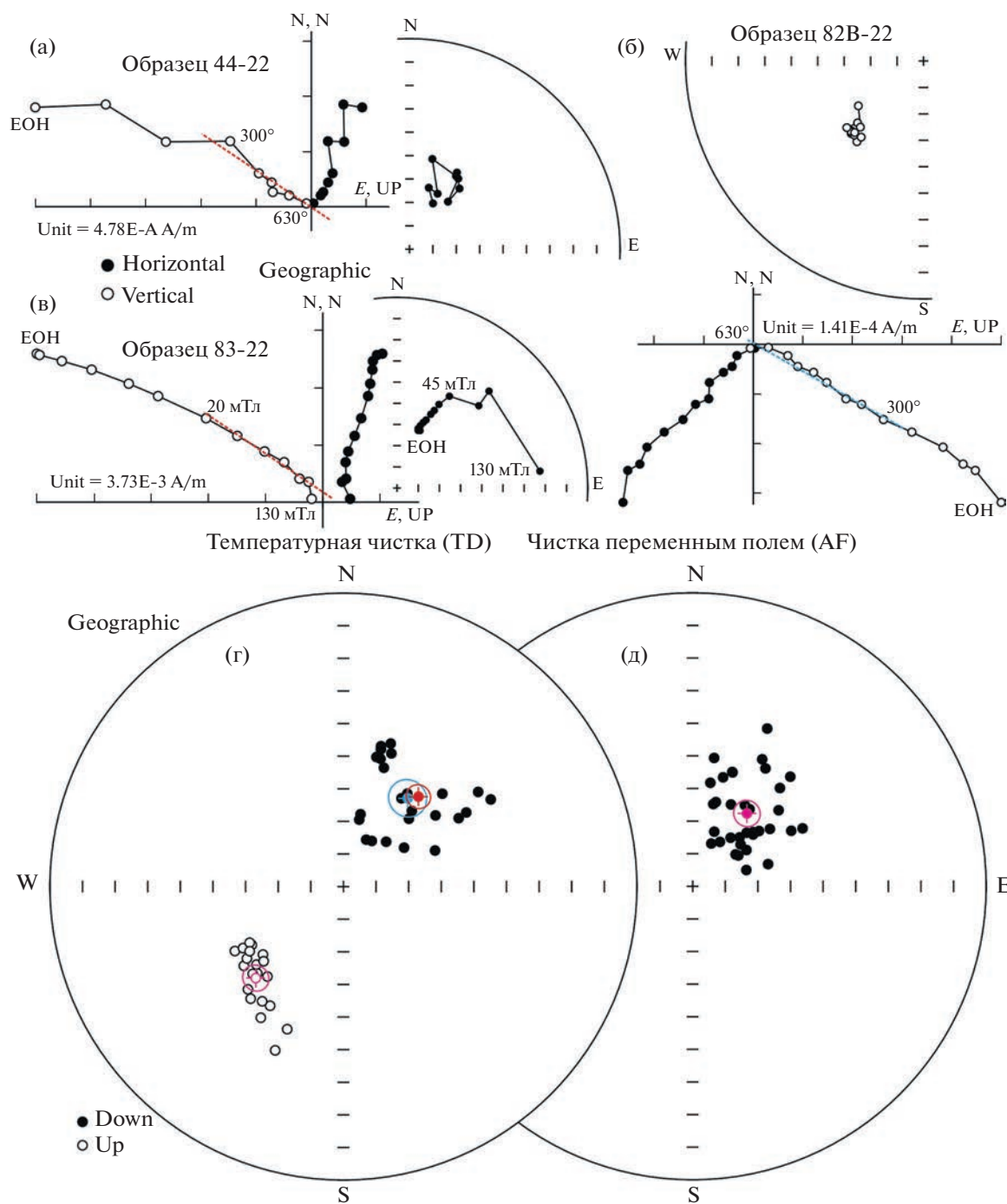


Рис. 2. Результаты палеомагнитных исследований. (а–в) — диаграммы Зийдervельда и стереограммы, иллюстрирующие процесс ступенчатой магнитной чистки образцов: температурной (а, б) и переменным полем (в). Географическая (современная) система координат. (а, в) — пример образца с характеристической компонентой намагниченности (ChRM) прямой полярности; (б) — пример образца с ChRM обратной полярности. (г, д) — распределение единичных направлений ChRM и средние палеомагнитные направления компонент прямой (синий цвет), обратной (розовый цвет, пустой кружок), а также прямой и обращенной обратной (красный цвет) полярности с кругами 95% доверия. Залитые (пустые) кружки на стереограммах — проекция вектора на нижнюю (верхнюю) полусферу; залитые (пустые) кружки на диаграммах Зийдervельда — проекции вектора на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Образец 44-22 — обнажение № 1827А (Сухоборка), слой 3 (бентонит), 7 см ниже кровли. Образец 82В-22 — обнажение № 2211 (Сосновка). Образец 83-22 — обнажение № 1830 (Сосновка), нижний уровень.

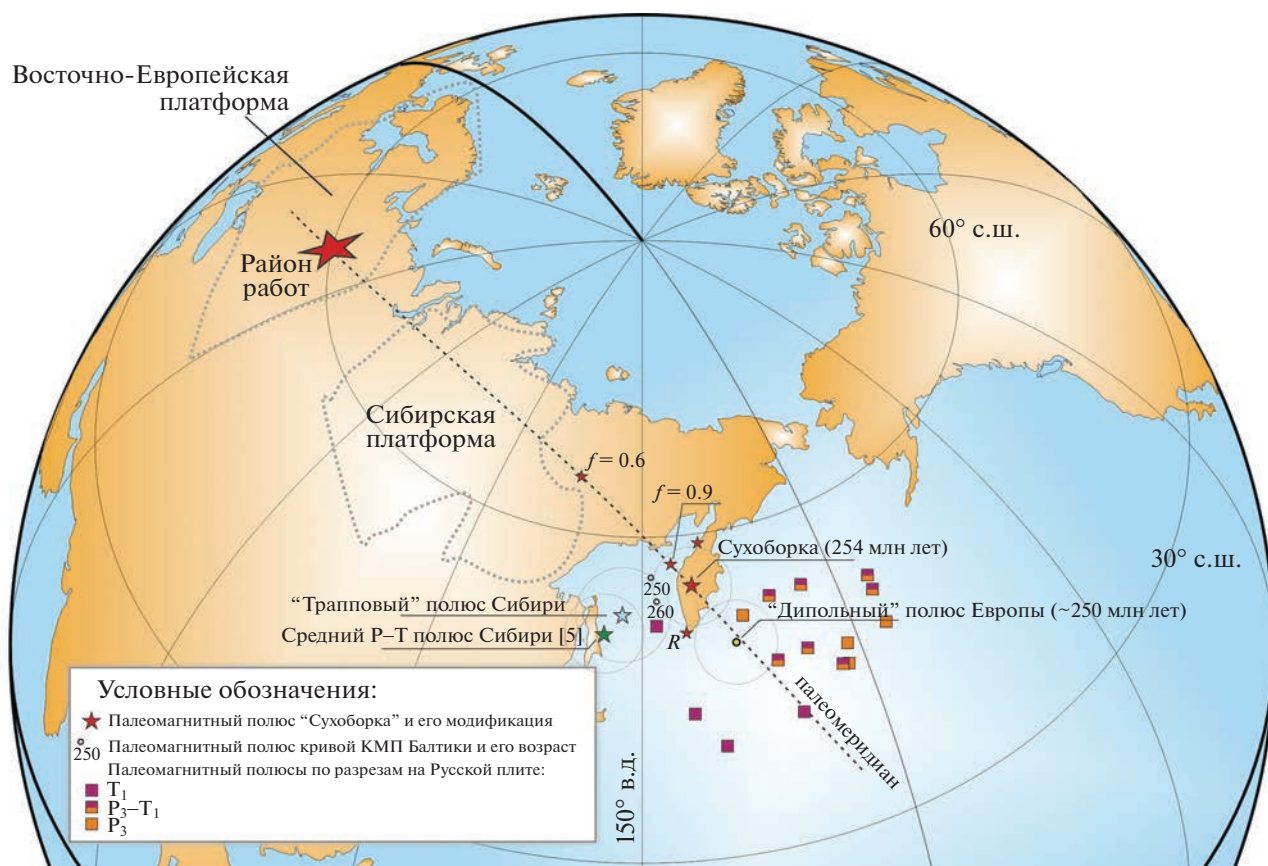


Рис. 3. Палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы “Сухоборка” (254 млн лет) и полюсы, обсуждаемые в тексте статьи: “дипольный” полюс Европы [1]; “трапповый” полюс Сибири [16]; полюсы кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса ВЕП и их возраст по [2]; “R” и “N” – полюсы “Сухоборка”, вычисленные по направлениям обратной или прямой полярности соответственно; “ $f = 0.6$ ” и “ $f = 0.9$ ” – полюс “Сухоборка”, скорректированный с учетом занижения наклона с коэффициентом $f = 0.6$ и $f = 0.9$ соответственно. Цветными квадратами показаны палеомагнитные полюсы ВЕП, полученные по объектам в пределах Русской плиты в работах [6–8], цвет соответствует возрасту полюса. Серые окружности – круги 95% доверия.

Русской плиты [6–8] (рис. 3). Эти полюсы, хотя и являются почти одновозрастными позднепермскому (254 млн лет) полюсу “Сухоборка”, но существенно отличаются от него, располагаясь на расстояниях до 30° дуги большого круга к ЮВ (рис. 3). Среди возможных причин такого распределения полюсов традиционно рассматриваются (1) наличие пост-пермских вращений ВЕП или отдельных ее тектонических блоков [4, 5], а также (2) эффект занижения наклона в осадочных породах. Детальный анализ перечисленных факторов требует отдельного рассмотрения, однако необходимо отметить, что полюс “Сухоборка” не отличается от среднего пермо-триасового “траппового” полюса Сибири [16], но отличается от ее среднего пермо-триасового полюса, вычисленного с использованием расширенной выборки единичных полюсов [5] (рис. 3). Это свидетельствует о том, что вопрос о масштабе относительных перемещений Восточно-Европейской и Сибирской платформ в мезозое и кайнозое остается откры-

тым. Кроме того, полюс “Сухоборка” не отличается от “дипольного” полюса Европы [1] (рис. 3), вклады эффекта занижения наклона и недипольных компонент главного магнитного поля Земли в котором исключены. Также полюс “Сухоборка” не отличается от полюсов с возрастом 260 и 250 млн лет кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Балтики (рис. 3), при вычислении которых палеомагнитные направления, полученные по осадочным породам, были скорректированы с учетом эффекта занижения наклона с коэффициентом $f = 0.6$ [2]. Касаясь вопроса о занижении наклона в осадочных породах, заметим, что объем выборки полученных нами единичных палеомагнитных направлений не позволяет применить к ним статистический метод E/I для непосредственной оценки коэффициента занижения наклона в породах разрезов Сухоборка и Сосновка. Однако в случае внесения поправки на занижение наклона с коэффициентом $f = 0.6$, палеомагнитный полюс

“Сухоборка” существенно смещается от своего ожидаемого положения (рис. 3), поэтому указанное значение f неприменимо к изученным породам. В то же время палеомагнитный полюс “Сухоборка” допускает использование значения коэффициента занижения наклонения f в породах пермо-триасового комплекса Русской плиты в интервале 0.8–0.9, вычисленного ранее непосредственно для разрезов Клыково, Жуков овраг и Гаврино [6, 7].

В заключение отметим, что в качестве одной из возможных причин различия пермо-триасовых палеомагнитных полюсов осадочных комплексов ВЕП авторы работы [1] рассматривают неполное удаление вязкой компоненты в ходе процедуры магнитной чистки, в связи с чем палеомагнитные направления обратной полярности, которые преобладают в позднепермских интервалах разрезов Русской плиты, могут быть занижены. Действительно, применительно к полученным данным, координаты полюсов, соответствующих средним направлениям ChRM прямой (“Сухоборка-N”) и обратной (“Сухоборка-R”) полярности изученного нами сводного разреза Сухоборка-Сосновка, отличаются друг от друга на расстояние $\sim 10^\circ$ (рис. 3). Однако такое распределение полюсов принципиально не влияет на полученный результат: рассматриваемые полюсы “Сухоборка-N” и “Сухоборка-R” значимо отличаются от большинства пермо-триасовых полюсов ВЕП. Тем не менее упомянутый эффект, очевидно, не должен игнорироваться при вычислении палеомагнитных полюсов, полученных по распределениям палеомагнитных направлений разной полярности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.Н. Диденко (ГИН РАН) за ценные замечания к исходному тексту статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены при поддержке гранта РНФ № 22-27-00597.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bazhenov M.L., Shatsillo A.V.* Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // *Geophysical Journal International*. 2010. V. 180. P. 136–146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04379.x>
2. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 114. № 3–4. P. 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
3. *Evans M.E., Pavlov V., Veselovsky R., et al.* Late Permian paleomagnetic results from the Lodève, Le Luc, and Bas-Argens Basins (southern France): magnetostratigraphy and geomagnetic field morphology // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.09.002>
4. *Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю. и др.* Палеомагнетизм позднепермских интрузий Минусинского прогиба (Южная Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 2. С. 238–253.
5. *Диденко А.Н.* Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 65–79. <https://doi.org/10.7868/S000233371505004X>
6. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Scholze F. и др.* Новый пермо-триасовый палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы, вычисленный с учетом занижения наклонения в осадочных породах // *Физика Земли*. 2018. № 1. С. 158–171. <https://doi.org/10.7868/S0002333718010131>
7. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Арефьев М.П.* Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым осадочным разрезам Московской синеклизы // *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. Науки*. 2020. Т. 162. Кн. 2. С. 228–243. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2020.2.228-243>
8. *Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В. и др.* Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермо-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слуккино и Окский съезд // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 10. С. 1401–1419. <https://doi.org/10.15372/GiG2021157>
9. *Davydov V.I., Arefiev M.P., Golubev V.K., et al.* Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow syncline, Russia // *Geology*. 2020. V. 48. № 7. P. 742–747. <https://doi.org/10.1130/G47172.1>
10. *Голубев В.А., Арефьев М.П., Наумчева М.А. и др.* О возрасте пермских отложений нижнего течения р. Ветлуга, Нижегородская область // *Палеострат-2019. Годи́чное собрание (науч. конф.) секции палеонтологии МОИП и Моск. отд-ния Палеонтологического о-ва при РАН: Тез. докл. Ред. А.С. Алексеев, В.М. Назарова. М.: Палеонтол. ин-т им. А.А. Борисяка РАН. 2019. С. 21–22.*
11. *Голубев В.К., Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Наумчева М.А.* Нижняя граница чансинского яруса (верхняя пермь) на Восточно-Европейской платформе // *Палеострат-2023. Годи́чное собрание (науч. конф.) секции палеонтологии МОИП и Моск. отд-ния Палеонтологического о-ва при РАН: Тез. докл. Ред. В.К. Голубев, В.М. Назарова – М.: Палеонтол. ин-т им. А.А. Борисяка РАН. 2023. С. 29–30.*
12. *Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al.* Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. 13 (2). 0579. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
13. *Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F., et al.* Essentials of Paleomagnetism // 4th Web Edition. 2016.

