ISSN 2686-7397

Том 513, Номер 1

Ноябрь 2023

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК.

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Том 513, номер 1, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Новые данные о геологическом строении и палеогеографическом развитии Восточно-Сибирского моря в квартере
О. В. Петров, Д. В. Рябчук, А. Ю. Сергеев, Л. М. Буданов, В. А. Жамойда, И. А. Неевин, Е. Е. Талденкова, Д. В. Прищепенко, Е. С. Носевич, З. В. Пушина, А. Г. Григорьев, Л. Д. Баширова, Е. П. Пономаренко 5

Первая находка кембрийских вулканитов и плагиогранитов в Тектурмасской офиолитовой зоне (Центральный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава
К. Е. Дегтярев, М. В. Лучицкая, А. А. Третьяков 17

Новые данные о возрасте магматических пород поднятия Альфа-Менделеева (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb-датирования зерен циркона
С. Г. Сколотнев, М. А. Федонкин, А. В. Корнийчук 26

Первая детальная запись $\delta^{13} C_{org.}$ в пермских аргиллитах Тасканского бассейна (Омулёвский блок): отражение биосферных событий на Северо-Востоке Азии
А. С. Бяков, И. Л. Ведерников, Н. А. Горячев, Б. И. Гареев 33

Позднекембрийские (~490 млн лет) островодужные вулканиты Северного Тянь-Шаня (Кыргызстан): обоснование возраста по результатам U–Pb-датирования циркона
Д. В. Алексеев, Я. Рохас-Аграмонте, А. А. Третьяков, А. Гердес 39

СТРАТИГРАФИЯ

Новая концепция строения отложений верхнего неоплейстоцена в магистральных долинах Западной Сибири
И. Д. Зольников 46

Циклостратиграфическая оценка длительности изотопной аномалии углерода жуинской серии (событие Шурам-Вонока) в опорном разрезе венда на юге Сибирской платформы
Д. В. Рудько, С. В. Рудько, А. В. Шацилло, И. В. Латышева, А. В. Колесников, И. В. Федюкин, Б. Г. Покровский 53

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетические особенности и флотационные свойства золото-медно-порфировой руды (Малмыжское месторождение, Хабаровский край, Россия)
И. Ю. Рассказов, М. А. Гурман, Л. И. Щербак 60

ГЕОХИМИЯ

Sr-изотопный состав воды палеоокеана 960 млн лет назад (по данным для нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия Сибирской платформы)
Е. Ф. Летникова, А. А. Жданов, А. В. Иванов, А. В. Маслов, А. Э. Изох, А. Ф. Летникова, Н. Г. Солошенко 66

Первые результаты U–Th/He-датирования эпигенетического пирита из пород баженовской свиты, Западная Сибирь
О. В. Якубович, Н. А. Васильева, К. Ю. Васильева, М. О. Аносова, А. Б. Котов, М. М. Подольская, Б. М. Гороховский 77

ПЕТРОЛОГИЯ

Особенности образования редких минералов при малоглубинном метаморфизме и метасоматозе
В. В. Ревердатто, И. И. Лиханов, О. П. Полянский 83

Свидетельства ультравысокобарической эволюции гранатовых перидотитов Полярного Урала
В. Р. Шмелев, Ф-С. Мэн 90

МИНЕРАЛОГИЯ

Бокситы Татарского месторождения (Енисейский кряж, Россия): первые свидетельства контактово-карстового генезиса
Н. М. Боева, А. Д. Слукин, М. А. Макарова, Е. С. Шипилова, Ф. П. Мельников, Д. А. Внучков, Е. А. Жегалло, Л. В. Зайцева, Н. С. Бортников 96

ГЕОДИНАМИКА

Следы плюмовых процессов в современном скоростном строении литосферы Хибино-Ловозерского тектонического узла
В. В. Адушкин, А. Г. Гоев 106

ГЕОФИЗИКА

Взрывной квант глубинной деформации по данным геомеханического моделирования в Южной Калифорнии
В. Г. Бондур, М. Б. Гохберг, И. А. Гарагаш, Д. А. Алексеев 112

Корреляция короткопериодных волновых возмущений максимальной электронной концентрации в слое F2 и полного электронного содержания в ионосфере
Н. П. Перевалова, К. Г. Ратовский, Г. А. Жеребцов, А. С. Ясюкевич 120

ОКЕАНОЛОГИЯ

Первые данные о вертикальных потоках осадочного вещества и параметрах среды на северном сегменте хребта Мона, Норвежское море
А. А. Клювиткин, М. Д. Кравчишина, А. Н. Новигатский, Н. В. Политова, А. В. Булохов, С. К. Гулев 126

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Энергетика торнадо и смерчей
Г. С. Голицын, А. В. Чернокульский, Н. В. Вазаева 134

Композитная модель рассеяния радиоволн СВЧ-диапазона на водной поверхности при экстремальных скоростях ветра
Н. С. Русаков, Г. А. Байдаков, Ю. И. Троицкая 139

ГЕОГРАФИЯ

Особенности свойств грунтов, вовлекаемых в селевой процесс на Чукотке
В. А. Лобкина, Н. Н. Ухова, Ю. В. Генсиоровский, А. А. Музыченко 146

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Геохимический взгляд на “безобидный” деплетированный уран
С. М. Жмодик, В. А. Пономарчук 153

CONTENTS

Vol. 513, no. 1, 2023

GEOLOGY

New Data on Geology and Palaeogeographical Evolution of the Southern East-Siberian Sea
O. V. Petrov, D. V. Ryabchuk, A. Yu. Sergeev, L. M. Budanov, V. A. Zhamoida, I. A. Neevin, E. E. Taldenkova, D. V. Prishchepenko, E. S. Nosevich, Z. V. Pushina, A. G. Grigoriev, L. D. Bashirova, and E. P. Ponomarenko 5

The First Find of Cambrian Volcanites and Plagiogranites in Tekturmas Ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Age and Composition
K. E. Degtyarev, M. V. Luchitskaya, and A. A. Tretyakov 17

New Data on the Age Of Magmatic Rocks of the Alpha-Mendeleev Rise (Arctic Ocean): Results of Isotopic U/Pb Dating of Zircons
S. G. Skolotnev, M. A. Fedonkin, and A. V. Korniychuk 26

First Detailed Record $\delta^{13} C_{org.}$ in Permian Mudstones of the Taskan Basin (Omulevka Block): A Reflection of Biospheric Events in Northeast Asia
A. S. Biakov, I. L. Vedernikov, N. A. Goryachev, and B. I. Gareev 33

Late Cambrian (~490 Ma) Arc Volcanic Rocks of the North Tianshan of Kyrgyzstan: Age Constraints From U–Pb Zircon Dating
D. V. Alexeiev, Y. Rojas-Agramonte, A. A. Tretyakov, and A. Gerdes 39

STRATIGRAPHY

Geological Markers of the Upper Pleistocene Deposits in Main River Valleys of Western Siberia
I. D. Zolnikov 46

Cyclostratigraphic Estimate of the Duration of the Negative δ13c Anomaly of the Zhua Group (Shuram-Wonoka Event) in the Vendian Reference Section In South of the Siberian Platform
D. V. Rudko, S. V. Rudko, A. V. Shatsillo, I. V. Latysheva, A. V. Kolesnikov, I. V. Fedyukin, and B. G. Pokrovsky 53

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Genetic Features and Flotation Properties of the Porphyry Copper–Gold Ore (Malmyzh Deposit, Khabarovsky District, Russia)
I. Yu. Rasskazov, M. A. Gurman, and L. I. Shcherbak 60

GEOCHEMISTRY

Sr-Isotopic Composition of Paleoocean Water on the Border of 970–960 Ma (Data for Lower Tunguska Formation of Turukhan Uplift of Siberian Platform)
E. F. Letnikova, A. A. Jdanov, A. V. Ivanov, A. V. Maslov, A. E. Izokh, A. F. Letnikova, and N. G. Soloshenko 66

First Results of U–Th/He Dating of Epigenetic Pyrite From Rocks of the Bazhenov Formation, Western Siberia
O. V. Yakubovich, N. A. Vasilyeva, K. Yu. Vasilyeva, M. O. Anosova, A. B. Kotov, M. M. Podolskaya, and B. M. Gorokhovskiy 77

PETROLOGY

The Features o Formation of Rare Minerals During Shallow Metamorphism and Metasomatosis
V. V. Reverdatto, I. I. Likhanov, and O. P. Polyansky 83