14. *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103, No 3. P. 725–729.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
15. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Сиротин К.А. и др.* Палеомагнетизм и циклостратиграфия пограничного интервала перми-триаса разреза Старое Случино (Владимирская область) // *Физика Земли*. 2023. № 2. С. 162–175.
<https://doi.org/10.31857/S0002333723020060>
16. *Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A.V., et al.* Geomagnetic secular variations at the Permian-Triassic boundary and pulsed magmatism during eruption of the Siberian Traps // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2019. V. 20. № 2. P. 773–791.
<https://doi.org/10.1029/2018GC007950>

NEW 254 ma PALEOMAGNETIC POLE OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: MOSCOW SYNECLISE, SUKHOBORKA AND SOSNOVKA SECTIONS

A. M. Fetisova^{a,b,#}, R. V. Veselovskiy^{a,b}, and V. K. Golybev^c

^a*Lomonosov Moscow State University, Geological faculty, Moscow, Russian Federation*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^c*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: anna-fetis@ya.ru*

Presented by Academician of the RAS L.I. Kogarko January 27, 2023

The paper presents the results of paleomagnetic and rock magnetic studied of upper Permian continental red beds of the Sukhoborka and Sosnovka sections of the south-eastern part of the Moscow syncline on the right bank of the Vetluga river in Nizhny Novgorod region, Russia. Arguments in favor of the primary nature of the characteristic component of magnetization are given. A first securely dated upper Permian (254 Ma) paleomagnetic pole of the east part of the East European Platform is calculated: $\text{slat} = 56.731^\circ\text{N}$, $\text{slong} = 45.748^\circ\text{E}$, $\text{N} = 44$, $\text{plat} = 55.3^\circ$, $\text{plong} = 158.1^\circ$, $\text{dp/dm} = 3.5^\circ/5.1^\circ$, $\text{paleolat} = 34.6^\circ$.

Keywords: paleomagnetism, East European Platform, Russian basin, Permian, paleomagnetic pole

УДК 550.385

СЕРИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТУРЦИИ 06.02.2023 г. И ВОЗМУЩЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

© 2023 г. Академик РАН В. В. Адушкин^{1,*}, А. А. Спивак^{1,**},
Ю. С. Рыбнов^{1,***}, А. В. Тихонова^{1,****}

Поступило 16.02.2023 г.
После доработки 17.02.2023 г.
Принято к публикации 17.02.2023 г.

Представлен анализ вариаций микробарического фона, магнитного и электрического поля в приземном слое атмосферы, сопутствующих сильным землетрясениям 06.02.2023 г. в Турции. Для анализа привлекались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в Центре геофизического мониторинга Москвы и обсерватории “Михнево” ИДГ РАН, а также данные, полученные рядом магнитных обсерваторий сети INTERNAGNET. Показано, что землетрясения, помимо сейсмического эффекта, сопровождались вариациями магнитного и электрического полей, а также генерацией инфразвуковых волн, зарегистрированных на значительном расстоянии от источников.

Ключевые слова: землетрясение, инфразвук, магнитное поле, электрическое поле, вариация

DOI: 10.31857/S2686739723600327, **EDN:** UKVRGG

Сильные землетрясения являются ярким примером проявления природных сил. Динамические эффекты в очаговой зоне землетрясения, связанные с высвобождением накопленной энергии, резкими изменениями структуры, механических и электромагнитных свойств среды и другими сопутствующими землетрясению явлениями, оказывают значительное влияние на вариации геофизических полей, таких как электрическое, магнитное и микробарическое [1]. Изучение вызванных вариаций геофизических полей представляет значительный интерес не только с точки зрения всестороннего описания эффектов, сопровождающих сейсмические события, но и для понимания их внутренних механизмов и закономерностей их развития. При этом следует также отметить, что достаточно мощные вариации геофизических полей содержат весьма важную информацию, необходимую для разработки моделей их взаимодействия и преобразования, а в целом — для установления природы и механизмов межгеосферных взаимодействий [2].

Несмотря на имеющиеся исследования, связанные с установлением геофизических эффектов землетрясений¹ ([3–5] и др.), ощущается недостаток наблюдательного материала, необходимого для расширения соответствующей базы данных как основы для разработки теоретических и феноменологических моделей сильных сейсмических явлений.

В настоящем сообщении рассматриваются геофизические эффекты в виде микробарических вариаций, вариаций магнитного и электрического поля Земли в приземном слое атмосферы в период трех наиболее сильных сейсмических событий², произошедших 06.02.2023 г. в Турции (табл. 1) [6]. При этом первые два события с учетом близости времен главных толчков допустимо рассматривать в качестве двойного землетрясения.

В качестве исходных данных использовались результаты инструментальных наблюдений, выполненных в экспериментальных подразделениях ИДГ РАН: Геофизической обсерватории “Михнево” (МНВ, 54.96° с.ш.; 37.76° в.д.) и в Центре геофизического мониторинга Москвы (ЦГМ, 55.70° с.ш.; 37.57° в.д.) [7]. Регистрация вертикальной компоненты напряженности элект-

¹Институт динамики геосфер
им. академика М.А. Садовского
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: adushkin@idg.ras.ru

**E-mail: aaspivak100@gmail.com

***E-mail: rybnov.y@mail.ru

****E-mail: tikhonova@idg.ras.ru

¹ В основном предметом исследований являлись короткопериодные возмущения магнитного поля.

² С 00: 00 до 12: 00 UTC по данным USGS [6] произошло 4 землетрясения магнитудой >5.5 в окрестности события 1 радиусом ~30 км и 6 землетрясений в окрестности события 3 радиусом ~75 км.

Таблица 1. Характеристика землетрясений по данным из каталога USGS

№ п/п	Дата	Время (UTC)	Магнитуда	Географические координаты		Глубина, км
				Широта	Долгота	
1	06.02.2023	01:17:35	7.8	37.174° с.ш.	37.032° в.д.	17
2	”	01:28:15	6.7	37.127° с.ш.	36.943° в.д.	14
3	”	10:24:49	7.5	38.024° с.ш.	37.203° в.д.	10

Таблица 2. Данные по магнитным обсерваториям

Код	Принадлежность	GEO		R, км	B_x^* , нТл	
		Широта	Долгота		Соб. 1, 2	Соб. 3
SUA	Румыния	44.68° с.ш.	26.25° в.д.	~1230	~5	~1
PAG	Болгария	42.52° с.ш.	24.18° в.д.	~1240	~5	~4
GSK	Сербия	44.63° с.ш.	24.48° в.д.	~1590	~5	~1
MHV	Россия	54.96° с.ш.	37.77° в.д.	~1980	~6	~4
BEL	Польша	51.84° с.ш.	20.79° в.д.	~2070	~5	~4
HLP	Польша	54.60° с.ш.	18.81° в.д.	~2380	~8	~5
NUR	Финляндия	60.51° с.ш.	24.66° в.д.	~2740	~7	~7
LYC	Швеция	64.61° с.ш.	18.75° в.д.	~3280	~50	~8
SOD	Финляндия	67.37° с.ш.	26.63° в.д.	~3420	~80	~15
ABK	Швеция	68.36° с.ш.	18.82° в.д.	~3640	~70	~3
GAN	Мальдивы	–0.69° с.ш.	73.15° в.д.	~5610	~5	~1
SHE	С. Гелена	–15.96° с.ш.	354.25° в.д.	~7410	~4	~1
TDS	С. Гелена	–37.07° с.ш.	347.68° в.д.	~9690	~6	~3
GNG	Австралия	–31.35° с.ш.	115.71° в.д.	~11 170	~9	~5
VOS	Антарктика	–78.464° с.ш.	106.835° в.д.	~13620	~35	~30
SBA	Антарктика	–77.85° с.ш.	166.78° в.д.	~14930	~50	~25
MCQ	Австралия	–54.50° с.ш.	158.95° в.д.	~15290	~25	~10
EYR	Нов. Зеландия	–43.47° с.ш.	172.39° в.д.	~16210	~10	~2

Таблица 3. Индексы магнитной активности K (по данным MHV) и K_p (по данным International Service of Geomagnetic Indices (ISGI)) за 06.02.2023 г.

Индекс	Время (UTC)				
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15
K	3	2	2	3	2
K_p	3	3	3	3	3

трического поля E выполнялась измерителем напряженности электрического поля VOLTEK EFM-100 в диапазоне частот 0–10 Гц. Компоненты магнитной индукции B_x , B_y и B_z , ориентированные соответственно в направлении север–юг, восток–запад и вертикально вниз, регистрировались в MHV с использованием цифрового трехкомпонентного феррозондового магнетометра LEMI-018 с частотой дискретизации 1 Гц. При

анализе вызванных геомагнитных вариаций привлекались также данные ряда магнитных обсерваторий сети INTERMAGNET [8] (табл. 2).

Следует отметить, что период рассматриваемых землетрясений характеризовался спокойными метеорологическими условиями в пунктах регистрации, отсутствием значимых локальных возмущений атмосферного электрического поля, связанных с источниками природного и техногенного происхождения, а также спокойной геомагнитной обстановкой (табл. 3), что упростило выделение вызванных возмущений геофизических полей.

Сейсмический эффект. В качестве основного эффекта, сопутствующего землетрясениям, традиционно рассматривается сейсмический сигнал. В нашем случае приход сейсмических волн в ЦГМ от двойного землетрясения (1 и 2 из табл. 1) зафиксирован в ~ 01:22 UTC (рис. 1), причем на

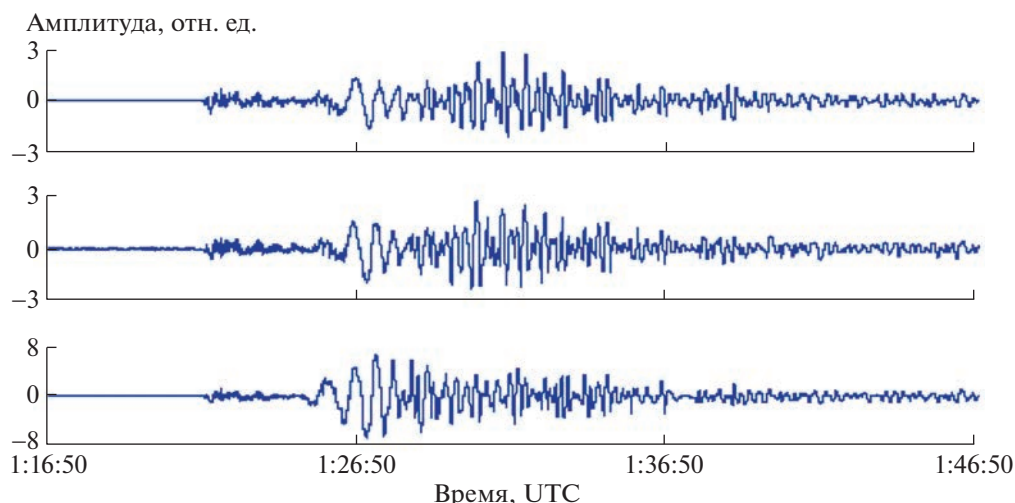


Рис. 1. Сейсмический сигнал, вызванный двойным землетрясением 06.02.2023 г. (Турция).

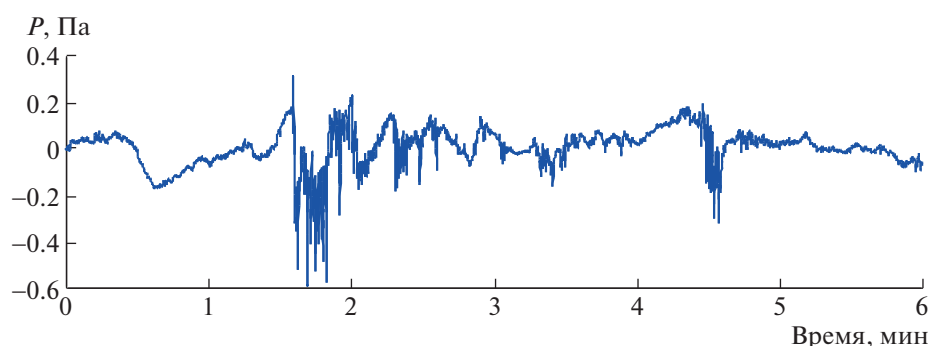


Рис. 2. Акустический сигнал в диапазоне частот 0.01–10 Гц, вызванный приходом сейсмических волн от двойного землетрясения 1 и 2 по данным ЦГМ (время прихода сигнала 01:25 UTC).

записях можно выделить приход групп поверхностных волн отдельно от первого и второго события.

Акустический эффект. Другим важным эффектом является акустическое возмущение, вызываемое в приземной атмосфере в результате вертикальных смещений земной поверхности ([9–11] и др.). В нашем случае акустический сигнал отчетливо проявился неоднократно в микробарических вариациях на значительном расстоянии от очагов рассматриваемых событий (~2060 км) в ЦГМ. В первом случае зарегистрированы акустические колебания в атмосфере в период прихода сейсмического сигнала. Характер акустического сигнала, вызванного сейсмическими волнами, демонстрируется на рис. 2. Аналогичным образом выглядит акустический сигнал, вызванный приходом сейсмических волн от землетрясения 3 из табл. 1.

В 03: 28: 11 UTC зарегистрирован инфразвуковой сигнал, распространяющийся по атмосфере-

ному волноводу. Форма этого сигнала, вызванного двойным землетрясением, приведена на рис. 3. Инфразвуковой сигнал от землетрясения 3 из табл. 1, распространяющийся по атмосферному волноводу, зарегистрирован в ЦГМ в ~12:11:58 UTC (рис. 4).

С учетом времен регистрации инфразвуковых сигналов и расстояний между очагами землетрясений и пунктом регистрации (ЦГМ) получаем: скорость распространения инфразвуковых составила ~260–300 м/с, что соответствует диапазону скоростей распространения инфразвуковых волн, распространяющихся в атмосферном волноводу [12].

Магнитный эффект. Анализ данных, полученных при магнитных измерениях, свидетельствует о том, что рассматриваемые землетрясения сопровождались короткими вариациями геомагнитного поля сразу после главного толчка. На рис. 5 приведены примеры геомагнитных вариаций, вызванных двойным землетрясением, в

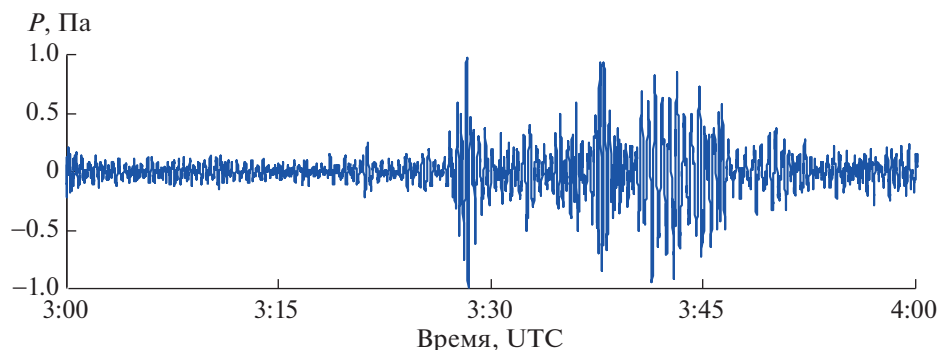


Рис. 3. Распространяющийся по волноводу инфразвуковой сигнал, вызванный двойным землетрясением 1 и 2 из табл. 1 (по данным ЦГМ).

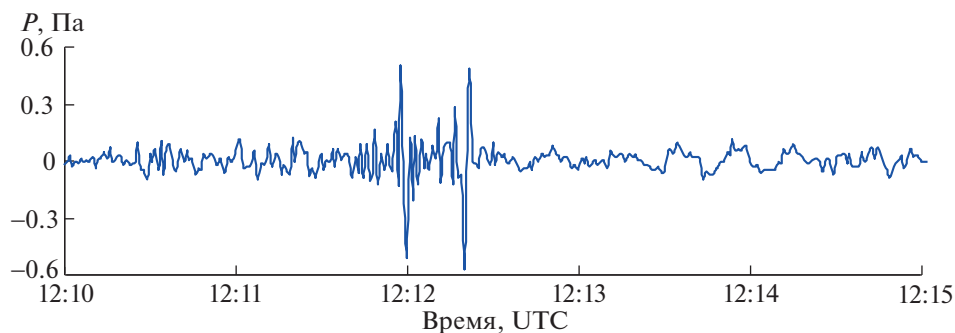


Рис. 4. Распространяющийся по волноводу инфразвуковой сигнал, вызванный землетрясением 3 из табл. 1 (по данным ЦГМ).