Evidence of Ultrahigh-Pressure Evolution of Garnet Peridotites in the Polar Urals
V. R. Shmelev and F-C. Meng 90

MINERALOGY

Bauxites of the Tatar Deposit (Yenisei Ridge, Russia): The First Evidence of Contact-Karst Genesis
N. M. Boeva, A. D. Slukin, M. A. Makarova, E. S. Shipilova, Ph. P. Melnikov, D. A. Vnuchkov, E. A. Zhegallo, L. V. Zaitseva, and N. S. Bortnikov 96

GEODYNAMICS

Imprints of Plume Processes in the Modern Lithospheric Velocity Structure of the Khibino-Lovozero Region
V. V. Adushkin and A. G. Goev 106

GEOPHYSICS

Intense Quantum of the Deformation in Deep Crust, as Seen From Geomechanical Modeling in Southern California
V. G. Bondur, M. B. Gokhberg, I. A. Garagash, and D. A. Alekseev 112

The Correlation of Short-Period Wave Disturbances in the Peak Electron Density of the F2 Layer and the Total Electron Content (Tec) in the Ionosphere
N. P. Perevalova, K. G. Ratovsky, G. A. Zherebtsov, and A. S. Yasyukevich 120

OCEANOLOGY

First Data on Vertical Particle Fluxes And Environmental Conditions in the Northern Part of the Mohns Ridge, Norwegian Sea
A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, A. N. Novigatsky, N. V. Politova, A. V. Bulokhov, and S. K. Gulev 126

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Energy of Tornadoes and Landspouts
G. S. Golitsyn, A. V. Chernokulsky, and N. V. Vazaeva 134

A Composite Model of Microwave Scattering from Water Surface in Extreme Wind Speed Condition
N. S. Rusakov, G. A. Baydakov, and Yu. I. Troitskaya 139

GEOGRAPHY

Features of the Properties of Soils Involved in Mudflow on the Chukotka
V. A. Lobkina, N. N. Ukhova, Yu. V. Gensiorovskiy, and A. A. Muzychenko 146

GEOECOLOGY

Geochemical View on “Inoffensive” Depleted Uranium
C. M. Zhmodik and V. A. Ponomarchuk 153

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 5–16

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.43

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ В КВАРТЕРЕ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН О. В. Петров[1], Д. В. Рябчук[1,*], А. Ю. Сергеев[1], Л. М. Буданов[1], В. А. Жамойда[1], И. А. Неевин[1], Е. Е. Талденкова[2], Д. В. Прищепенко[1], Е. С. Носевич[1], З. В. Пушина[1], А. Г. Григорьев[1], Л. Д. Баширова[3,4], Е. П. Пономаренко[3]

Поступило 20.04.2023 г.
После доработки 21.06.2023 г.
Принято к публикации 29.06.2023 г.

В статье рассмотрены результаты геолого-геофизических исследований прибрежных районов Восточно-Сибирского моря, начатые в 2018 г. в рамках проектов по государственному геологическому картированию (ГК-1000/3) и продолженные в 2022 г. в ходе выполнения гранта РНФ. Составлена сейсмостратиграфическая схема четвертичных отложений, предложена концепция палеогеографического развития региона в позднем неоплейстоцене-голоцене.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, верхний неоплейстоцен-голоцен, сейсмоакустическое профилирование, датирование, шельф, изменения уровня моря

DOI: 10.31857/S2686739723600741, **EDN:** KZCUTE

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геологии, геоморфологии, истории геологического развития и ресурсного потенциала Арктического шельфа привлекают к себе пристальное внимание исследователей. В то же время степень изученности дна морей российской Арктики остается крайне неравномерной. К наиболее слабоизученным акваториям относятся прибрежные районы Восточно-Сибирского моря. Так, до последнего времени, акваториальная часть листов R-58-60 государственной геологической карты масштаба 1 : 1000000 в буквальном смысле слова представляла собой “белое пятно”. Объем имеющихся данных по сейсмоакустическому профилированию для исследованного района крайне ограничен – экспериментальные геолого-геофизические работы с применением этого метода были осуществлены в 1987–1988 гг. в Колымском заливе, в 2010 г. ГНПП “Севморгео” пройден региональный профиль 5АР (к западу от острова Врангеля). Единственная относительно глубокая скважина (650 м) в районе исследований была пробурена на острове Айон [1].

Ограниченная информация о строении приповерхностного геологического разреза содержится в ряде неопубликованных отчетов 1970-х – 1980-х гг. и статей [7, 9, 10, 11]. Отсутствие данных сейсмоакустического профилирования и радиоуглеродных датировок четвертичных отложений дна акватории вызвали неоднозначность в интерпретации геологической истории территории в четвертичное время.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе экспедиций ФГБУ “ВСЕГЕИ” в 2018 и 2020 г., организованных в рамках государственного геологического картирования (ГК-1000/3) листов R56-60 и S-55.56, охватывающих прибрежные районы Восточно-Сибирского моря от Новосибирских островов до о. Врангеля, было выполнено 3400 км непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) с одновременным использованием нескольких методов (спаркер, пневмопушка, профилограф), 3200 км профилирования методом гидролокации бокового обзора (ГЛБО) и многолучевого эхолотирования, выполнена 191 станция донного пробоотбора с применением бокс-корера (рис. 1), с помощью гравитационной ударной трубки отобрано 29 грунтовых колонок (длиной от 0.25 до 2.5 м) (рис. 2).

[1]*ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[3]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[4]*Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград, Россия*
*****E-mail: Daria_Ryabchuk@vsegei.ru*

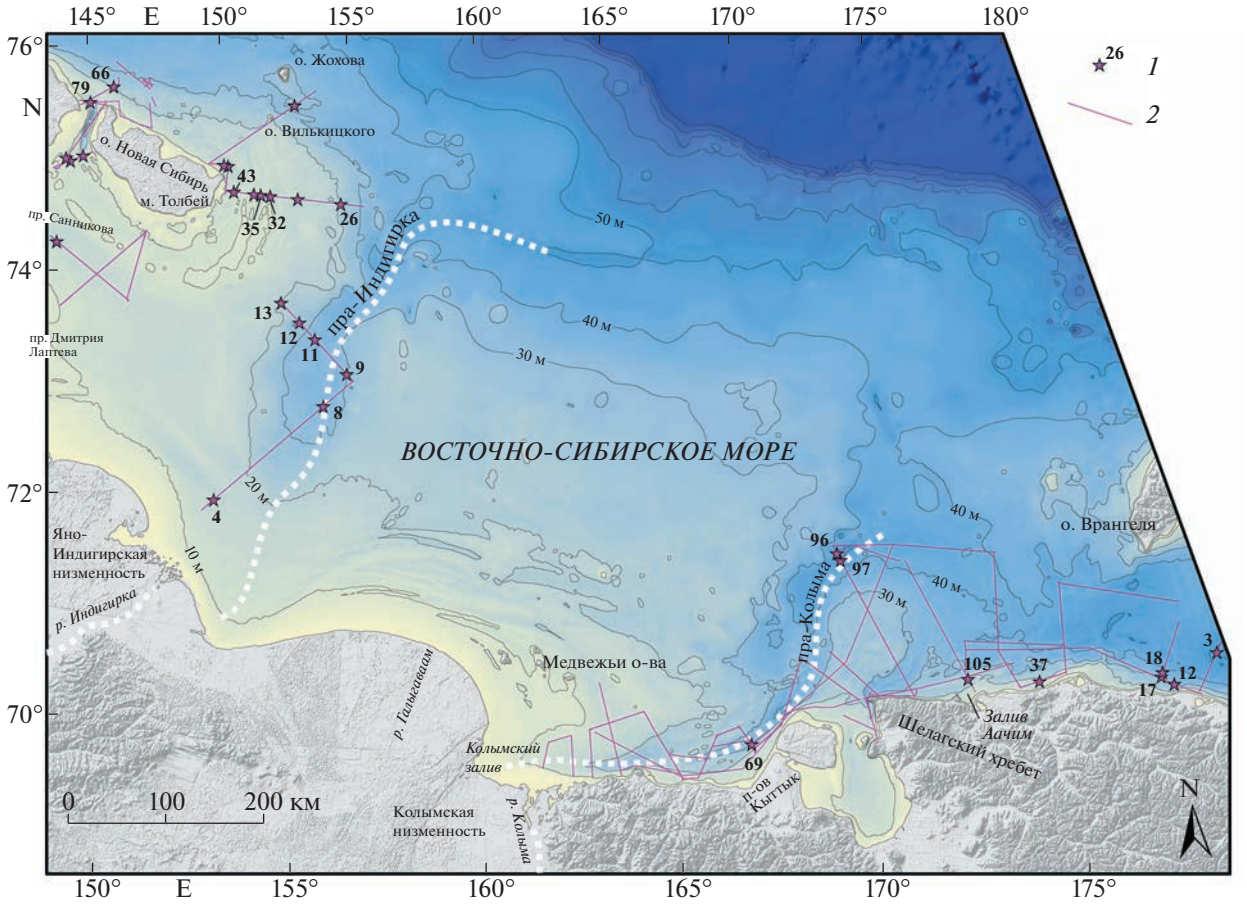

Рис. 1. Схема расположения фактических материалов ВСЕГЕИ 2018 и 2020 г.: *1* – станции отбора грунтовых колонок; *2* – профили разночастотного НСАП.