виде $B_x(t)$. Из рис. 5 следует, что характер вариаций представляет собой хорошо выраженную отрицательную бухту. Максимальные амплитуды вариаций компоненты B_x относительно тренда B_x^* приведены в табл. 2 (через R обозначено расстояние до очага землетрясения 1). Полученные данные показывают, что максимальная амплитуда вызванных событиями 1 и 2 геомагнитных вариаций составила $\sim 3\text{--}10$ нТл для среднеширотных обсерваторий и $\sim 25\text{--}80$ нТл для высокоширотных (табл. 2). Аналогичный характер имеют вариации магнитного поля, вызванные событием 3. Максимальные амплитуды вариаций относительно тренда для случая события 3 также приведены в табл. 2.

При этом особо следует отметить, что в случае двойного землетрясения отмечается высокая синхронность коротких магнитных возмущений в период после главных ударов (начало вызванных геомагнитных вариаций в широком диапазоне расстояний от ~ 1200 до $16\,000$ км отмечается в одно и то же время: $\sim 01:25$ UTC). Этот факт свидетельствует в данном случае о высокой вероятности наличия глобального возмущающего источника. С учетом времени запаздывания относительно главного удара события 1, сопоставимого по по-

рядку величины со временем пробега сейсмическим сигналом расстояния, равного размеру Земли, и длительности вызванных вариаций магнитного поля можно предполагать, что источником геомагнитных вариаций в данном случае является геодинамо, возмущенное сейсмическими волнами, которые распространялись вглубь Земли [13].

Электрический эффект. Результаты регистрации напряженности электрического поля в МНУ демонстрируют вариации E в период рассматриваемых событий. На рис. 6 приведены вариации вертикальной компоненты электрического поля относительно тренда E^* в периоды двойного землетрясения 1 и 2 (а) и события 3 (б). Действительно оба события вызвали выраженное изменение хода $E(t)$ амплитудой ~ 20 В/м.

Помимо вариаций в период землетрясений регистрируются вариации электрического поля в период прихода инфразвуковых сигналов в точку регистрации. В качестве примера на рис. 7 приведены вариации E^* , вызванные двойным землетрясением 1 и 2, в период прихода инфразвукового сигнала в ЦГМ.

Приведенные данные, по мнению авторов, дополняют существующие в настоящее время представления о геофизических последствиях силь-

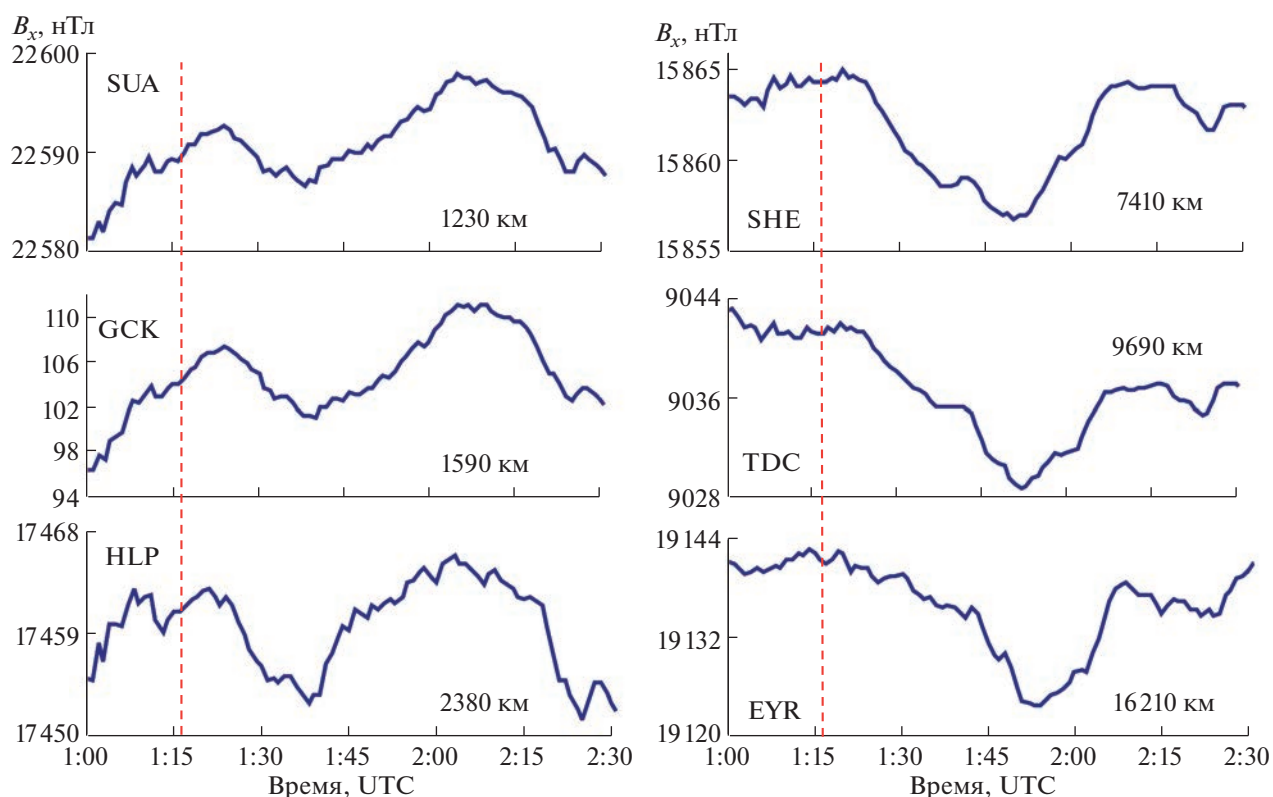


Рис. 5. Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля B_x , вызванные двойным землетрясением 1 и 2 по данным МНВ (расстояние до очага события 1 обозначены в поле рисунков); вертикальным пунктиром обозначено время события 1.

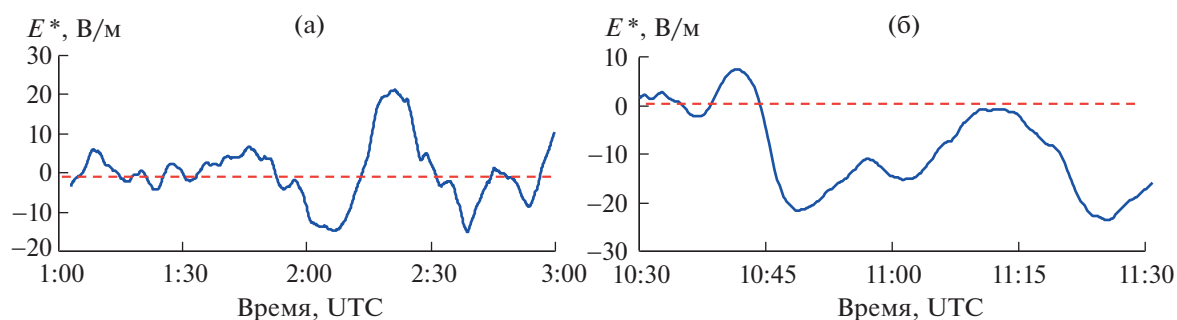


Рис. 6. Вариации вертикальной компоненты электрического поля относительно тренда E^* в периоды двойного землетрясения 1 и 2 (а) и события 3 (б) по данным МНВ.

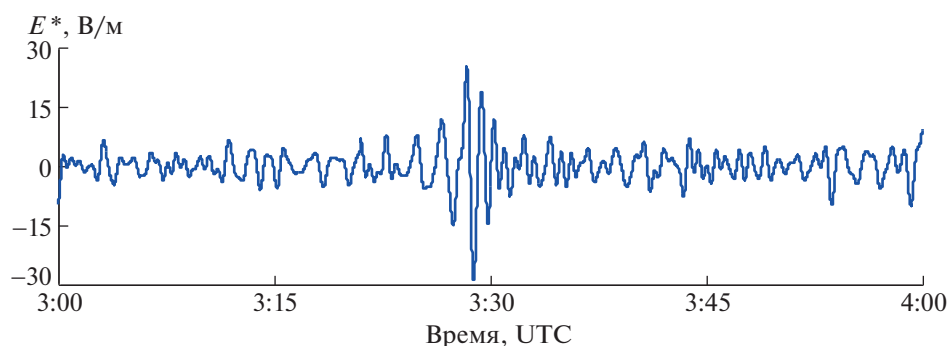


Рис. 7. Вариации вертикальной компоненты электрического поля относительно тренда E^* в период прихода в ЦГМ инфразвукового сигнала, вызванного двойным землетрясением.

ных землетрясений и окажутся полезными при разработке и верификации аналитических и численных моделей, всесторонне описывающих энергообменные процессы при сейсмических событиях, а также их влияние на внешние геосферы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Воздействие экстремальных природных событий на геофизические поля в среде обитания // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 6–16.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М. ГЕОС. 2014. 335 с.
3. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 295 с.
4. Черногор Л.Ф. геомагнитные возмущения, сопровождавшие Великое Японское землетрясение 11 марта 2011 г. // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2019. Т. 59. С. 69–82.
5. Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // *ТАО*. 2004. Vol. 15. No 3. P. 329–360.
6. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
7. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методика для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // *Сейсмические приборы*. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
8. <https://www.intermagnet.org/index-eng.php>
9. Гармаш С.В., Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1989. № 12. С. 1290–1299.
10. Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызванные движением земной поверхности // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1967. № 10. С. 10440–1052.
11. Cook R.K. Infrasound radiated during the Montana earthquake of 1959. August 18 // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1971. V. 26. P. 191–198.
12. Куличков С.Н., Авиллов К.В., Буш Г.А. и др. Об аномально быстрых инфразвуковых приходах на больших расстояниях от наземных взрывов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 40. № 1. С. 3–12.
13. Адушкин В.В., Спивак А.А. Эффект влияния сильных землетрясений на геодинамику // *Доклады РАН. Наука о Земле*. 2023. Т. 509. № 4.

SERIES OF CATASTROPHIC EARTHQUAKES IN TURKEY 06.02.2023 AND PERTURBATION OF GEOPHYSICAL FIELDS

Academician of the RAS V. V. Adushkin^{a,#}, A. A. Spivak^{a,##}, Yu. S. Rybnov^{a,###}, and A. V. Tikhonova^{a,####}

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: adushkin@idg.ras.ru*

^{##}*E-mail: aaspivak100@gmail.com*

^{###}*E-mail: rybnov.y@mail.ru*

^{####}*E-mail: tikhonova@idg.ras.ru*

An analysis of variations in the microbaric background, magnetic and electric fields in the surface layer of the atmosphere, accompanying strong earthquakes on February 6, 2023 in Turkey, is presented. The analysis involved the results of instrumental observations performed at the Center for Geophysical Monitoring of Moscow and the Mikhnevo observatory of the IDG RAS, as well as data obtained by a number of magnetic observatories of the INTERNAGNET network. It is shown that, in addition to the seismic effect, earthquakes were accompanied by variations in the magnetic and electric fields, as well as the generation of infrasonic waves recorded at a considerable distance from the sources.

Keywords: earthquake, infrasound, magnetic field, electric field, variation

УДК 574.9

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ИНТЕНСИВНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЯМАЛО-НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА

© 2023 г. А. В. Кислов^{1,2,*}, А. Р. Аляутдинов¹, А. В. Баранская¹, Н. Г. Белова¹, Д. М. Богатова¹,
М. А. Викулина¹, И. В. Железнова¹, Г. В. Суркова¹, Г. Н. Краев^{2,3}

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 27.02.2023 г.

Поступило 27.02.2023 г.

После доработки 28.02.2023 г.

Принято к публикации 28.02.2023 г.

Происходящие в Арктике изменения климата выражаются в нарастании экстремальных значений, а также в широком спектре процессов деградации многолетних мерзлых пород, состояние которых, чутко реагирующее на изменения климата, вызывает активизацию быстро протекающих экзогенных процессов. Для прогноза климата ЯНАО на середину 21 века использованы данные 42 моделей проекта CMIP6. Температура января повысится примерно на 3.5°C (на побережье Карского моря даже на 4.5°C), а в июле на ~2.5°C повсеместно. Квантильные 5 и 95% значения вырастут на 3 и 4.5°C в январе и на 2 и 3°C в июле соответственно. Месячные суммы осадков увеличатся в среднем на 10% в январе и останутся неизменными в июле. Квантильные 95% значения увеличатся на 30 и 10% в январе и июле соответственно. Сократится количество дней с заморозками. Потепление в сочетании с ростом осадков приведет к росту активности лавин, водоснежных потоков и селей на восточных склонах Урала, а также скажется на характеристиках оползней, процессов абразии, суффозии, эрозии, термокарста, солифлюкции. К прогнозируемым изменениям природной среды должны быть готовы климатически зависимые отрасли экономики.

Ключевые слова: прогноз климата, прогноз эндогенных процессов в Арктике, CMIP6, прогноз климатических рисков

DOI: 10.31857/S2686739723600388, **EDN:** ULATSW

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе рассмотрены риски, проявляющиеся в широком комплексе природных процессов Арктики. Здесь происходит активизация экзогенных процессов, определяемая наличием мерзлых грунтов, чутко реагирующих на изменения климата. В результате возникают изменения природной среды, к которым должны быть готовы строительный комплекс, транспорт, добывающая промышленность, жилищно-коммунальное хозяйство и др. [1].

Международным стандартом прогнозирования климатических изменений является применение ансамбля данных моделей земной системы (климатических моделей). Нами использован набор из 42 моделей проекта Coupled Model Intercomparison Project, Phase 6 (CMIP6), для вычисления изменения климата на середину 21 века в рамках сценария SSP5-8.5 [2, 3]. Использование конкретного сценария не уменьшает общности результатов, поскольку климатические различия, отвечающие разным сценариям SSP, начинают значимо проявляться только во второй половине 21 века [3].