В 2022 г. в ИО РАН был выполнен анализ 11 кернов донных отложений с использованием автоматизированной системы для комплексного изучения кернов Geotek MSCL-XYZ (сканирование, фотографирование, геохимические исследования). Результаты XRF-анализа сглажены с помощью расчета скользящего среднего (окно = 7). Во ВСЕГЕИ с применением лазерного анализатора размеров частиц Microtrac MrB был выполнен детальный гранулометрический анализ 29 грунтовых колонок (разрешение 1 см). Для шести кернов проведен палинологический и диатомовый анализ. Впервые для исследуемого района в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) получены 13 радиоуглеродных дат донных отложений (по рассеянному органическому веществу) (табл. 1). Определение концентрации органического углерода (Сорг) проводили на экспресс анализаторе углерода АН-7529М методом автоматического кулонометрического титрования по величине pH в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН.

Для создания цифровой батиметрической модели, необходимой для геоморфологического анализа и интерпретации геолого-геофизической информации при составлении карты четвертичных образований и палеогеографических реконструкций, были использованы морские навигационные карты масштаба 1 : 500000 и 1 : 200000. В программе ArcGIS оцифрованы точки промеров глубин и изобаты, с помощью модуля ArcGIS “Spatial analyst” выполнена интерполяция методом “Topo to raster”.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным анализа НСАП и колонкового пробоотбора, в сводном разрезе выделено пять сейсмостратиграфических толщ (ССТ) четвертичных отложений, которые, в свою очередь, локально могут подразделяться на более дробные подразделения, построены ГИС-схемы кровли и мощности выделенных ССТ вдоль профилей, составлена предварительная сейсмостратиграфическая схема четвертичных отложений прибрежно-

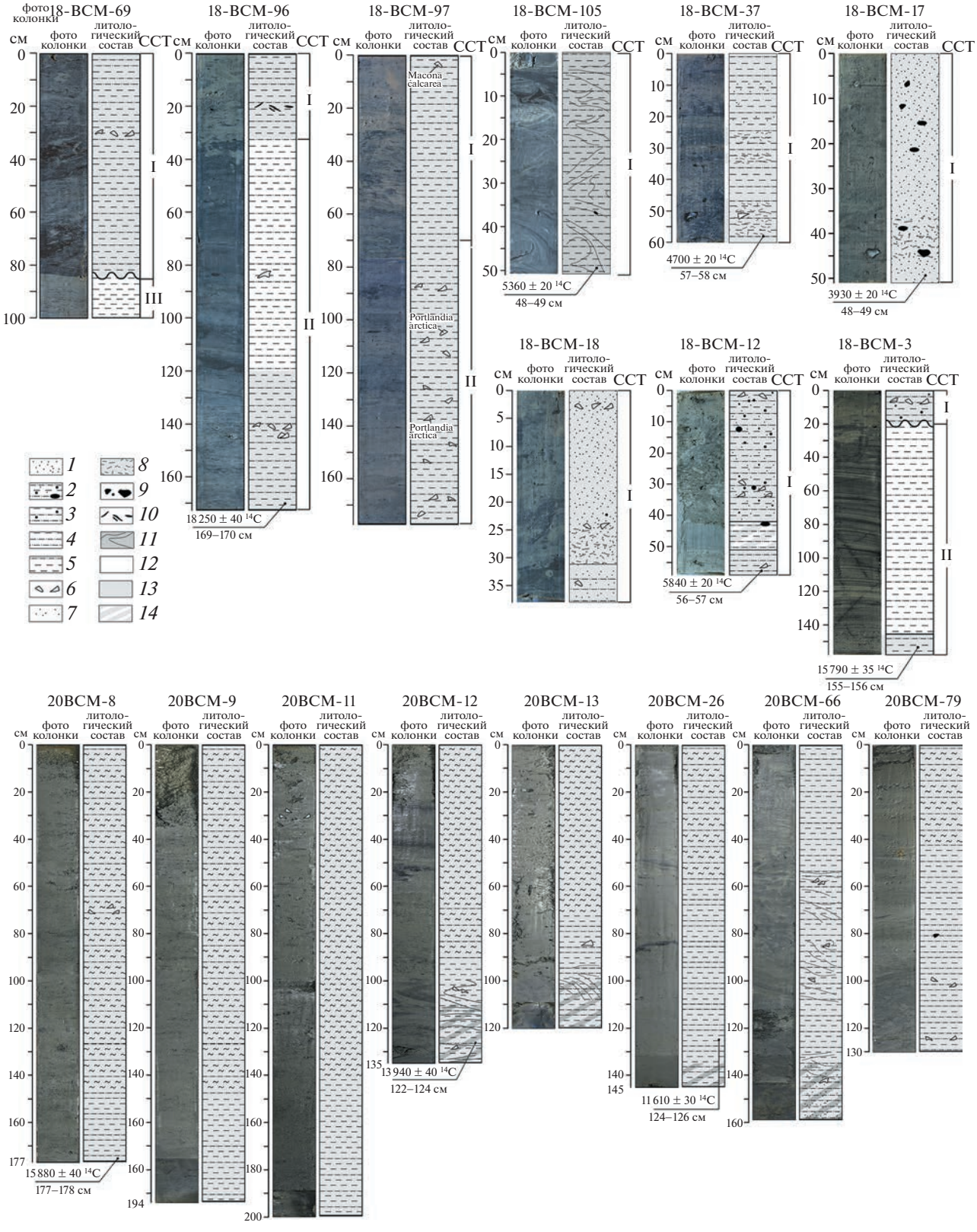

Рис. 2. Фотографии и литологический состав грунтовых колонок: *1* – песок мелкозернистый; *2* – миктит (алевроглины с песчаными зернами, единичным гравием и галькой); *3* – песчано-пелитовые алевриты с единичным гравием; *4* – пелитовые алевриты; *5* – алевропелит; *6* – обломки раковин моллюсков; *7* – примесь тонкопесчаного ; *8* – биогенные текстуры (ходы илоедов); *9* – включения гальки и гравия; *10* – растительный детрит; *11* – крупные складки с “мраморовидной” текстурой, образованной в результате ледово-морской экзарации морского дна торосистыми образованиями; *12* – слоистые; *13* – неслоистые крапчатые, неоднородные (перемешанный); 14 – тугопластичные.