Результаты климатического моделирования были использованы в специализированных расчетных схемах, имитирующих связь между климатическими переменными и различными характеристиками окружающей среды, с учетом параметров грунта и растительности. Методология подробно рассмотрена в [4].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

² Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

³ Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия

*E-mail: avkislov@mail.ru

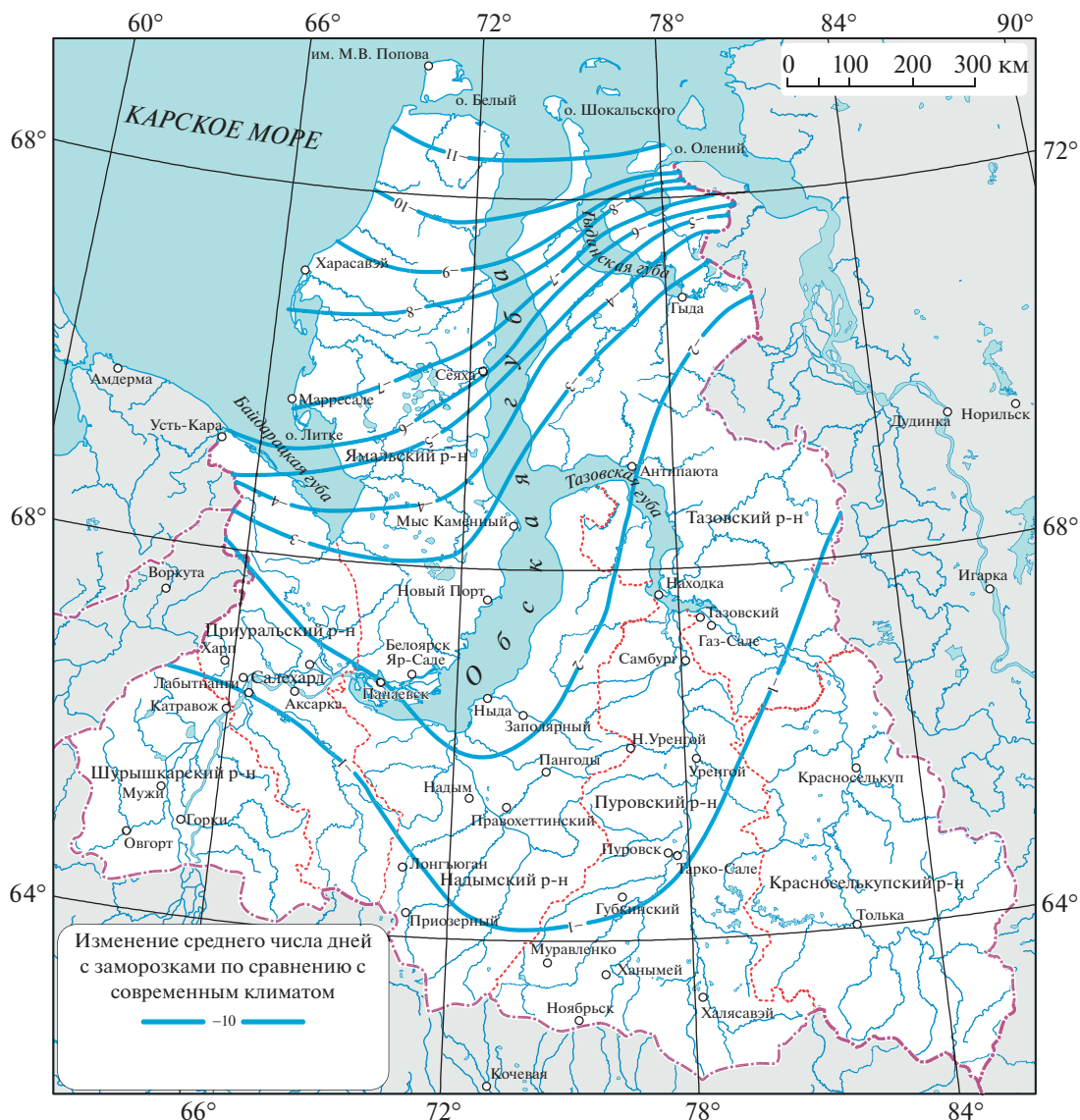


Рис. 1. Изменение среднего числа дней с заморозками в середине XXI века за июнь–август по сравнению с современным климатом.

Исследование выполнено для территории Ямало-Ненецкого автономного округа (далее – ЯНАО, см. рис. 1).

ДАННЫЕ, МЕТОД ПРОГНОЗА, КЛИМАТ ЯНАО В СЕРЕДИНЕ 21 ВЕКА

В работе использован набор данных о месячной температуре и количестве осадков (за период 1966–2018 гг.) со станций, расположенных в пределах ЯНАО. Кроме этого, данные архива CMIP6 были интерполированы на сетку $1^\circ \times 1^\circ$ широты и долготы и усреднены между всеми моделями. Расчет прогностических значений осуществлялся

в два этапа. Сначала определялась модельная аномалия между интересующим прогнозным периодом 2035–2065 гг., который соотносится с “серединой 21 века”, и базовым периодом, за 2015–2025 гг. Затем эта модельная величина добавлялась к соответствующему значению современного климата, известному по данным наблюдений или по реанализу ERA5 [5], данные которого были интерполированы на ту же сетку $1^\circ \times 1^\circ$.

Данные моделирования надежно описывают показатели, рассчитываемые по всей выборке, а вот характеристики экстремальности воспроизводятся недостаточно надежно. Чтобы преодолеть последнюю трудность, было выполнено спе-

циальное исследование, в результате которого было получено, что для ЯНАО и окружающих территорий распределение вероятностей температуры и осадков описывается одними и теми же функциями: гауссовым и weibullовским распределением соответственно. Это позволило, оценивая по модельным данным прогностические изменения средних значений, дисперсии, моды и медианы рассчитать новые параметры функций распределения и получить таким путем информацию об изменениях экстремумов.

В результате можно сделать следующие обобщающие выводы. Температура января на территории ЯНАО повысится примерно на 3.5°C (на побережье Карского моря даже на 4.5°C). Потепление в июле составит около 2.5°C повсеместно. Квантильные 5 и 95% значения вырастут на 3 и 4.5°C в январе и на 2 и 3°C в июле соответственно. Месячные суммы осадков увеличатся в среднем на 10% в январе и останутся неизменными в июле. Квантильные 95% значения увеличатся на 30 и 10% в январе и июле соответственно. Таким образом, помимо потепления отмечается рост экстремальности температуры и осадков, преимущественно в холодный период и весной (о чем свидетельствует, в том числе, возрастание стандартного отклонения температуры (σ) на 0.3°C в мае, а в июне — на $0.3\text{--}0.4^{\circ}\text{C}$). Это указывает на то, что продолжится наметившаяся уже тенденция увеличения частоты проникновения мощных североатлантических циклонов далеко на восток, обуславливая возможности резких потеплений, больших сумм осадков и связанных с этим различных природных процессов.

ИЗМЕНЕНИЕ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗАМОРОЗКОВ И ОТТЕПЕЛЕЙ

Прогностическое число дней с заморозками для середины 21 века оценивалось, исходя из средних месячных значений температуры. На стадии изучения современных данных было показано, что между числом дней с заморозками (y) и средней температурой июня-августа ($t, ^{\circ}\text{C}$) существует высокая корреляция (-0.94). Уравнение линейной регрессии: $y = -1.072t + 17.62$. Используя прогностическую температуру, было рассчитано число дней с заморозками в будущем климате (рис. 1). На севере Ямальского и Тазовского районов к середине 21 века повторяемость заморозков в июне-августе уменьшится на одиннадцать дней. К югу значения отклонения от современного режима быстро убывают.

Аналогичное исследование оттепелей показало, что их частота меняется по сравнению с современной незначительно.

ЛАВИНЫ, СЕЛЕВЫЕ И ВОДОСНЕЖНЫЕ ПОТОКИ

Для того, чтобы определить, как изменится уровень лавинного риска для ЯНАО к середине 21 века, повторяемость схода лавин, продолжительность лавиноактивного периода и объем лавин сопоставлены со значениями максимальной декадной высоты снежного покрова, которые, в свою очередь, можно с надлежащей точностью определить, используя зависимость от суммы осадков холодного периода (ноябрь—март) и средней температуры самого холодного месяца [6].

Расчеты показывают, что при прогнозируемых изменениях к 2050 г. (см. выше) значительная часть осадков в горах будет выпадать в твердом виде. Поэтому ожидается возрастание высоты снежного покрова в горах, и лишь на юго-восточной оконечности Урала не произойдет изменений. В связи с этим повторяемость лавин увеличится на протяжении всего хребта на 10%, а в осевых частях Полярного Урала на 20%. Продолжительность лавиноопасного периода к 2050 г. останется в рамках современных значений (200—220 сут) и только на севере произойдет ее увеличение на 5—10%. Повсеместно увеличится (на 5—30%) повторяемость лавин объемом свыше 10000 куб. м. В Приуральском районе такие лавины будут сходить чаще на 25—30 процентов (в среднем 3—4 раза в год). В Шурыкшанском районе их количество увеличится на 15—25% и составит, приблизительно, 1 раз за год.

Увеличение осадков в зимний сезон в сочетании с прогнозируемым ростом частоты резких потеплений (см. выше) станет главной причиной [7, 8] роста частоты схода водоснежных потоков (основного типа селей в пределах Полярного Урала) и роста селевой опасности к 2050 г.

СОЛИФЛЮКЦИЯ И КРИОГЕННЫЕ ОПОЛЗНИ

Медленная солифлюкция в настоящее время проявляется в центральной части полуострова Ямал и Гыдан, северной части Тазовского полуострова. Активно подвержены солифлюкционным процессам берега Байдарацкой и севера Обской губы и в целом Карского моря. Кроме того, в пределах ЯНАО развиты криогенные оползни течения (быстрая солифлюкция). Их число значительно выросло в последние десятилетия [9].

Для учета температурного фактора был проанализирован прирост летних температур к 2050 г. и оценены вариации глубины сезонно-талого слоя (СТС) на основе расчетов по формулам В.А. Куд-

рявцева и С.Н. Булдовича [10] в узлах сетки $1^\circ \times 1^\circ$, которые затем были распространены на весь регион.

Потепление приведет к увеличению глубины СТС на 5–15% в северных и центральных районах полуостровов Ямал и Гыдан, что способствует развитию солифлюкции. В пределах южных частей Ямальского и Тазовского, северных частей Пуровского и Надымского, а также центральной части Уральского административных районов солифлюкция также возможна, но менее распространена. Южнее, в зоне прерывистого и островного развития мерзлых пород, к 2050 г. прогнозируются деградация мерзлоты и сокращение области развития солифлюкции. Границы распространения солифлюкции со скоростями более 1 м/ч совпадают с границами распространения криогенных оползней течения.

Важным фактором криогенных оползней выступает и межгодовая изменчивость термического режима, характеризующаяся ростом величины σ августовских температур воздуха (самого теплого месяца на территории ЯНАО). В пределах области развития криогенных оползней максимальный прирост значений $\sigma = 0.3^\circ\text{C}$ к 2050 г. прогнозируется на северо-востоке Гыданского п-ова. В этом регионе прогнозируется также и рост осадков — поэтому здесь участки повышенного риска криогенных оползней несколько расширены.

РИСКИ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССАМИ ПУЧЕНИЯ

Бугры пучения (положительные формы рельефа с ледяным ядром) образуются в результате неравномерного промерзания и льдообразования грунта.

В 2030 г. наибольшие риски, связанные с пучением, будут, как и в настоящее время, наблюдаться в центральной части ЯНАО. Здесь наиболее высокая концентрация бугров пучения на единицу площади, превышающая 22 на 100 км² [11]. Севернее многолетнемерзлые породы будут меньше подвержены протаиванию, и интенсивность спуска озер в результате деградации мерзлоты и эрозионных процессов не изменится. Таким образом, образование таликов на месте спущенных озер, при промерзании которых развиваются бугры пучения, будет происходить приблизительно с той же интенсивностью. На юге округа, где многолетнемерзлые грунты имеют не сплошное, а прерывистое распространение, пучение будет происходить в границах островов мерзлоты, особенно активно проявляясь в пределах болот и торфяников.

Прогноз (рис. 2 и 3) сделан таким образом, что на карту современных рисков накладывались данные о температуре воздуха в 2030 и 2050 г. за все месяцы, данные о разнице в средней температуре воздуха каждого месяца в 2030 и 2050 г., а также данные о количестве осадков с октября по май. Кроме того, учитывался состав грунтов, поскольку суглинки, глины и торф более подвержены пучинистости, чем пески, галька и гравий.

По критериям опасности риски в центральной части ЯНАО можно было бы оценить как *умеренно опасные* или *опасные*, однако есть еще один фактор, связанный с пучением, который позволяет отнести области их максимальной концентрации к *весьма опасным*. Это недавно открытый феномен формирования на месте бугров пучения воронок газового выброса [12–14].

Развивающееся к середине 21 века потепление происходит ступенчато, оттаивание грунта (с формированием таликов) сменяется промерзанием с образованием бугров. Такой процесс может повторяться много раз за несколько лет, представляя угрозу для сооружений и инфраструктуры. На Западном Ямале ожидаются увеличение количества бугров пучения и повышение рисков, связанных с этим процессом (рис. 3).

Кроме того, ожидается смещение всех границ, показанных на карте 2030 г. (рис. 2), на север. Сдвинется на север и граница прерывистого распространения мерзлых пород. Область наиболее высокого риска пучения также сдвинется на север и охватит уже и северную часть Ямальского и Тазовского районов (рис. 3). На острове Белом и других арктических островах, а также на между-речьях, еще останутся низкотемпературные грунты, которые не будет протаивать с последующим пучинистым промерзанием таликов.

РИСКИ, СВЯЗАННЫЕ С ТЕРМОАБРАЗИЕЙ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

Термоабразия состоит из механического разрушения берегов и подводного склона волнами и оттаивания мерзлых пород. При прогнозе к 2050 г. учитывались изменение температуры воздуха, будущее уменьшение площади морских льдов и рост продолжительности безледного периода, которое приведет к изменению волнового, воздействия на берега (количественно оценка осуществлена ретроспективно по методу, описанному в [15]), а также с учетом изменения уровня моря (на 30 см к 2050 г. [3]).

К 2050 г., повышение температуры в летние месяцы пространственно однородно в ЯНАО, однако на берега оно повлияет в разной степени. Особенно быстро начнут отступать берега, сложенные сильнольдистыми породами или отложениями, содержащими пластовые льды: Ураль-

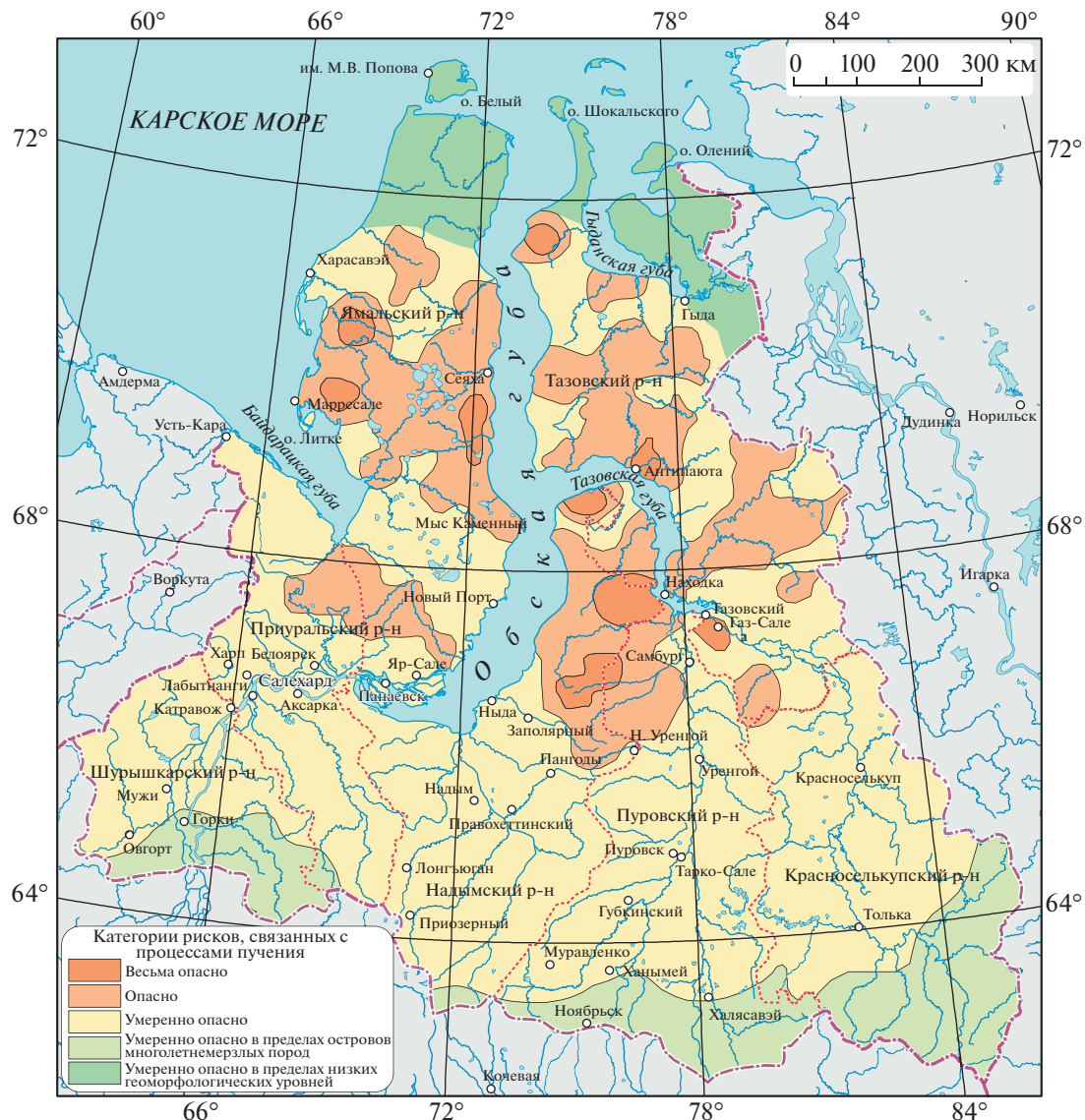


Рис. 2. Прогноз рисков, связанных с процессами пучения на территории ЯНАО на 2030 г.

ский берег Байдарацкой губы, Марре-Сале, западный берег Обской губы. Сегменты берега, относимые к весьма опасным, здесь расширятся. Появятся и новые сегменты с высоким уровнем опасности, например, район западного Ямала к югу от Харасавей.

Помимо прямого воздействия повышения температуры на таяние мерзлых пород береговых уступов, еще более сильным станет косвенное воздействие изменений климата, выражающееся в увеличении энергии волн. Особенно оно затронет северные области ЯНАО, в частности, берега острова Белого, острова Шокальского и др. Появятся и новые участки, относящиеся к весьма опасной категории.

ЭРОЗИОННЫЕ И СУФФОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Потепление климата будет влиять на эрозионные и суффозионные процессы из-за роста осадков и при увеличении глубины СТС. Повышение уровня Карского моря, являющегося базисом эрозии всех впадающих в него рек, учитывалось при оценке эрозионных процессов. Песчаный состав грунтов, расчлененный рельеф и/или уклон поверхности, определяющие напор воды, принимались во внимание при анализе рисков развития суффозии.

Изменение климата будет способствовать активизации термоэрозии и локальному развитию суффозии в области сплошного распространения

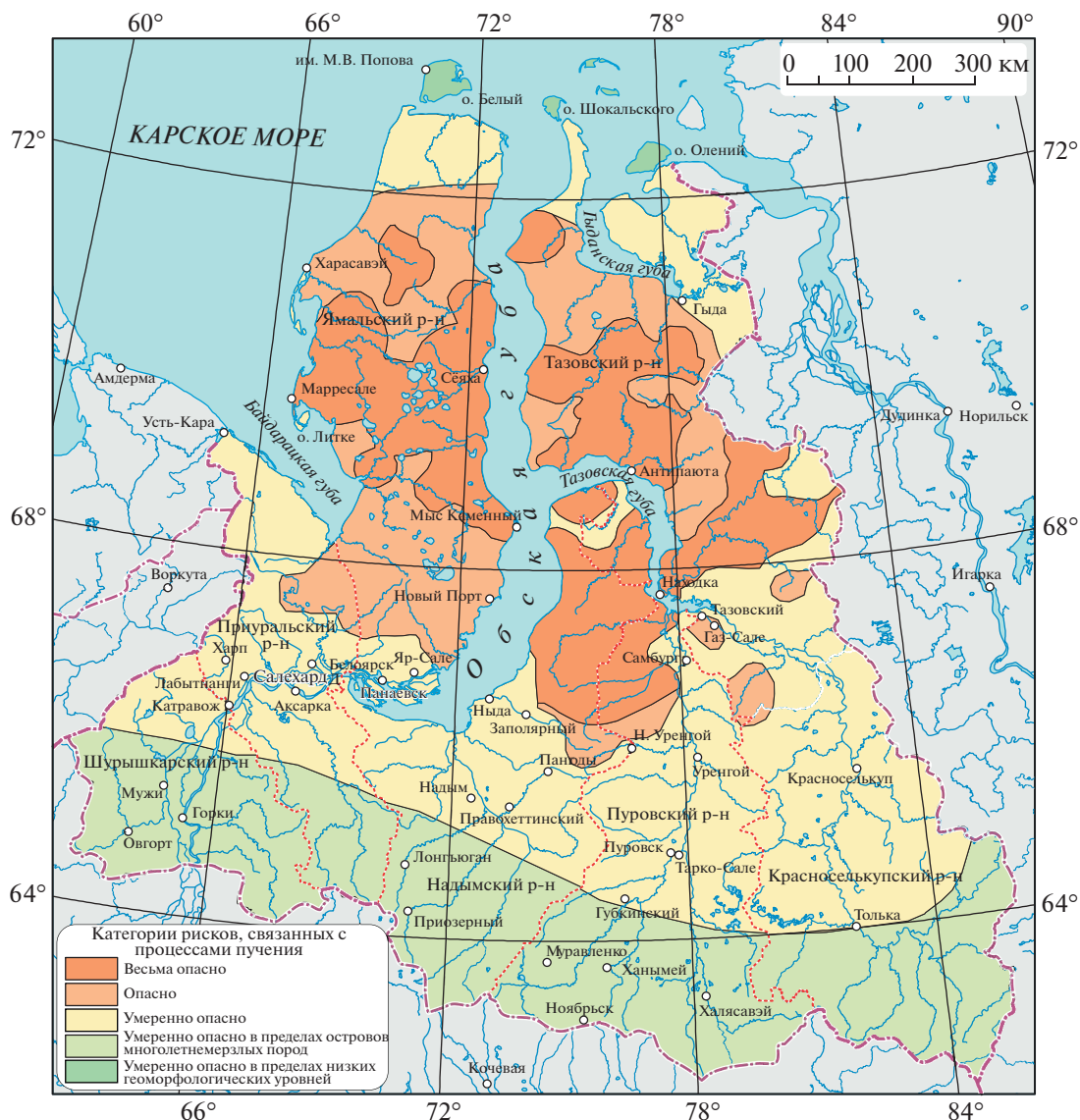


Рис. 3. Прогноз рисков, связанных с процессами пучения на территории ЯНАО на середину XXI века.

многолетнемерзлых пород, т.е. в Ямальском, Гыданском, Уральском и на севере Надымского административных округов, где и в настоящее время ввиду широкого распространения повторно-жильных льдов и сильно расчлененном рельефе преобладает овражная термоэрозия. В центральной и южных областях Пуровского района, как и в восточной части Надымского района и западной части Красноселькупского в связи с более пологим рельефом и, как следствие, заболоченными участками, суффозионные и эрозионные процессы будут маловероятны. В Шурышкарском районе сложенные песчаными грунтами разрезы, а также расчлененный рельеф будут благоприятствовать суффозии.

РИСКИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ КАРСТА И ТЕРМОКАРСТА

Регионы, подверженные карстовым процессам, встречаются в пределах ЯНАО только на Полярном Урале и Пай-Хое. По результатам анализа выявлено, что под влиянием изменений климата к 2050 г. активность карстовых процессов и связанные с ней риски практически не изменятся по сравнению с сегодняшним состоянием.

Термокарст на территории ЯНАО развит повсеместно. Потепление климата будет влиять на активность термокарстовых процессов ввиду увеличения глубины СТС в сильнольдистых грунтах, характеризующихся осадкой при оттаивании и приводящих к формированию понижений в рельефе, благоприятных для скопления воды и об-

разования термокарстовых западин. При изменении климата в северных районах ЯНАО будут увеличиваться риски развития термокарста, а в южных — еще большее заболачивание территории, однако не чисто термокарстового генезиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменения климата в Арктике выражаются в широком спектре процессов деградации многолетних мерзлых пород, вызывая активизацию быстро протекающих экзогенных процессов. Прогнозируемые изменения климата (с учетом роста экстремальности температуры и осадков) сказываются на изменении режима лавин, водоснежных потоков и селей, характеристик оползней, процессов абразии, суффозии, эрозии, термокарста, солифлюкции. Эти процессы распространены на территориях, вовлеченных в хозяйственную деятельность, и создают риски для инфраструктуры. Они могут быть использованы для учета климатических рисков при разработке плана адаптации региона ЯНАО к изменениям климата.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа А.В. Кислова и И.В. Железновой поддержана Московским отделением Русского географического общества, договор № 122, 2022 г. Работа Н.Г. Беловой и Д.М. Богатовой поддержана проектом РНФ 22-17-00097. Работа А.В. Баранской поддержана проектом РНФ 22-77-10031. Работа Г.Н. Краева выполнена по заказу Правительства ЯНАО в рамках подготовки Распоряжения Правительства ЯНАО от 19.12.2022 № 1281-РП “О региональном плане адаптации к изменениям климата”. Работа Г.В. Сурковой поддержана Программой развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”. Работа М.А. Викулиной и А.Р. Аляутдинова поддержана исследовательской программой МГУ им. М.В. Ломоносова (№ 121051100164-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Общее резюме Третьего оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2022. <https://www.meteorf.gov.ru/product/climat/>
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, Geosci. Model Dev., 2016. 9, 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Sixth Assessment Report IPCC <https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar6/>
- Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири: Монография. Касимов Н.С. и А.В. Кислов, ред. / МАКС Пресс Москва, 2011. 493 с.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. (2018): ERA5 hourly data on single levels from 1959 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). (Accessed on “10-Dec-2022”). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- География лавин. Под ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаева, М.: Изд-во МГУ, 1992, 332 с.
- Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 272 с.
- Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. Селевой рельеф Большого и Малого Пайпудынского хребта (Полярный Урал) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Вып. 8. С. 205–208.
- Ramage J.L., Irrgang A.M., Herzsich U., Morgenstern A., Couture N., Lantuit H. Terrain controls on the occurrence of coastal retrogressive thaw slumps along the Yukon Coast, Canada // J. Geophys. Res.: Earth Surf. 2017. 122. P. 1619–1634.
- Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова, М.: Геоинфо, 2016, 512 с.
- Баду Ю.Б., Никитин К.А. Бутры пучения на площади газоносных структур севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 6. С. 21–32.
- Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Стрелецкая И.Д. и др. Связь формирования воронок газового выброса с эмиссией метана на севере Западной Сибири // Актуальные пробл. нефти и газа. 2018. Т. 4. № 23. С. 1–4.
- Перлова Е.В., Микляева Е.С., Ткачева Е.В. и др. Ямальский кратер как пример быстроразвивающегося криогенного процесса в условиях потепления климата в Арктике // Вести газ. науки. 2017. № 3 (31). С. 292–297.
- Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О., Кизяков А.И. и др. Подземные льды и их роль в формировании воронок газового выброса на полуострове Ямал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. Т. 1. № 2. С. 91–99.
- Shabanova N., Ogorodov S., Shabanov P., Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of western Russian Arctic coastal dynamics: XX-century history and current state // Geography, environment, sustainability. 2018. 11. 1. P. 113–129.

PROJECTION OF CLIMATE CHANGE AND THE INTENSITY OF EXOGENOUS PROCESSES ON THE TERRITORY OF THE YAMALO-NENETS AUTONOMOUS DISTRICT

**Alexander Kislov^{a, #}, Ali Alyautdinov^a, Alisa Baranskaya^a, Nataliya Belova^a, Daria Bogatova^a,
Marina Vikulina^a, Irina Zheleznova^a, Galina Surlova^a, and Gleb Kraev^{b, c}**

^a*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russian Federation*

^b*National Research University Higher School of Economics, Moscow, Russian Federation*

^c*Scientific Center for the Study of the Arctic, Salekhard, Russian Federation*

[#]*E-mail: avkislov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov February 27, 2023

The climate changes taking place in the Arctic are expressed in the increase in extreme values, as well as in a wide range of processes of degradation of permafrost, the state of which, being sensitive to climate change, causes the activation of rapidly proceeding exogenous processes. To predict the climate of the YaNAO for the middle of the 21st century, data from 42 models of the CMIP6 project were used. The temperature in January will increase by about 3.5 (on the coast of the Kara Sea even by 4.5°C), and in July by ~2.5°C everywhere. The 5 and 95% quantiles will increase by 3 and 4.5°C in January and by 2 and 3°C in July, respectively. Monthly precipitation will increase by an average of 10% in January and remain unchanged in July. The 95% quantile values will increase by 30% and 10% in January and July, respectively. The number of days with frost will be reduced. Warming in combination with an increase in precipitation will lead to an increase in the activity of avalanches, snow flows and mudflows on the eastern slopes of the Urals, as well as on the characteristics of landslides, abrasion, suffusion, erosion, thermokarst, and solifluction. Climate-dependent sectors of the economy should be ready for predictable changes in the natural environment.

Keywords: climate projection, projection of exogenous processes in the Arctic, CMIP6, climate risk projection

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 550.47:556.54

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОДАХ И ДОННЫХ ОСАДКАХ р. ЧЕРНАВКА, ВПАДАЮЩЕЙ В ОЗЕРО ЭЛЬТОН

© 2023 г. И. А. Немировская^{1,*}, Т. А. Канапацкий², А. В. Храмцова¹

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 18.01.2023 г.

Поступило 18.01.2023 г.

После доработки 15.02.2023 г.

Принято к публикации 17.02.2023 г.

Изучены органические соединения: $C_{орг}$, липиды, углеводороды (УВ) — алифатические (АУВ) и полициклические ароматические (ПАУ) во взвеси поверхностных вод и в донных осадках мелководной р. Чернавки, впадающей в самосадочное оз. Эльтон. Обнаружены высокие концентрации органических соединений в поверхностных водах, которые для липидов, АУВ и ПАУ в среднем составили 692, 80 и 0.79 мкг/л соответственно. Состав алканов в водной взвеси соответствовал выветренным нефтяным УВ. Трансформация УВ происходит здесь не в ходе седиментации, а на границе вода–донный осадок. В результате состав АУВ осадков отличался от состава АУВ взвеси присутствием планктоногенных низкомолекулярных гомологов $n-C_{15}-C_{17}$ и резким увеличением серии нечетных высокомолекулярных алканов, а состав ПАУ — увеличением доли нафталина.

Ключевые слова: р. Чернавка, оз. Эльтон, взвесь, донные осадки, липиды, алифатические и полициклические ароматические углеводороды, $C_{орг}$, алканы

DOI: 10.31857/S2686739723600091, **EDN:** UJNJFX

Эльтон — соленое бессточное самосадочное озеро на севере Прикаспийской низменности, площадью 155 км². Вода озера представляет собой маслянистый на ощупь насыщенный хлоридно-магниево-натриевый рассол, минерализация которого изменяется от 300 до 645 PSU. Большую часть озера занимает толстая (10–15 см) корка соли [1].

Воды рек Приэльтона при впадении в озеро имеют соленость от 15 до 32 PSU, донные осадки в устьях рек — даже до 170 PSU, а озерные осадки от 320 до 400 PSU [2]. По химическому составу, содержанию железа, сероводорода и др. осадки оз. Эльтон близки к осадкам Мертвого моря [3].

Интенсивная первичная продукция, характерная для гипертрофных водоемов, насыщает воды и донные осадки органическими веществами

(ОВ), а их состав обогащается углеводородами (УВ), постоянными компонентами липидной фракции [1, 4]. В этом процессе участвуют также местные геологические условия, а именно перспективная нефтегазоносная Эльтонская солянокупольная структура [3, 5–7].

Имеющиеся данные о составе веществ в оз. Эльтон в основном относятся к минеральным соединениям [3, 5], органическая компонента практически не изучена [2]. Чтобы закрыть этот пробел, было проведено исследование органических соединений ($C_{орг}$, липидов и УВ) во взвеси и в донных осадках в устье р. Чернавки (рис. 1).