Таблица 1. Станции пробоотбора кернов донных отложений и результаты определения возраста (материал для радиоуглеродного датирования – рассеянное органическое вещество)

Номер станции	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина моря, м	Длина керна, см	Результаты определения возраста отложений					
					Интервал отбора пробы, см	Лабораторный номер пробы	^{14}C возраст, л.н.	Погрешность	Кал. возраст (cal. BC), 2 sigma*	Кал. возраст, л.н.**
18BCM-3	69.6889	179.708	61	158	155–156	IGAN$_{AMS}$ 7551	15790	±35	17196–16986	18584
18BCM-12	69.552	178.364	36.8	57	56–57	IGAN$_{AMS}$ 7552	5840	±20	4786–4668	6200
18BCM-17	69.6497	178.1067	39.1	49	48–49	IGAN$_{AMS}$ 7553	3930	±20	2474–2340	3906
18BCM-37	69.9269	174.986	22.3	58	57–58	IGAN$_{AMS}$ 7554	4700	±20	3467–3374	4920
18BCM-96	71.4816	170.317	47.5	172	169–170	IGAN$_{AMS}$ 7556	18250	±40	20365–20153	21753
18BCM-105	70.107	173.155	21.7	49	48–49	IGAN$_{AMS}$ 7557	5360	±20	4201–4162	5685
20BCM-4	72.1872	152.0093	15.3	30	20–30	IGAN$_{AMS}$ 8974	12780	±35	13443–13150	14781
20BCM-8	73.1303	155.1053	34.9	190	177–178	IGAN$_{AMS}$ 8975	15880	±40	17386–17059	18690
20BCM-12	73.8788	154.1397	27	140	122–124	IGAN$_{AMS}$ 8976	13940	±40	15126–14823	16510
20BCM-20	75.8581	153.2897	32.8	40	35–37	IGAN$_{AMS}$ 8977	10345	±30	10250–10022	11717
20BCM-26	74.9907	155.2465	21.5	145	124–126	IGAN$_{AMS}$ 8978	11610	±30	11567–11455	13017
20BCM-32	75.0081	152.7472	13.9	50	36–38	IGAN$_{AMS}$ 8979	12970	±35	13712–13382	15062
20BCM-35	75.0083	152.4034	17.6	20	10–12	IGAN$_{AMS}$ 8980	15325	±50	16834–16663	18206

* – Calib REV8.20 (http://calib.org/calib/calib.html), IntCal20) [14, 16]. ** – с учетом резервуарного эффекта для Чукотского моря 460 лет [15].

шельфовой зоны Восточно-Сибирского моря (от Новосибирских островов до о-ва Врангеля).

Следует отметить, что при отсутствии к настоящему времени материалов стратиграфического бурения непосредственно в исследуемой акватории возрастная интерпретация нижних сейсмотолщ выполнена на основе данных по прилегающей суше, и представляется далеко не однозначной и, очевидно, требует дальнейших исследований.

При создании единой сейсмостратиграфической схемы южной части Восточно-Сибирского моря мы опирались на имеющиеся в нашем распоряжении данные по исследованию грунтовых колонок, результаты исследований, выполнявшихся на островах и на материковой суше [2, 3, 5], и на прилегающих участках дна акватории Чукотского моря [6]. Учитывались данные публикаций по внешнему шельфу Восточно-Сибирского моря и морю Лаптевых ([13] и др.), материалы государственной геологической съемки суши и островов, а также неопубликованные (фондовые) отчеты 1971–1988 гг. по поисковым геологическим работам.

На современном уровне знаний сейсмостратиграфическая схема выглядит следующим образом.

ССТ5 в западной части площади имеет возраст гелазий – нижний неоплейстоцен, в восточной части – гелазий (?) – нижний неоплейстоцен, предположительно при преобладании морских отложений, в разрезе присутствуют озерные и аллювиальные образования. ССТ4 – нижний (?) – средний неоплейстоцен, озерные, аллювиальные и морские нерасчлененные отложения. ССТ3 – верхний неоплейстоцен, морские отложения (казанцевская трансгрессия), озерные отложения либо перерыв в осадконакоплении (зырянская регрессия). ССТ2 – верхнее звено неоплейстоцена, морские отложения (каргинское потепление), коррелируются с молотковским горизонтом едомной свиты на суше. ССТ1 – верхний неоплейстоцен (сартанское похолодание) – голоцен (послесартанское потепление – ингрессия моря), морские отложения различных фаций. Отложения ССТ1 характеризуют последовательную смену озерных (преимущественно термокарстовых), прибрежно-морских, лагунных и морских отложений. Выделенные ССТ характеризуют цикличность осадконакопления с конца среднего неоплейстоцена (рис. 3, 4).

Пробоотбором вскрыты отложения ССТ4–ССТ1. Верхние части разрезов, опробованных ССТ4–ССТ2, представляют собой крайне плотные отложения, прошедшие субаэральную стадию при похолоданиях и регрессиях (средненеоплейстоценовом, зырянском и сартанском соответственно), что обусловило небольшую длину полученных кернов.

Опробованные отложения ССТ4 (нижний (?) – средний неоплейстоцен, озерные, аллювиальные и морские нерасчлененные отложения) (керны 20ВСМ-46, 20ВСМ-47)[1] характеризуют неустойчивые условия среды седиментации в пресноводном водоеме, имевшем низкую биопродуктивность, близость источников сноса.

Колонки, опробовавшие верхние горизонты ССТ3 (верхний неоплейстоцен, казанцевская трансгрессия – зырянская регрессия) (20ВСМ-35 (20–0 см), 20ВСМ-79 (130–78 см), 20ВСМ-69, 20ВСМ-70 и 20ВСМ-71 (20–0 см)) также характеризуют пресноводную среду, низкую биопродуктивность, однако имеют более тонкозернистый состав. Колонки, отобранные в ССТ2 (верхний неоплейстоцен (каргинская трансгрессия – сартанская регрессия) (20ВСМ-37 (23–0 см), 20ВСМ-1 (20–0 см) и 20ВСМ-4 (37–0 см), 18ВСМ-69 (100–80 см) характеризуют активную гидродинамическую среду седиментации, низкую палеосоленость водоема, стабильность гидрохимических условий.

Отложения ССТ1 опробованы наибольшим количеством грунтовых колонок, причем при выборе станций по профилям НСАП удалось получить материал для исследований различных возрастных срезов отложений и проследить, таким образом, развитие послесартанской трансгрессии. Для характеристики нижней части ССТ1 наиболее информативными являются грунтовые колонки 18ВСМ-3 (пролив Лонга), 18ВСМ-96 и 18ВСМ-97 (палеодолина р. Колымы).

Отложения колонки 18ВСМ-3 (интервал 158–38 см) резко отличаются по своим характеристикам от осадков опробованных в этом районе колонок, интерпретируемых как отложения голоцена [17]. Толща характеризуется отчетливой субгоризонтальной стратификацией алевроглинистых отложений, не нарушенной следами бентосной активности или воздействием льда, высоким содержанием $C_{орг}$ (2%). Гранулометрические параметры отложений в этом интервале относительно постоянны, доля пелитовых частиц превышает 50% от состава осадка, что свидетельствует о спокойных условиях придонной гидродинамики. Также отложения этой части разреза отличаются от голоценовых осадков по геохимическим показателям. В пыльцевых спектрах осадков, опробованных на станции 18ВСМ-3, присутствует пыльца хвойных деревьев, которая могла переноситься туда с пресноводными потоками из южных регионов. По данным диатомового анализа, в отложениях интервала 156–112 см доминируют пресноводные диатомеи, присутствуют бентосные солоноватоводные, что может интерпретироваться

[1] Результаты исследований колонок, обсуждаемых в тексте, приведены в разделе “дополнительные материалы”.