Пробы воды отбирали пластиковым стаканом (250 мл) и горизонтальной седиментационной ловушкой [8]. Органические соединения выделяли на стекловолокнистые фильтры GF/F. Концентрацию липидов и АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии [9, 10], содержание и состав алканов — методом газовой хроматографии, ПАУ — флуоресцентным методом [11], а их состав — методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ); органический углерод ($C_{орг}$) — методом сухого сжигания. Для пересчета концентраций АУВ в $C_{орг}$ в осадках использовали

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского,
ФИЦ биотехнологии Российской академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: nemir44@mail.ru

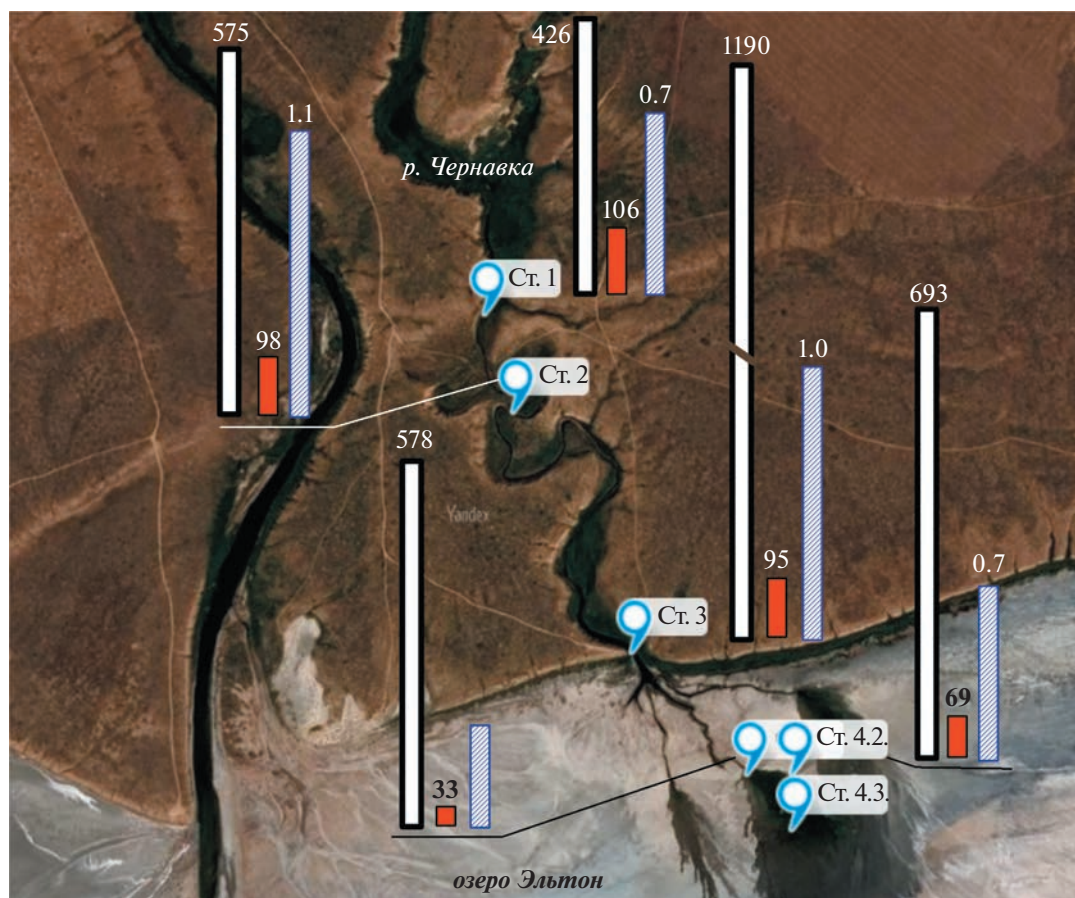


Рис. 1. Распределение в мкг/л (цифры над столбцами): липидов (белые столбцы), АУВ (красные столбцы) и ПАУ (заштрихованные столбцы) в водах р. Чернавки и оз. Эльтон.

коэффициент 0.86. Подробности методических процедур описаны в [8–11].

Анализы выявили высокие концентрации липидов (426–1190, в среднем 692 мкг/л), АУВ (33–106, в среднем 80 мкг/л) и ПАУ (0.39–1.13 в среднем 0.79 мкг/л) в водах (рис. 1). Обычно в устьевых зонах при смешении речных вод с морскими наблюдаются резкие изменения в составе взвеси [12], но в данном случае больших различий в содержании АУВ и ПАУ по течению реки практически не наблюдалось (рис. 1). Тем не менее максимальное содержание липидов (1190 мкг/л) выявлено на ст. 3 в устьевом створе р. Чернавки, где глубина русла достигает 1.5 м, а ширина – 10 м. Далее глубина резко уменьшается до 40–10 см, а русло распадается на несколько протоков. Ст. 3 приурочена к зоне взаимодействия речных и озерных вод.

Во взвеси, которая собирается в ловушках, содержание органических соединений оказалось выше, чем в поверхностных водах. Их средние концентрации возросли для липидов, АУВ и ПАУ

по сравнению с поверхностными водами в 11.2, 6.3 и 5.2 раза соответственно.

Содержание АУВ, которые при определении загрязненности водоемов [9] считаются нефтяными, в большинстве проб превышало установленную для нефтяных УВ величину ПДК (50 мкг/л), хотя источники нефтяного загрязнения в этом районе отсутствовали. Концентрации ПАУ, определенные флуоресцентным методом, также оказались довольно высокими, и были выше, чем в водах Волги (0.005–0.051 мкг/л в среднем 0.020 мкг/л) [13].

Природное происхождение АУВ в водах Приэльтонья подтверждает низкая доля АУВ в составе липидов – 6.5–24.8%, в среднем 13.2%. В акваториях, куда поступают нефтяные загрязняющие вещества, доля АУВ может увеличиваться до 80% [10], а в водах Волги в районе крупных городов она возрастала с 17–30 до 50–70% [13]. Кроме того, в водах бассейна оз. Эльтон существует связь в распределении липидов и АУВ ($r = 0.98$) и между углеводородными классами: $r(\text{ПАУ} - \text{АУВ}) = 0.97$, которая отсутствовала в водах р. Волги. Послед-

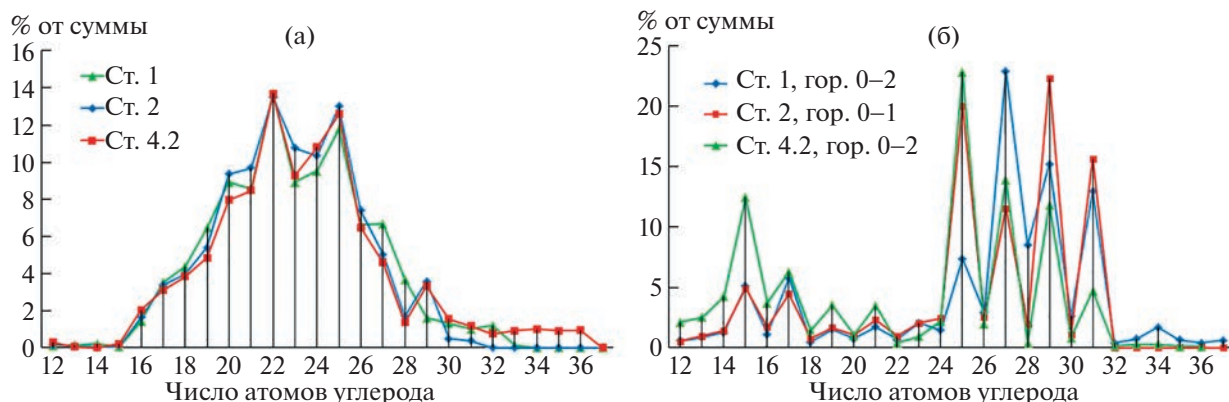


Рис. 2. Состав алканов на отдельных станциях в поверхностных водах (а) и в поверхностном слое донных осадков (б).

нее может свидетельствовать об одинаковых источниках, их формирующих [12].

Согласно полученным данным, состав алканов в здешних водах соответствовал выветренным нефтяным углеводородам (рис. 2 а), что встречается редко даже в тех акваториях, куда поступают нефтяные загрязнения [10]. Во всех наших пробах доминировали низкомолекулярные гомологи, так как отношение $L/N = \Sigma(C_{12}-C_{24})/\Sigma(C_{25}-C_{37})$ изменялось в интервале 1.81–2.19. Однако пик при $n-C_{22}$ может указывать на микробную трансформацию алканов. Значения CPI (отношение нечетных к четным гомологам в высокомолекулярной области) колебались около 1 (0.96–1.06), что характерно для нефтяных УВ [10]. Кроме того, преобладание фитана над пристаном (пристан/фитан = 0.29–0.37) также может указывать на нефтяной характер АУВ. Незначительное превышение более устойчивых изо-соединений над n -алканами (величина $K_i = (i-C_{19} + i-C_{20})/(C_{17} + C_{18})$ изменялась в интервале 1.05–1.24), может свидетельствовать о слабой трансформации АУВ, что подтверждают также низкие величины отношения C_{17}/C_{25} (0.25–0.30). В пробах из ловушек состав алканов был иной, особенно в высокомолекулярной области, где доминировали нечетные терригенные гомологи ($L/N = 0.35-0.94$), а значения $CPI > 1$ (1.56–2.34). Однако в низкомолекулярной области распределение гомологов в этих пробах так же, как и в поверхностных водах, было плавным (пики отсутствовали), и автохтонные процессы были подавлены.

Донные отложения представлены илами, которые используются на многих курортах как лечебные грязи (пелоиды) [3]. По содержанию сульфатов осадки в устьях рек, питающих Эльтон, сопоставимы с морскими поверхностными осадками (7–19 ммоль/дм³) в высокопродуктивных прибрежных зонах и с осадками гиперсоленых озер с минерализацией 125–330 PSU (118–1468 ммоль/дм³)

[14, 15]. Верхний горизонт речных осадков представлял собой окисленный желтовато-серый наиллок, мощностью не более 0.8 см с содержанием $C_{орг}$ 0.532–3.567% и АУВ 12–50 мкг/г. Ниже располагались сильно восстановленные осадки ($Eh -210...-450$ мВ), представленные пелитовым или алевро-пелитовым илами с примесью мелкого песка. Толщина этого слоя изменялась от 4 до 15 см в зависимости от места [2]. Глубже располагался заиленный мелкозернистый песок серого цвета, переходящий в глину. Часто в осадках присутствовал запах нефтепродуктов и сероводорода.

Распределение $C_{орг}$ зависит от гранулометрического типа осадков (в частности от их влажности – Вл), поэтому $r(C_{орг}-Вл.) = 0.60$, $n = 22$, $p < 0.01$). Напротив, зависимости между $C_{орг}$ и АУВ и АУВ и Вл. отсутствовали: $r(АУВ-C_{орг}) = 0.21$ и $r(АУВ-Вл.) = 0.30$, что может указывать на разную природу ОВ в целом и АУВ.

С глубиной захоронения наблюдается несколько типов распределения органических соединений. В частности, на Ст. 1 осадок уплотнялся, и происходило одинаковое уменьшение влажности (от 80 до 29% на глубине 16–22 см), концентраций $C_{орг}$ (от 3.60 до 0.58%) и АУВ (от 50 до 13 мкг/л) (рис. 3 а). На остальных станциях не наблюдалось равномерного уменьшения $C_{орг}$ и АУВ с глубиной захоронения. В частности на Ст. 2 на горизонте 25–30 см произошел рост концентраций АУВ почти в 2 раза, с одновременным уменьшением содержания $C_{орг}$ в 2.4 раза. При этом редокс-потенциал изменялся от –327 до –340. В результате доля АУВ в составе $C_{орг}$ возросла в 4.5 раза и составила 1.7%. На ст. 3 в глубинных горизонтах концентрации $C_{орг}$ и АУВ были выше, чем в поверхностных, а значения Eh изменялись до –382.

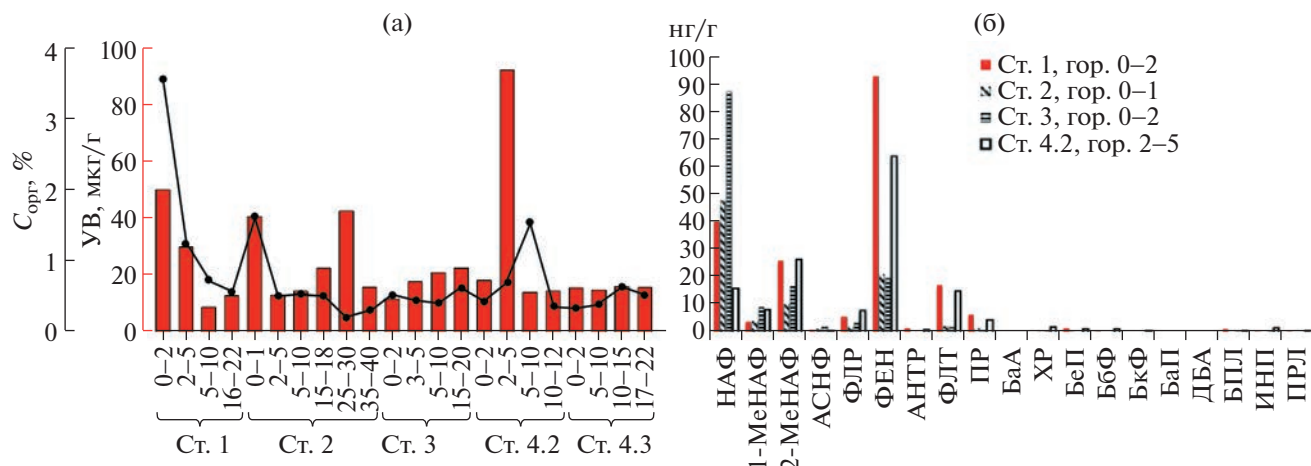


Рис. 3. Распределение в донных осадках АУВ и C_{org} с глубиной захоронения (а) и состав ПАУ на отдельных горизонтах (б). НАФ — нафталин, 1-МеНАФ — 1-метилнафталин, 2-МеНАФ — 2-метилнафталин, АЦНФ — аценафтен, ФЛР — флуорен, ФЕН — фенантрен, АНТР — антрацен, ФЛ — флуорантен, ПР — пирен, БаА — бенз(а)антрацен, ХР — хризен, БеП — бенз(е)пирен, БбФ — бенз(б)флуорантен, БкФ — бенз(к)флуорантен, БаП — бенз(а)пирен, ДБА — дибенз(а, h)антрацен, БПЛ — бенз(g, h, i)перилен, ИНП — индено[1, 2, 3-с, d]пирен, ПРЛ — перилен.

Состав алканов поверхностного слоя осадков отличался от алканов взвеси бимодальным распределением гомологов (рис. 2 б). В низкомолекулярной области увеличивались пики автохтонных планктоногенных алканов ($n-C_{15}-C_{17}$), а в высокомолекулярной — серия нечетных терригенных гомологов $n-C_{25}-C_{31}$. Поэтому значения $СРІ$ (3.49—7.94) были значительно выше, чем во взвеси.

Совершенно необычным оказался состав ПАУ в донных осадках (рис. 3 б), который характеризовался высоким содержанием нафталинов (33—77% от суммы) и фенантрена (13—46%). При этом в их составе практически отсутствовали высокомолекулярные соединения, доля которых не превышала 27%. Общая тенденция трансформации ПАУ в процессе седиментации обычно приводит к уменьшению содержания низкомолекулярных, 2–3-х кольчатых и увеличению относительного содержания 5–6 кольчатых полиаренов во взвеси [10, 16–18]. Нафталины — наименее устойчивые из полиаренов, которые должны легко разлагаться в процессе седиментации [16]. В поверхностном горизонте на ст. 3 сумма нафталинов достигала 77% в составе ПАУ. Низкие концентрации флуорантена и пирена (значения отношения флуорантен/флуорантен+пирен колебались в интервале 0.58–0.73) однозначно указывали на незначительное влияние продуктов сжигания топлива на состав ПАУ [17, 18]. АУВ синтезируются фитопланктоном и составляют основную углеводородную фракцию нефтей. ПАУ также содержатся в нефтях, но основной их источник — продукты горения топлива [16, 18]. При этом в сравнительно мягких условиях образования сырых нефтей

формируются в основном алкил-замещенные низкомолекулярные арены, а в высокотемпературных процессах горения, как правило, происходит образование неалкилированных переконденсированных ПАУ — пиренов, бенз- и индопиренов [18].

Таким образом, довольно высокие концентрации УВ (АУВ и ПАУ) во взвеси поверхностных вод, и их нефтяной состав (в отсутствие источников загрязнения) можно объяснить как гиперτροφностью вод, так и значительным нефтегазовым потенциалом западной части Прикаспийской впадины [6, 7, 19]. Общим для всех изученных осадков стало также увеличение доли нафталина, а не 2-метил-нафталина, который является маркером нефтяного происхождения ПАУ [13, 14, 17]. При этом очевидно, что их преобразование происходит не в процессе седиментации (из-за малых глубин р. Чернавки), а на границе вода—осадок. В результате состав алканов в осадках отличался от состава алканов во взвеси присутствием планктоногенных низкомолекулярных гомологов $n-C_{15}-C_{17}$ и резким увеличением серии нечетных терригенных высокомолекулярных алканов. Нафталин при образовании в продуктивных горизонтах должен легче просачиваться по разломам и трещинам в осадках, поэтому ключевыми элементами системы становятся зоны генерации углеводородов, пути и условия миграции через резервуары и покрышки [7]. В поверхностных слоях осадков на контакте с растворенным в воде кислородом, биодегградация УВ наиболее интенсивна [2, 20]. В анаэробных условиях она происходит значительно медленнее, что способствует росту концентраций высокомолекулярных

терригенных гомологов в составе АУВ, а в составе ПАУ — нафталинов. Здесь разные группы нативных анаэробных микроорганизмов (сульфатредуцирующих, нефтеокисляющих, бродильных и денитрификаторов) участвуют в преобразовании ОВ донных осадков в восстановительных условиях [2, 20]. Процессы восстановления, затрагивающие соединения серы, железа, марганца, происходят в осадках за счет энергии окисления органических соединений в процессе анаэробного распада.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ, тема № FMWE-2021-0006; обобщение материала и написание статьи — при финансовой поддержке Российского научного фонда: проект № 23-27-00262.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Номоконова В.И., Зинченко Т.Д., Попченко Т.В. Трофическое состояние соленых рек озера Эльтон // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2013. Т. 15. № 3 (1). 476–483.
2. Канапацкий Т.А., Самылина О.С., Плотников А.О. и др. Микробные процессы продукции и деградации органического вещества в солоноводных реках Приэльтона (Волгоградская область) // Микробиология. 2018. Т. 87. № 1. С. 56–69.
3. Мязина Н.Г. Геотектонические и гидрохимические особенности Эльтонской солянокупольной структуры // Достижения в области биологии и наук о Земле. 2017. Т. 2. № 2. С. 235–242.
4. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.
5. Некруткина Ю.А. Природный парк “Эльтонский”: природнорекреационный потенциал // Биоразнообразие и проблемы природопользования в Приэльтоне. Волгоград: ПринТерра, 2006. С. 91–96.
6. Кононов Ю.С. О поисках нефти и газа в пограничных районах Прикаспийской и Волго-Уральской провинций // Недр Поволжья и Прикаспия. 2016. № 85. С. 9–19.
7. Шмаков В.Д. Углеводородная система запада Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2009. № 2 (7). С. 36–41.
8. Митяев М.В. Прибор учета латерального потока осадочного вещества // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 870–874.
9. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2020, под ред. Коршенко А.Н. Иваново: ПрессСто. 2022. 240 с.
10. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Науч. мир, 2013. 432 с.
11. Intergovernmental Oceanographic Commission. Manual for Monitoring Oil and Dissolved/Dispersed Petroleum Hydrocarbons in Marine Waters and on Beaches. Paris, France, UNESCO, 1984. 35 p. (Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides; 13).
12. Nemirovskaya I.A., Khramtsova A.V. Anthropogenic and natural hydrocarbons in water and sediments of the Kara Sea // Mar. Pollut. Bull. 2022. V. 185. Part A, 114229.
13. Немировская И.А., Островская Е.В., Попова Н.В. Загрязнение углеводородами Волжского бассейна и мелководной части Северного Каспия // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2017. № 5. С. 203–217.
14. Lein A. Yu., Pimenov N., Rusanov I., et al. Seasonal dynamics of the sulphate reduction rate on the north-western Black Sea shelf // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2002. V. 54. № 3. P. 385–401.
15. Sorokin Y.I., Zakuskina O.Y. Acid-labile sulfides in shallow marine bottom sediments: A review of the impact on ecosystems in the Azov Sea, the NE Black Sea shelf and NW Adriatic lagoons // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2012. V. 98. P. 42–48.
16. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme): Chemicals of Emerging Arctic Concern. (2016) Oslo, Norway. 2017. 353 p.
17. Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S., et al. Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Organic Geochemistry. 2015. № 89–90. P. 80–116.
18. AMAP. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic, Chapter 4 / Assessment 2007: Oil and Gas Activities in the Arctic — Effects and Potential Effects. V.2. Oslo: AMAP, 2010. 87 p.
19. Матлошинский Н.Г., Адилбеков К.А. Углеводородные системы — основа стратегии успешных поисков месторождений нефти и газа (на примере прикаспийской впадины) // Нефть и газ. 2019. № 4 (112). С. 32–46.
20. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане М.: Наука, 2009. 576 с.

FEATURES OF THE DISTRIBUTION AND COMPOSITION OF ORGANIC COMPOUNDS IN WATER AND BOTTOM SEDIMENTS CHERNAVKA RIVER FLOWING INTO ELTON LAKE

I. A. Nemirovskaya^{a, #}, T. A. Kanapatskiy^b, and A. V. Khramtsova^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Winogradsky Institute of Microbiology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: nemir44@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovsky January 18, 2023

Organic compounds: C_{org}, lipids, hydrocarbons (HCs) – aliphatic (AHCs) and polycyclic aromatic (PAHs) in suspended particulate matter of surface waters and in bottom sediments of the shallow Chernavka River, which flows into a self-sustaining Elton Lake were studied. High concentrations of organic compounds were found in surface waters: in averaged 692, 80 and 0.79 µg/L for lipids, AHCs, and PAHs respectively. The composition of alkanes in the aqueous suspension corresponded to the weathered oil hydrocarbons. HC transformation occurs here not in the course of sedimentation, but at the water–bottom sediment interface. As a result, the AHC composition of the sediments differed from that of the particulate matter in the presence of planktonogenic low molecular weight homologues of n C₁₅–C₁₇ and a sharp increase in the series of odd high molecular weight alkanes, while the PAH composition differed in the increase in the proportion of naphthalene.

Keywords: Elton Lake, Chernavka River, suspended particulate matter, bottom sediments, lipids, aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons, C_{org}, alkanes

УДК 632.122.1:546.47:546.56:546.77(470.32)

МОНИТОРИНГ СОДЕРЖАНИЯ СВИНЦА В АГРОЭКОСИСТЕМАХ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО РАЙОНА РОССИИ

© 2023 г. С. В. Лукин^{1,2,*}

Представлено академиком РАН В.И. Кирюшиным 10.02.2023 г.

Поступило 10.02.2023 г.

После доработки 03.03.2023 г.

Принято к публикации 06.03.2023 г.

Исследования по экологической оценке содержания свинца в агроэкосистемах проводили в лесостепной зоне Белгородской области, которая располагается на юго-западе Центрально-Черноземного района. Почвенный покров был представлен в основном черноземами выщелоченными. В результате исследований установлено, что в слое 0–20 см пахотных почв среднее валовое содержание Pb составляет 13,1, концентрация подвижных форм — 1,09 мг/кг, что не превышает фоновых значений и существенно ниже уровней ОДК и ПДК. Достоверных различий по содержанию Pb в слоях почвы 0–20 и 21–40 см выявлено не было. Превышение фоновых концентраций этого элемента установлено в почвах придорожных экосистем. Основным источником поступления Pb в агроэкосистемы Белгородской области являются органические удобрения, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Среднее содержание Pb в зерне кукурузы, ячменя и озимой пшеницы существенно не различалось и составляло соответственно 0,27, 0,28, 0,29 мг/кг. Из изучаемых культур минимальное количество данного элемента содержалось в зерне сои (0,16 мг/кг), а максимальное — в семенах подсолнечника (0,34 мг/кг). Из многолетних бобовых трав минимальное количество Pb содержалось в сене клевера (0,19 мг/кг), а максимальное — эспарцета (0,34 мг/кг). Превышения уровней ПДК Pb для продовольственного зерна и МДУ для кормовой продукции в исследованиях не выявлено.

Ключевые слова: агроэкологический мониторинг, кларк, свинец, сельскохозяйственные культуры, тяжелые металлы, чернозем, удобрения

DOI: 10.31857/S2686739723600224, **EDN:** UKLVWN

ВВЕДЕНИЕ

Загрязнение окружающей среды свинцом и его соединениями во всем мире признается одной из главных экологических проблем, существенно влияющих на здоровье населения. Среди тяжелых металлов (ТМ) свинец (Pb) является одним из наиболее распространенных и токсичных элементов. По степени токсичности он относится к первому классу (высокоопасные вещества) [1, 2]. В природе этот металл находится в рассеянном состоянии и входит в состав более чем 200 минералов. Кларк Pb в почве по оценкам разных ученых составляет от 10 мг/кг [3] до 27 мг/кг [4]. Его концентрация в незагрязненной почве обусловлена геохимическими особенностями почвообразующей породы. В свою очередь содержание Pb в

почвообразующих породах изменяется в зависимости от их гранулометрического состава. Как правило, чем выше содержание физической глины в почвообразующей породе, тем выше общее содержание Pb [5].

В основном поступление этого элемента в окружающую среду происходит при сжигании бензина (60%), производстве цветных металлов (22%), стали и ферросплавов (11%) [6]. Достаточно большое количество Pb может попадать в почву с осадками сточных вод (ОСВ) [5].

Свинец присутствует во всех видах растений, однако его роль в метаболизме достоверно не выявлена. Нормальная (не приводящая к физиологическим нарушениям) концентрация Pb в растениях находится в пределах 0,5–10 мг/кг, а токсичная — 30–300 мг/кг [2]. Наименьшее содержание Pb отмечается в репродуктивных органах растений, что связано с деятельностью защитных механизмов, препятствующих поступлению ТМ в эти органы.

В связи с высокой токсичностью соединений Pb во многих промышленно развитых странах

¹Центр агрохимической службы “Белгородский”, Белгород, Россия

²Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород, Россия

*E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

Европы, Канады, Австралии [7], Китае [8] нормируется валовое содержание этого элемента в почвах. В России для нормирования валового содержания Pb в почвах различного гранулометрического состава и кислотности установлены уровни ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК). Для тяжелосуглинистых почв с pH менее 5.5 ОДК Pb составляет 65, а для почв с pH более 5.5—130 мг/кг. Предельно допустимая концентрация (ПДК) подвижных форм этого ТМ составляет 6 мг/кг [9]. Поскольку до 85% Pb в организм человека поступает с продуктами питания, установлены уровни его ПДК в пищевых продуктах и кормах для животных [1, 2]. Например, ПДК для зерна, используемого на пищевые цели, составляет 0.5, а предназначенного для кормления животных — 5 мг/кг [10].

В рамках реализации государственной программы агроэкологического мониторинга агрохимической службой России контролируется содержание Pb в основных компонентах агроэкосистем.

Цель работы — провести экологическую оценку содержания свинца в пахотных почвах, удобрениях и растениеводческой продукции.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные исследования проводились в 2016—2022 гг. в лесостепной зоне Белгородской области, расположенной на юго-западе Центрально-Черноземного района (ЦЧР). Одними из самых распространенных в лесостепной зоне почвами являются черноземы выщелоченные, которые в структуре пашни занимают 37.2% [11].

В качестве фонового объекта был выбран участок особо охраняемой природной территории (ООПТ) “Ямская степь” государственного заповедника “Белогорье”. На почве целинного участка, которая представлена черноземом выщелоченным, был заложен один разрез. На пахотных черноземах выщелоченных лесостепной зоны было заложено 20 реперных участков. Отбор почвенных проб проводился в соответствии с общепринятой в агрохимической службе методикой [12]. В пахотных почвах среднее содержание в слое 0—20 см физической глины составляло 56.8%, органического вещества по Тюрину — 5.6%, pH_{KCl} — 5.3, а в целинной почве — соответственно 56.4, 9.7 и 5.3%.

Валовое содержание свинца (экстрагент 5M HNO_3) и концентрацию его подвижных форм в почве, извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным (ААБ) раствором с pH 4.8, определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии [13]. Содержание элемента в растениеводческой продукции и удобрениях определялось по общепринятым в агрохимической службе методикам

[13]. Все анализы проб почв, удобрений и растениеводческой продукции были выполнены в аккредитованной испытательной лаборатории ФГБУ “ЦАС “Белгородский”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свинец в почвах. Валовое содержание Pb в верхней части гумусово-аккумулятивного горизонта целинного чернозема выщелоченного участка “Ямская степь” (фоновая почва) составляло 13.0, а концентрация подвижных форм этого элемента — 1.47 мг/кг (11.3% от валового содержания). Среднее валовое содержание Pb в слое 0—20 см пахотного чернозема выщелоченного составляло 13.1 мг/кг, что соответствовало уровню его концентрации в фоновой почве. Содержание подвижных форм Pb в пахотной почве (0—20 см) в среднем составляло 1.09 мг/кг (8.3% от валового содержания), что даже несколько ниже, чем в фоновой почве. В пахотной почве валовое содержание и концентрация подвижных форм элемента в слоях 0—20 и 21—40 см достоверно не различались (рис. 1). Общие запасы Pb в пахотном слое почв (массой 3000 т/га) оцениваются в 39.3 кг/га, а подвижных форм — 4.4 кг/га.

По обобщенным данным, валовое содержание Pb в пахотных почвах лесостепной зоны ЦЧР находится в пределах 8.2—14.5 мг/кг [14]. Однако данный показатель слабо характеризует доступность элемента для растений, поэтому необходимо определять концентрацию его подвижных форм. Подвижность соединений Pb наиболее высока в кислых песчаных почвах и минимальна — в слабощелочных почвах тяжелого гранулометрического состава [2]. В Липецкой области содержание подвижных форм Pb в пахотном слое черноземов выщелоченных со слабокислой реакцией среды было в пределах 0.73—1.04 мг/кг, что сопоставимо с нашими данными [15]. В Белгородской области в черноземах выщелоченных со слабокислой реакцией среды содержание подвижных форм Pb находилось в пределах 0.97—1.40, а в черноземах типичных с близкой к нейтральной реакцией среды — 0.25—0.59 мг/кг [14].

Многочисленные результаты исследований свидетельствуют о загрязнении почв придорожных экосистем Pb. Однако уровень загрязнения почв сильно варьирует в зависимости от рельефа местности, интенсивности движения и длительности воздействия на экосистему. Результаты наших исследований по изучению влияния эмиссии выхлопных газов автомобильного транспорта на загрязнение придорожной экосистемы свидетельствуют, что наиболее высокое валовое содержание (163% к фону) и концентрация подвижных форм Pb (408% к фону) в почвах наблюдались на расстоянии 5 м от автомобильного полотна. С увеличением расстояния до 30 м содержание

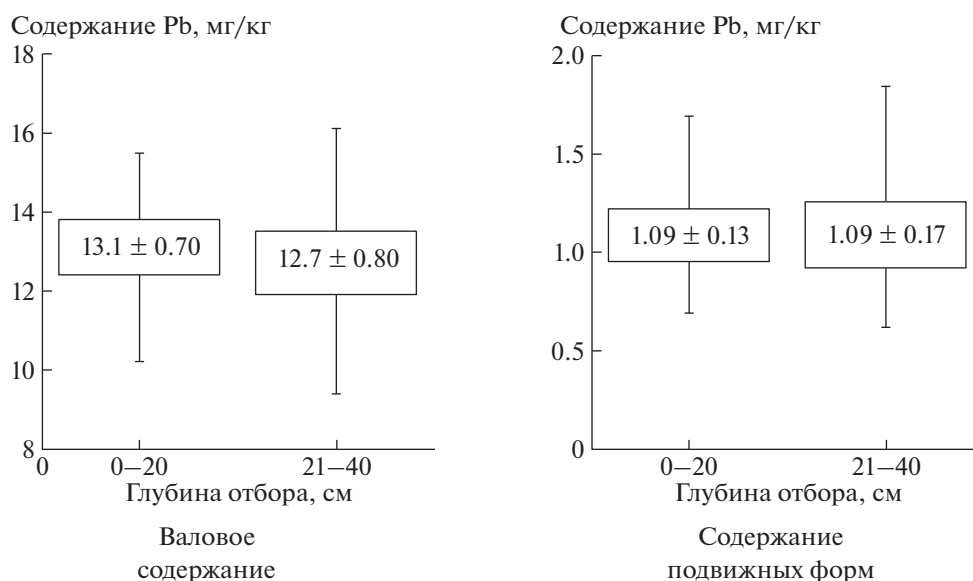


Рис. 1. Содержание свинца в черноземах выщелоченных, мг/кг.