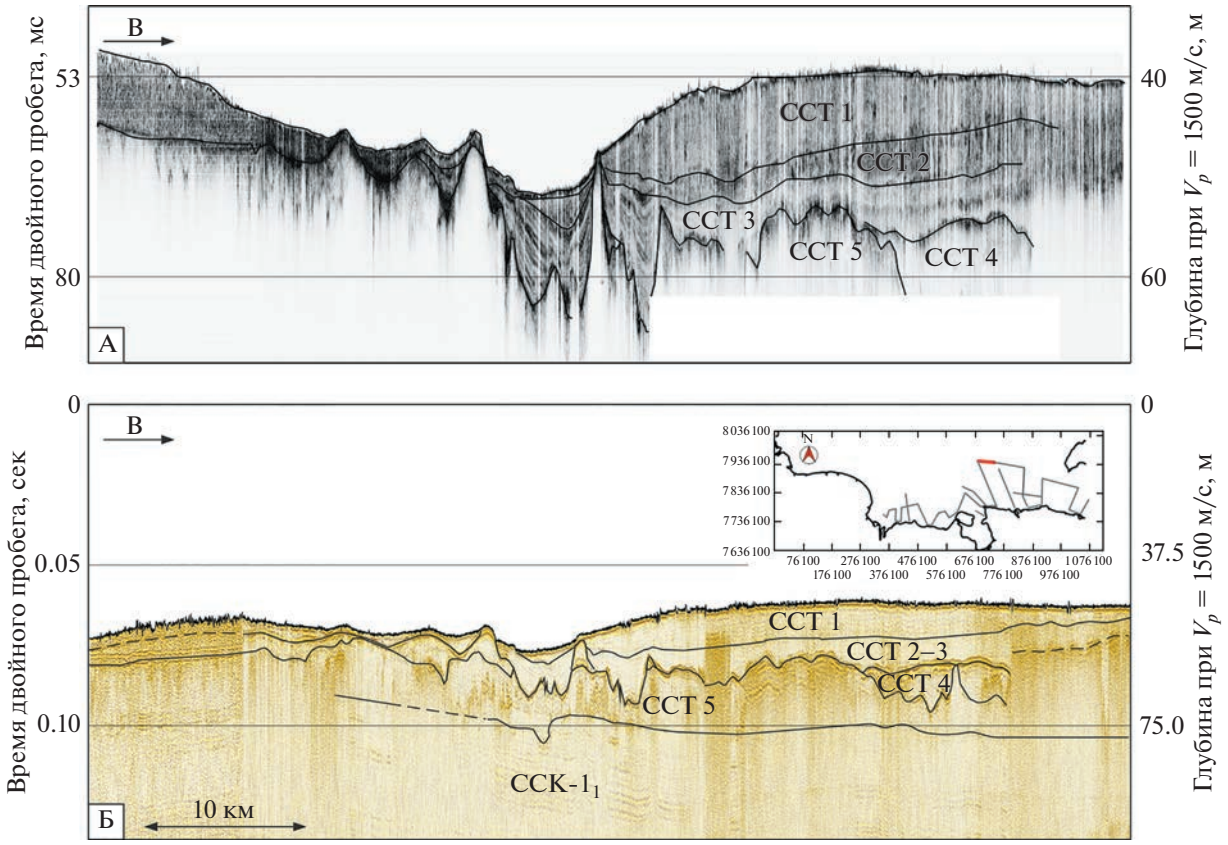

Рис. 3. Сейсмоакустический профиль 0066-1_10: А – временной разрез, полученный с использованием высокочастотного профилографа; Б – временной разрез, полученный с использованием электроискрового источника упругих колебаний (спаркер). Хроностратиграфическая интерпретация ССТ – в тексте.

как озерные, либо лагунные условия (с заметным притоком пресной воды) [17].

Сходные выводы можно сделать и по результатам расчета палеосолености с использованием распределения в отложениях концентраций брома. Для нижнего горизонта колонки получена датировка 18 584 календарных лет назад (кал.л.н.) ($IGAN_{AMS}$ 7551) (табл. 1), которая, вероятно, удревнена за счет привноса древнего органического вещества, однако в любом случае характеризует временной диапазон между началом позднe-неоплейстоценового потепления и временем, когда морская трансгрессия достигла рассматриваемого района. По комплексу описанных признаков отложения этой части разреза колонки отвечают осадконакоплению в котловине термокарстового озера.

Переход к прибрежно-морским (лагунным?) условиям седиментации в колонке 18BCM-3 достаточно четко фиксируется по всем изученных параметрам (палеосоленость, комплекс диатомовых водорослей, геохимические показатели) на интервале 0–30 см [17]. Механизм смены озерно-термокарстовых отложений лагунными вследствие термоабразии берегов, в какой-то мере являющийся аналогом процессов, происходивших в ходе трансгрессии, прослежен на современных арктических побережьях.

Мелководно-морские условия седиментации (при разнообразии фациальных обстановок) характеризуют колонки 18BCM-96 (33–0 см), 18BCM-97 (65–0 см), 18BCM-12, 18BCM-105, 20BCM-8 (175–35 см), 20BCM-9 (175–40 см), 20BCM-11, 20BCM-12, 20BCM-13 (74–0 см), 20BCM-26, 18BCM-3 (38–0 см), 20BCM-66, 18BCM-37, 18BCM-17, 18-BCM-18. Типично морские отложения позднего голоцена опробованы в верхних горизонтах колонок 20BCM-8 (35–0 см) и 20BCM-9 (40–0 см), а также в поверхностных пробах, отобранных бокс-корером.

Основной нашей задачей является разработка непротиворечивой возрастной модели с учетом всех полученных данных и общей концепции палеогеографического развития морей Восточной Арктики, Новосибирских о-вов. С этой точки зрения крайне важными являются детальные исследования грунтовой колонки 20BCM-8, которая была выбрана в качестве одной из опорных. Керн отобран в наиболее глубокой части палеодолины р. Индигирки, для забоя которой на ин-

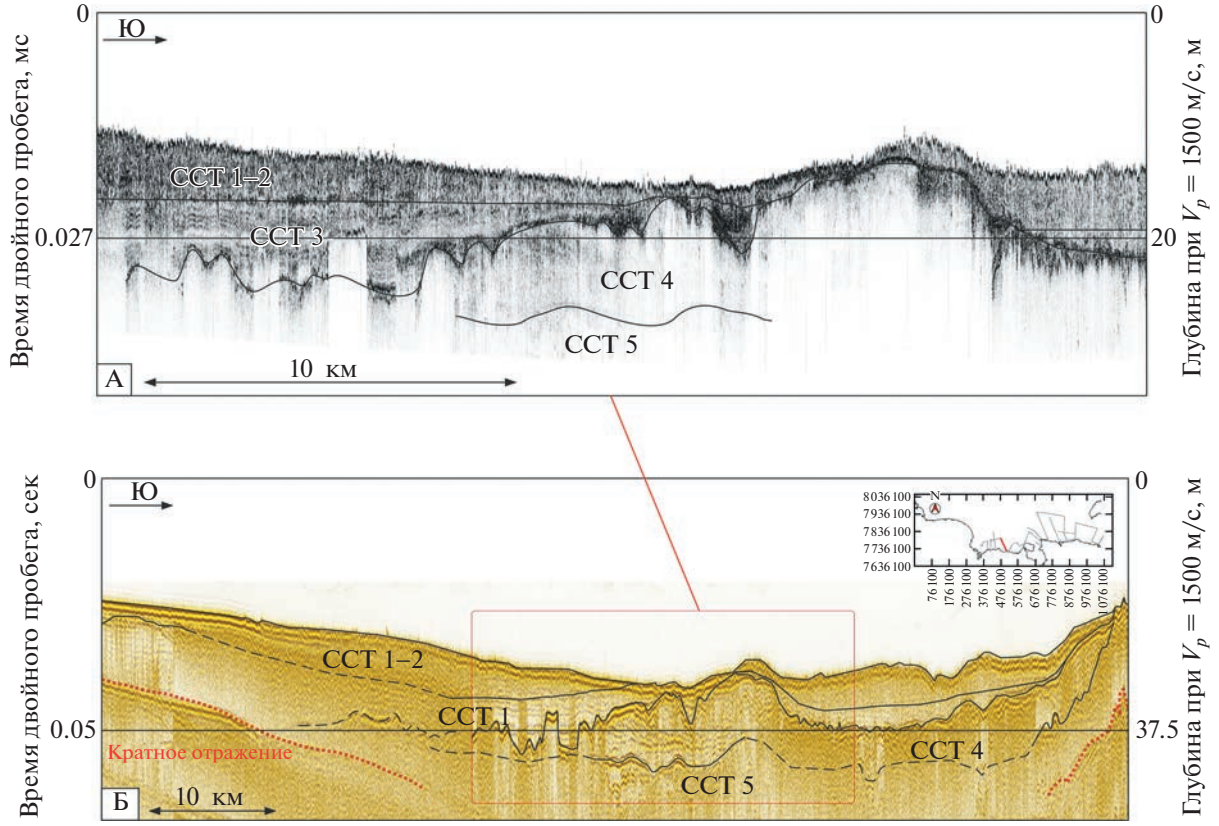

Рис. 4. Сейсмоакустический профиль ESS-07_ESS-8: А – временной разрез, полученный с использованием высокочастотного профилографа; Б – временной разрез, полученный с использованием пневматического источника упругих колебаний. Хроностратиграфическая интерпретация ССТ – в тексте.

тервале 177–178 см получена радиоуглеродная датировка 18690 кал.л.н. ($IGAN_{AMS}$ 8975) (табл. 1), однако как по характеру сейсмоакустической записи в районе отбора колонки (мощность ССТ1 согласно данным НСАП в месте отбора колонки 20ВСМ-8 составляет около 5 м), так и по результатам геохимических и гранулометрических исследований (рис. 5), указывающих на нефелоидное осадконакопление в прибрежно-морских (солоноватоводных) условиях (забой колонки) с постепенным переходом к типичному морскому осадконакоплению, вся колонка сформировалась в голоцене.

По результатам изучения микрофоссилий в осадках колонки установлена немногочисленность бентосных фораминифер и остракод, в особенности в верхних 60 см осадков, где наблюдается частичное растворение карбоната раковин, а также повсеместное преобладание видов, характерных для мелководных районов внутреннего шельфа арктических морей. Это бентосные фораминиферы *Haynesina orbiculare*, *Elphidium bartletti*, *E. incertum*, *Elphidiella groenlandica*, *Buccella frigida*, Polymorphina spp., и эвригалинные остракоды видов *Paracyprideis pseudopunctillata* и *Heterocyprideis sorbyana*. По всему разрезу многочисленны раковины арктического вида двустворчатых моллюсков *Portlandia arctica*.

Анализ морфологии, стратиграфического и батиметрического положения гряд, расположенных на прибрежных мелководьях по периферии о-ва Новая Сибирь (рис. 6), а также состав и гранулометрические параметры слагающих их отложений, позволили выделить два различных по возрасту и генезису типа гряд – аккумулятивные прибрежно-морские (подводные бары) и гряды течениевого (в подводных условиях), либо эрозионного (в субаэральных условиях) происхождения [11]. Ледниковые формы рельефа в ходе исследований здесь не установлены.

На основе построенных моделей рельефа дна и существующих представлений об изменении уровня моря [13] построены предварительные палеогеографические реконструкции развития исследуемой площади за последние 24 тыс. лет (рис. 7), которые иллюстрируют асинхронность затопления послесартанской трансгрессией различных районов шельфа Восточно-Сибирского моря. Исследованный район относится к зонам низкой и умеренной геодинамической активно-

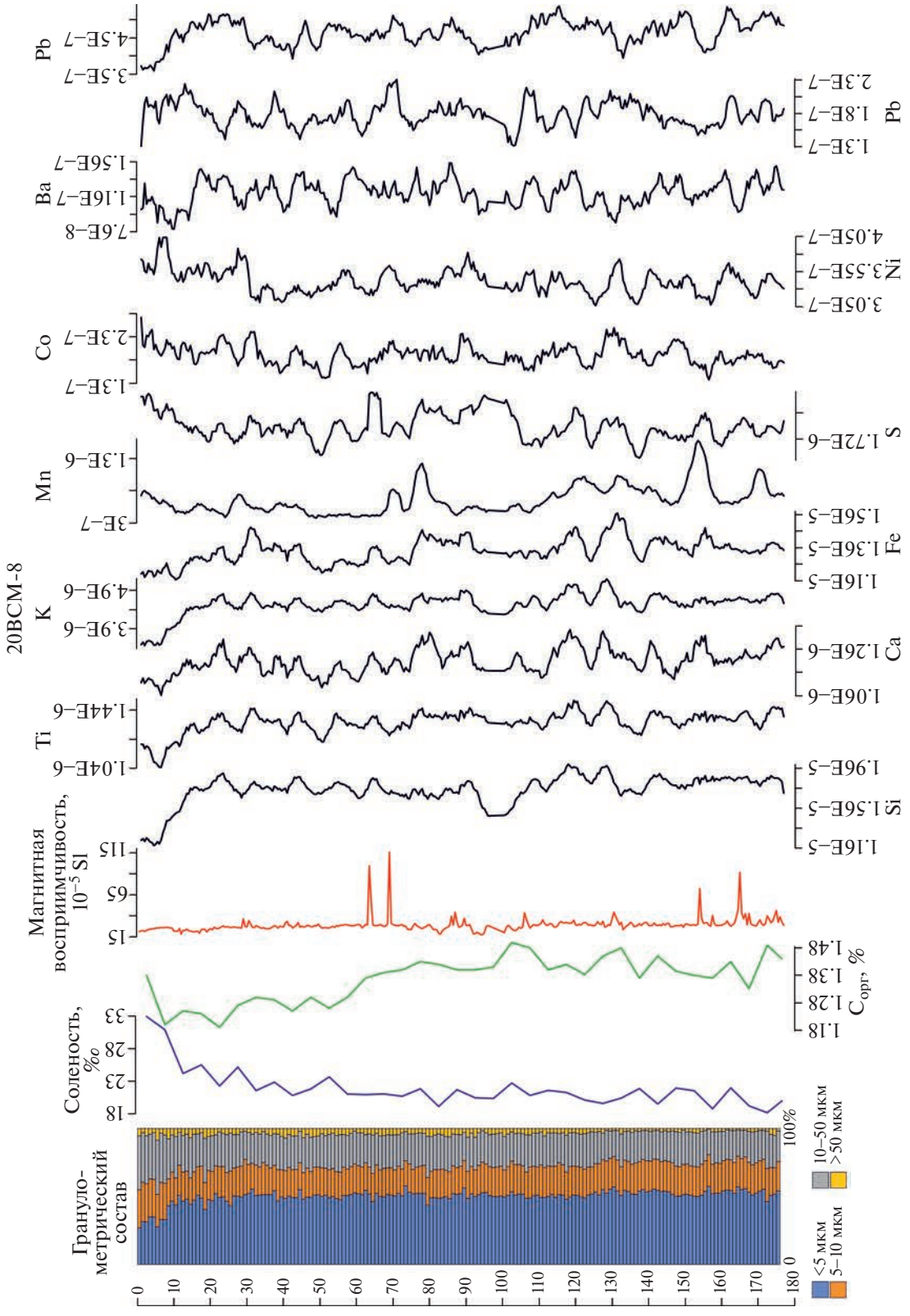

Рис. 5. Результаты послойных аналитических исследований грунтовой колонки 20ВСМ-8.