свинца в почве закономерно снижалось до уровня фоновых значений. Превышений установленных уровней ОДК валового Рb и ПДК подвижных форм этого металла в почвах [9] зафиксировано не было (табл. 1). Кроме того, придорожные полосы крупных автотрасс, как правило, заняты естественной растительностью, лесополосами и в сельскохозяйственном производстве не используются.

Результаты, сопоставимые с нашими, были получены в Алтайском крае. При интенсивности движения 4 тыс. авт./сутки наибольшее содержание подвижных форм свинца, но не превышающее ПДК, отмечалось на расстоянии до 50 м от автополотна [16].

Несмотря на то что использование этилированного бензина в России запрещено с 2002 г., загрязнение придорожных экосистем Рb регулярно фиксируется, поскольку те количества элемента, которые уже попали, на долгое время депонируются в почве [17]. Данный элемент обладает очень низкой миграционной способностью, а период

его полувыведения из почвы оценивается в 740–5900 лет [18].

Свинец в удобрениях и мелиорантах. Минеральные удобрения обычно содержат Рb меньше, чем почвы, поэтому их не рассматривают как значимый фактор загрязнения агроэкосистем [2]. По нашим данным, среднее содержание Рb в наиболее распространенном азотном удобрении – аммиачной селитре – составляет 0.16, а в комплексном удобрении азофоске – 0.24 мг/кг. С учетом доз использования минеральных удобрений 88.1–156.0 кг/га, которые были характерны для областей ЦЧР в 2016–2020 гг., эти количества свинца не представляют серьезной угрозы для загрязнения почв.

Содержание и соотношение различных ТМ в органических удобрениях сильно варьируют в зависимости от вида животных, технологии их кормления и содержания (табл. 2). С рекомендуемыми в современных агротехнологиях дозами навоза крупного рогатого скота (КРС) (40 т/га 1 раз за 4–5 лет), компостов соломопометных (20 т/га 1 раз за 4–5 лет), стоков навозных (70 т/га 1 раз за

Таблица 1. Влияние расстояния от автомобильного полотна на содержание свинца в почве (слой 0–20 см) придорожной экосистемы (автотрасса М2 “Крым”, Белгородский район)

Показатель		Расстояние от автомобильного полотна, м				
		5	10	15	20	30 (фон)
Валовое содержание	мг/кг	22.0	20.6	19.9	19.3	13.5
	% к фону	163	153	147	143	100
Содержание подвижных форм	мг/кг	2.65	1.65	1.65	1.35	0.65
	% к фону	408	254	254	208	100

Таблица 2. Содержание свинца в органических удобрениях и дефекате, мг/кг

Вид удобрения	Содержание сухого вещества, %	Вариационно-статистические показатели			
		n	$\bar{x} \pm t_{05}S\bar{x}$	lim	V, %
Стоки навозные	2.22	48	0.13 ± 0.01	0.08–0.20	29.6
Компост соломопометный	56	36	1.30 ± 0.12	0.92–2.67	28.6
Навоз КРС	25	26	0.78 ± 0.09	0.45–1.27	29.3
Дефекат	87	20	3.38 ± 0.52	1.42–4.74	29.8

Таблица 3. Содержания свинца в продукции сельскохозяйственных культур, мг/кг

Сельскохозяйственная культура	Вид продукции	Содержание влаги, %	Вариационно-статистические показатели			
			n	$\bar{x} \pm t_{05}S\bar{x}$	lim	V, %
Озимая пшеница	Зерно	14	66	0.29 ± 0.02	0.16–0.50	26.3
Ячмень	Зерно	14	50	0.28 ± 0.02	0.14–0.46	29.1
Кукуруза	Зерно	14	73	0.27 ± 0.02	0.16–0.40	21.1
Соя	Зерно	14	20	0.16 ± 0.01	0.13–0.21	14.7
Подсолнечник	Семена	7	27	0.34 ± 0.03	0.20–0.43	21.6
Клевер	Сено	16	22	0.19 ± 0.03	0.09–0.30	28.0
Люцерна	Сено	16	22	0.29 ± 0.04	0.11–0.41	29.8
Эспарцет	Сено	16	22	0.34 ± 0.04	0.18–0.57	25.8

2 года) в почву попадает Pb соответственно 31.2 и 26.0, 9.1 г/га, что приводит к повышению валовых запасов этого металла в пахотном слое всего на 0.079, 0.066, 0.023%. Регионы России, и в частности области, входящие в состав ЦЧР, существенно отличаются по уровню использования органических удобрений. Например, в среднем за 2016–2020 гг. уровень внесения органических удобрений в Белгородской области составил 8.83, а в Тамбовской – 0.23 т/га посевной площади, при этом среднее поступление Pb (в пересчете на навоз КРС) соответственно составило 6.9 и 0.2 г/га в год.

Достаточно много, по сравнению с органическими удобрениями, содержится Pb в дефекате, который широко используется для мелиорации кислых почв. Однако средние дозы внесения мелиоранта в ЦЧР составляют 8–12 т/га, а периодичность известкования – как правило раз в 10 лет. Кроме того, известкование черноземов в ЦЧР проводится на сравнительно небольшой площади – 132 тыс. га (1.5% от посевной площади) в среднем за 2016–2020 гг. Поэтому Pb, поступающий в произвесткованные почвы с дефекатом в количестве 27.0–40.6 г/га, не представляет опасности для загрязнения почв.

По литературным данным, в агроэкосистемах Белгородской области основное поступление этого элемента происходит с органическими удобрениями, а отчуждение – в результате водной эрозии. Среднегодовые потери Pb со смытой почвой оцениваются в 25.2 г/га и существенно пре-

вышают размеры поступления этого элемента, поэтому баланс является отрицательным [14]. По оценкам ряда ученых, реальная опасность загрязнения агроэкосистем Pb существует при бесконтрольном использовании в качестве нетрадиционных органических удобрений ОСВ [5].

Свинец в сельскохозяйственных культурах. Среднее содержание Pb в зерне озимой пшеницы (0.29 мг/кг), ячменя (0.28 мг/кг) и кукурузы (0.27 мг/кг) существенно не различалось (табл. 3). Семена подсолнечника содержали Pb в количестве 0.34 мг/кг, немного превышающем концентрацию элемента в зерне ячменя и кукурузы. Содержание этого элемента в зерне сои (0.16 мг/кг) было значительно ниже, чем у зерновых культур и подсолнечника. Содержание Pb в зерне и семенах было ниже уровней ПДК, установленных для пищевой продукции.

Среди многолетних бобовых трав, культивируемых в ЦЧР, наиболее низким содержанием Pb характеризуется клевер. Среднее содержание элемента в сене клевера было ниже, чем в сене эспарцета и люцерны соответственно в 1.86 и 1.55 раза. Для оценки качества грубых и сочных кормов установлен максимально допустимый уровень (МДУ) содержания Pb, равный 5 мг/кг [19]. Среднее содержание элемента в сене клевера, люцерны и эспарцета было соответственно в 27.0, 17.5 и 14.5 раз ниже МДУ.

В 2016–2020 гг. в Белгородской области средняя урожайность озимой пшеницы составляла 4.89, ячменя – 3.65, кукурузы – 7.04, подсолнечника – 2.89, сои – 2.22, сена многолетних трав – 3.0 т/га, а отчуждение Рb из агроэкосистем с этой продукцией составляло соответственно 1.4, 1.0, 1.9, 1.0, 0.3, 0.8 г/га.

В исследованиях, проведенных на территории лесостепной зоны ЦЧР, содержание Рb в зерне ячменя находилось в пределах 0.22–0.37, озимой пшеницы – 0.26–0.41 мг/кг [20]. По обобщенным данным из разных стран мира, среднее содержание Рb в зерне злаковых культур составляет 0.47 мг/кг [4].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, установлено, что в слое 0–20 см пахотного чернозема выщелоченного лесостепной зоны ЦЧР среднее валовое содержание Рb составляет 13.1, концентрация подвижных форм – 1.09 мг/кг, что не превышает фоновых значений и существенно ниже уровней ОДК и ПДК. Достоверных различий по содержанию Рb в слоях почвы 0–20 и 21–40 см выявлено не было. Превышение фоновых концентраций этого элемента установлено в почвах придорожных экосистем. Основным источником поступления Рb в агроэкосистемы Белгородской области являются органические удобрения, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Среднее содержание Рb в зерне кукурузы, ячменя и озимой пшеницы существенно не различалось и составляло соответственно 0.27, 0.28, 0.29 мг/кг. Из изучаемых культур минимальное количество данного элемента содержалось в зерне сои (0.16 мг/кг), а максимальное – в семенах подсолнечника (0.34 мг/кг). Из изучаемых культур минимальное количество данного элемента содержалось в зерне сои (0.16 мг/кг), а максимальное – в семенах подсолнечника (0.34 мг/кг). Из многолетних бобовых трав минимальное количество Рb содержалось в сене клевера (0.19 мг/кг), а максимальное – эспарцета (0.34 мг/кг). Превышения уровней ПДК Рb для продовольственного зерна и МДУ, установленных для кормовой продукции, в исследованиях не выявлено.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет федеральных средств в рамках государственного задания на проведение агроэкологического мониторинга земель сельскохозяйственного назначения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доклад о свинцовом загрязнении окружающей среды Российской Федерации и его влиянии на здоровье населения (Белая книга). М.: РЭФИА, 1997. 48 с.
2. Лукин С.В. Агроэкологическое состояние и продуктивность почв Белгородской области. Белгород: КОНСТАНТА, 2016. 344 с.
3. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
4. Kabata-Pendias A. Trace Elements in Soils and Plants. 2011. 505 p.
5. Алексеев Ю.В. Тяжелые металлы в агроландшафте. СПб.: Изд-во ПИЯФ РАН, 2008. 216 с.
6. Садовникова Л. К., Орлов Д.С., Лозановская И.Н. Экология и охрана окружающей среды при химическом загрязнении. – М.: Высшая школа, 2006. 334 с.
7. Semenov I.N., Koroleva T.V. International Environmental Legislation on the Content of Chemical Elements in Soils: Guidelines and Schemes // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. No 10. P. 1289–1297. <https://doi.org/10.1134/S1064229319100107>
8. Chen Sh., Wang M., Li Sh., Zhao Zh., E W. Overview on current criteria for heavy metals and its hint for the revision of soil environmental quality standards in China // J. Integrative Agriculture. 2018. V. 17. № 4. P. 765–774. [https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(17\)61892-6](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(17)61892-6)
9. СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”. Утверждены Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 28.01.2021 № 2.
10. ТРТС015/2011 Технический регламент Таможенного союза “О безопасности зерна”(с изменениями на 15 сентября 2017 года) Технический регламент Таможенного союза от 09.12.2011 N015/2011. Режим доступа docs.cntd.ru>document/902320395 (дата обращения 03.02.2023).
11. Соловichenko В.Д., Тютюнов С.И., Уваров Г.И. Производство плодородия почв и рост продуктивности сельскохозяйственных культур Центрально-Черноземного региона. Белгород: “Отчий край”, 2012. 256 с.
12. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения / В.Г. Сычев, А.Н. Аристархов, И.В. Володарская и др. – М.: МСХ, 2003. 195 с.
13. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах селхозугодий и продукции растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.
14. Селюкова С.В. Экологическая оценка содержания свинца, кадмия, ртути и мышьяка в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Черноземного района России. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. биологических наук. М.: РГАУ–МСХА имени К.А. Тимирязева”, 2019. 25 с.

15. Почвы Липецкой области / Ю.И. Сискевич, В.А. Никоноренков, О.В. Долгих и др. Липецк: Изд-во ООО "Позитив Л", 2018. 209 с.
16. Петрова Е.А., Райхерт Е.В. Влияние автотранспорта на накопление цинка и свинца в почвах и их биологическое поглощение пшеницей мягкой (TRITICUM AESTIVUM) в придорожных агроценозах (в условиях Алейского района Алтайского края) // Известия Алтайского государственного университета. 2013. № 3–2 (79). С. 42–46.
17. Levels and Factors of the Accumulation of Metals and Metalloids in Roadside Soils, Road Dust, and Their PM10 Fraction in the Western Okrug of Moscow / D.V. Vlasov, O.V. Kukushkina, N.E. Kosheleva, N.S. Kasimov // Eurasian Soil Science. 2022. V. 55. No 5. P. 556–572.
<https://doi.org/10.1134/S1064229322050118>
18. Чеснокова С.М., Савельев О.В. Эколого-геохимическая оценка загрязнения тяжелыми металлами и мышьяком почв городов Владимирской области с различной спецификой промышленного производства // Экологическая безопасность строительства и городского хозяйства. 2019. № 1. С. 43–48.
19. ВМДУ-87 "Временный максимально допустимый уровень содержания некоторых химических элементов и госсипола в кормах для сельскохозяйственных животных и кормовых добавках". 1987.
20. Четверикова Н.С., Марциневская Л.В. Свинец в агроландшафтах лесостепной зоны ЦЧО // Международный журнал экспериментального образования. 2013. № 10–2. С. 303–306.

MONITORING OF LEAD CONTENT IN AGROECOSYSTEMS OF CENTRAL BLACK EARTH REGION OF RUSSIA

S. V. Lukin^{a,b,#}

^aBelgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, Russian Federation

^bBelgorod State National Research University, Belgorod, Russian Federation

[#]E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS V.I. Kiryushin February 10, 2023

Studies on the environmental assessment of Pb content in agroecosystems were carried out in the forest-steppe zone of the Belgorod region, which is located in the south-west of the Central Black Earth region. The soil cover was represented mainly by leached chernozems. As a result of studies, it was established that in the layer of 0–20 cm of arable soils, the average gross content of Pb is 13.1, the concentration of mobile forms is 1.09 mg/kg, which does not exceed the background values and is significantly lower than the levels of APC and MAC. There were no significant differences in the content of Pb in the soil layers of 0–20 and 21–40 centimeters. The excess of background concentrations of this element is established in the soils of roadside ecosystems. The main source of Pb supply to the agroecosystems of the Belgorod region is organic fertilizers, but this does not pose a danger to soil pollution and crop production. The average Pb content of corn, barley and winter wheat grains did not differ significantly and was 0.267, 0.275, 0.292 mg/kg, respectively. Of the studied cultures, the minimum amount of this element was contained in soybean grains (0.155 mg/kg), and the maximum amount in sunflower seeds (0.335 mg/kg). Of perennial legumes, the minimum amount of Pb was contained in clover hay (0.185 mg/kg), and the maximum amount was esparceta (0.344 mg/kg). Exceeding the levels of the maximum permissible concentration and the maximum permissible level of Pb in crop production was not detected.

Keywords: agroecological monitoring, clark, lead, crops, heavy metals, chernozem, fertilizers