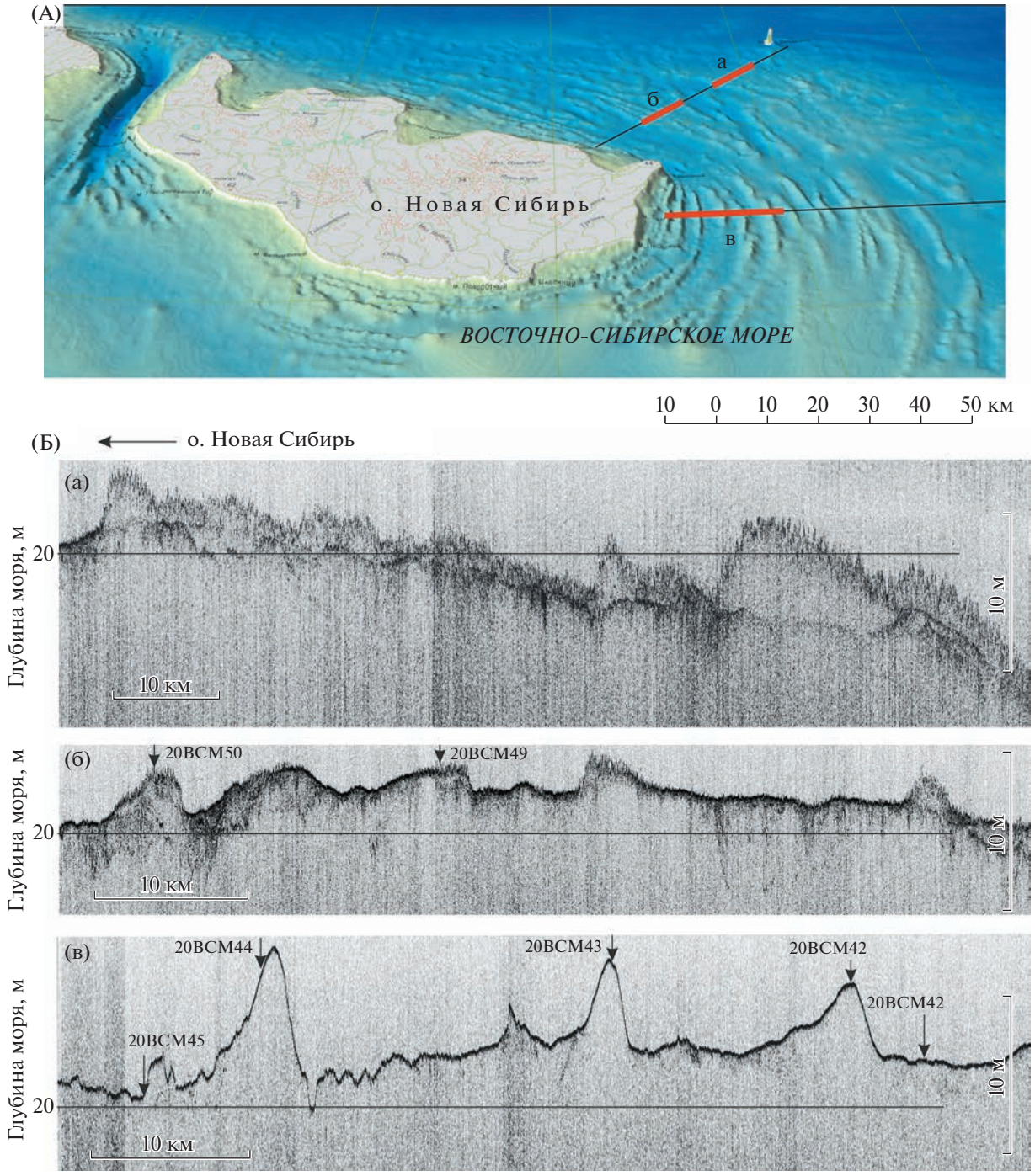

Рис. 6. Подводные формы рельефа вокруг острова Новая Сибирь: А – трехмерная панорама цифровой модели рельефа морского дна с положением некоторых профилей НСАП (красные линии – фрагменты профилей, показанных на рис. Б); Б – фрагменты профилей высокочастотного НСАП (профилограф), пересекающих подводные валы и гряды различного генезиса.

сти [8]. Во время последнего (сартанского) похолодания на всей территории исследования преобладали континентальные условия, превалировали эрозионные и термоэрозионные процессы. В исследуемой прибрежной зоне не обнаружено форм рельефа или отложений, образовавшихся в результате ледниковой деятельности, что подтверждает отсутствие материкового оледенения на о-вах Врангеля и Новая Сибирь в последний ледниковый максимум. Это подтверждает, в частности, выводы работы [5], которая достаточно убедительно доказывает существование ледника

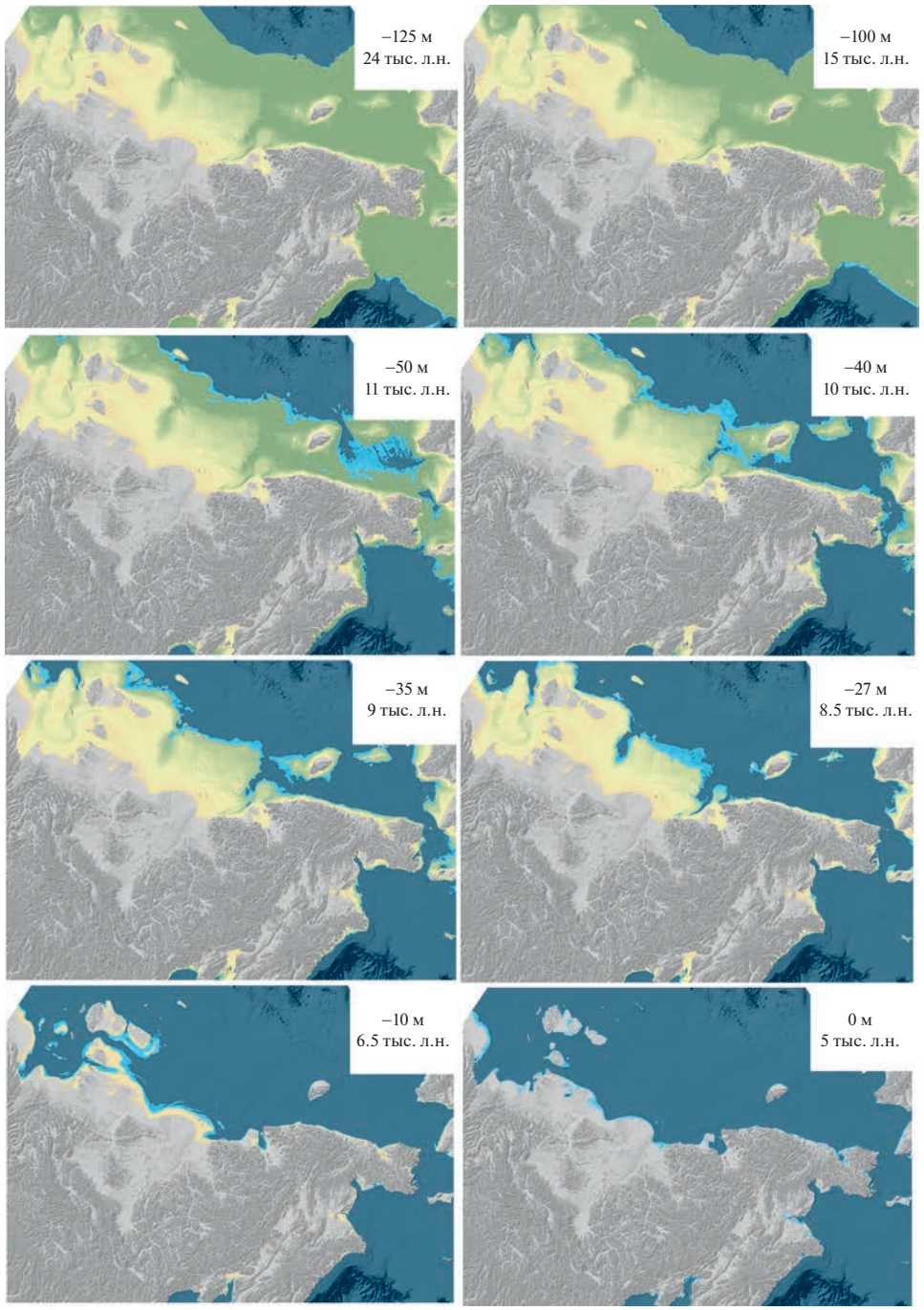

Рис. 7. Палеогеографические реконструкции развития южной части Восточно-Сибирского моря и Чукотского моря в верхнем неоплейстоцене-голоцене. На схемах указаны уровень моря и соответствующий ему период времени.

на о-ве Новая Сибирь только в конце среднего неоплейстоцена.

В конце позднего неоплейстоцена-начале голоцена прибрежные районы Восточно-Сибирского моря представляли собой сушу, на которой в ходе потепления происходило повсеместное развитие термокарста, деградация вечной мерзлоты, активизация эрозионных процессов и осадконакопление в мелководных термокарстовых пресноводных озерах. Затопление шельфа шло крайне неравномерно с востока на запад, начиная с Чукотского моря, где около 11 тыс. л.н. сформировался залив, в то время как остальная часть исследуемой площади оставалась сушей. Около 10 тыс. л.н. первые связанные с открытым морем лагуны образовались к западу от о-ва Врангеля.

К 8.5 тыс. л.н. современные прибрежные участки Чукотского и восточной части Восточно-Сибирского моря уже были затоплены морем (рис. 7), в то время как на западе Восточно-Сибирского моря массив суши все еще простирался до современного о-ва Новая Сибирь включительно.

Выполненные палеореконструкции подтверждаются опубликованными результатами исследований и датирования костей крупных млекопитающих на островах Жохова, Беннета и Врангеля ([2, 4] и др.). В период около 8.5 тыс. кал.л.н. существовал морской водоем, глубоко вдающийся в сушу в районе падеодельт Индигирки и Колымы, а также эстуария реки, впадавшей в море севернее современной Чаунской губы.

Морская трансгрессия развивалась довольно неравномерно, о чем свидетельствуют характерные формы рельефа дна (прибрежные валы, подводные террасы, авандельты и др.). Скорость накопления голоценовых и современных морских отложений в районе исследования обычно очень низкая (за исключением подводных палеодолин), доказательством чему служит небольшая мощность морских отложений, отобранных грунтовыми трубками. Стратификация голоценовых отложений в значительной степени нарушается из-за повсеместного воздействия дрейфующих льдов на дно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе четвертичных отложений прибрежной части Восточно-Сибирского моря по результатам анализа полученных в 2018–2020 гг. материалов сейсмоакустического профилирования и геологического пробоотбора выделены пять сейсмотолщ, в целом, отражающих основные этапы палеогеографического развития региона.

Предложенные палеогеографические реконструкции показали, что в конце позднего неоплейстоцена–начале голоцена прибрежные районы Восточно-Сибирского моря представляли собой сушу, на которой в ходе потепления развивались комплексные термоденудационные процессы, а осадконакопление происходило в континентальных условиях. Трансгрессия морских вод происходила с востока на запад, около 10 тыс. л.н. первые связанные с открытым морем лагуны образовались к западу от о-ва Врангеля; около 8.5 тыс. л.н. на западе Восточно-Сибирского моря массив суши простирался до современного о-ва Новая Сибирь, и существовал глубоко вдающийся в сторону суши ингрессионный залив на месте палеодолины Индигирки, в то время как весь остальной шельф был уже затоплен морем.

Для более достоверного стратиграфического и геохронологического атрибутирования нижних сейсмотолщ необходимы бурение и исследование скважин в пределах дна акватории. В 2022 г. скважина DL-1 была пробурена ВСЕГЕИ совместно с ПАО “НК “Роснефть”, АО “Росгео” и АО “АМИГЭ” к северу от о-ва Новая Сибирь. Детальное изучение полученного керна позволит продолжить начатые исследования и уточнить сложившиеся к настоящему времени представления о геологическом строении и палеогеографии региона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят капитанов и экипажи НИС “Иван Киреев” и “Капитан Воронин”, специалистов Центральной лаборатории ВСЕГЕИ и Д.Г. Борисова (ИО РАН) за выполненные на высоком уровне лабораторные исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования осуществлены при поддержке гранта РНФ № 22-27-00412.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Г.Н.* Геологическое развитие Чаунской впадины (северо-восток России) в палеогене и неогене. Статья 1. Палеоген // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. Т. 91. 2016. Вып. 4–5. С. 148–164.
2. *Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М.* К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. РГО. Т. 134. 2002. Вып. 5. С. 32–37.
3. *Басилян А.Э., Анисимов М.А., Никольский П.А.* Оледенение Новосибирских островов: определяющий фактор геол. строения квартера // Геология полярных областей Земли. Мат. XLII Тект. совещания. 2009. Т. 1. С. 43–45.
4. *Вартанян С.Л.* Остров Врангеля в конце четвертичного периода: геология и палеогеография. СПб: Изд-во Ивана Лимбаха. 2007. 144 с.
5. *Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др.* Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
6. *Гусев Е.А., Аникина Н. Ю., Деревянко Л.Г.* и др. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 505–517.
7. *Дударев О.В.* и др. Новые данные о распределении глинистых минералов в донных осадках шельфа Восточно-Сибирского моря // Межд. конф. “Полезные ископаемые континентальных шельфов” и V (заключительная) конференция по проекту IGC-P464 “Континентальные шельфы во время последнего гляциального цикла”. СПб. 2005. С. 119–122.
8. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И.* Сейсмотектонические деформации активных сегментов

зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры, Северо-Восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 23–40.

9. *Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Дударев О.В.* Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 529–538.
10. *Семенов Ю.П.* О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. Тр. НИИГА. Т. 143. М.: Недра. 1965. С. 350–352.
11. *Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А. и др.* Морфология и генезис подводных валов и гряд Восточно-Сибирского моря // Геоморфология. 2023, в печати.
12. *Яшин Д.С.* Голоценовый седиментогенез Арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2000. Вып. 3. С. 57–67.
13. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.
14. *Heaton T.J., Köhler P., Butzin M. et al.* Marine20-the marine radiocarbon age calibration curve (0-55.000 cal BP) // Radiocarbon. 2020. № 62 (4). P. 779–820.
15. *McNeely R., Dyke A.S., Southon J.R.* Geological Survey of Canada. Open File 5049. 2006. 3 p. 1 CD-ROM. https://doi.org/10.4095/221564
16. *Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al.* The IntCal20 10 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. № 62. P. 725–757.
17. *Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Budanov L.M., et al.* New Data on the Geological Development of the Southern Part of the East Siberian Sea in the Late Pleistocene–Holocene// Oceanology. 2022. V. 62. № 6. P. 903–918.

NEW DATA ON GEOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHICAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN EAST SIBERIAN SEA

Corresponding Member of the RAS O. V. Petrov[a], D. V. Ryabchuk[a,#], A. Yu. Sergeev[a], L. M. Budanov[a], V. A. Zhamoida[a], I. A. Neevin[a], E. E. Taldenkova[b], D. V. Prishchepenko[a], E. S. Nosevich[a], Z. V. Pushina[a], A. G. Grigoriev[a], L. D. Bashirova[c,d], and E.P. Ponomarenko[c]

[a] *A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*
[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*
[c] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[d] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russian Federation*
[#] *E-mail: Daria_Ryabchuk@vsegei.ru*

The paper deals with the results of geological and geophysical research of shallow-water areas of the East Siberian Sea, started in 2018 in the frame of State Geological Mapping project (Geological Map of 1 : 1 000 000 scale) and continued in 2022 under support of the Russian Science Foundation project. The seismostratigraphic scheme of the Quaternary sediment sequence is compiled, and the conception of the palaeogeographical evolution in the Late Pleistocene-Holocene is proposed.

Keywords: the East Siberian Sea, the Late Pleistocene-Holocene, acoustic-seismic profiling, radiocarbon dating, shelf, sea-level change

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 17–25

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ПЕРВАЯ НАХОДКА КЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОВ В ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2023 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев[1,*], М. В. Лучицкая[1], А. А. Третьяков[1]

Поступило 15.06.2023 г.
После доработки 14.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

На западе Тектурмасской офиолитовой зоны Центрального Казахстана впервые выявлен комплекс вулканитов средне-кислого и кислого состава, прорванных телами плагиогранитов. Проведено U–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение одного из тел плагиогранитов, для которых впервые получена раннекембрийская (537 ± 5 млн лет) оценка возраста. Особенности состава эффузивов и плагиогранитов свидетельствуют об их образовании в надсубдукционной обстановке в пределах раннекембрийской примитивной вулканической островной дуги. Формирование этой дуги не было связано с эволюцией ордовикских океанических структур, комплексы которых участвуют в строении Тектурмасской зоны.

Ключевые слова: островодужные вулканиты и плагиограниты, циркон, ранний кембрий, Центральный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739723601291, **EDN:** LUMZRE

В западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, которая включает палеозойские покровно-складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня, Западной и Восточной Джунгарии, фрагменты океанической литосферы участвуют в строении протяженных (до 500–600 км) узких (1–15 км) и сложно построенных офиолитовых зон. В Джунгаро-Балхашской области, расположенной в центре этого региона, известно наибольшее количество таких зон (рис. 1), наиболее крупными из которых являются Тектурмасская, Северо-Балхашская и Агадырская в Казахстане; Танбале, Майли и Дарабуту в Западной Джунгарии (КНР). Изучение фрагментов офиолитовых разрезов этих зон показало, что время формирования океанической литосферы в Джунгаро-Балхашской области охватывает интервал от второй половины эдиакария (около 570 млн лет) до конца девона (около 370 млн лет). Особенности строения разрезов и состава пород разновозрастных офиолитов свидетельствуют об их принадлежности к различным типам: срединно-океанических хребтов, плюмовым (океанических островов и плато) и надсубдукционных зон [2, 10].

В зонах Танбале, Майли и Северо-Балхашской, наряду с фрагментами разновозрастных офиолитов, присутствуют надсубдукционные образования, возраст которых охватывает интервал от раннего кембрия (около 530 млн лет) до конца ордовика (около 450 млн лет). Они представлены эффузивами среднего и кислого состава, а также достаточно крупными телами гранодиоритов и плагиогранитов. Образование этих комплексов связывается с эволюцией примитивных островных дуг и происходило после формирования фрагментов наиболее древней литосферы океанического типа, выявленных в каждой из этих офиолитовых зон [7, 8, 14, 16, 17]. В Тектурмасской зоне надсубдукционных комплексов, не связанных с офиолитами, ранее установлено не было.

Тектурмасская офиолитовая зона расположена на севере Джунгаро-Балхашской области и протягивается в субширотном направлении на более чем 350 км при ширине 2–15 км. С севера она обрамляется Нуринской, а с юга – Успенской зонами, в строении которых участвуют флишевые, грубообломочные и олистостромовые толщи силурийского и нижне-среднедевонского возраста (рис. 2). Наиболее крупные деформации комплексов Тектурмасской зоны происходили в конце ордовика–начале силура, а затем в позднем девоне–начале карбона, в дальнейшем они были

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: degtkir@mail.ru*

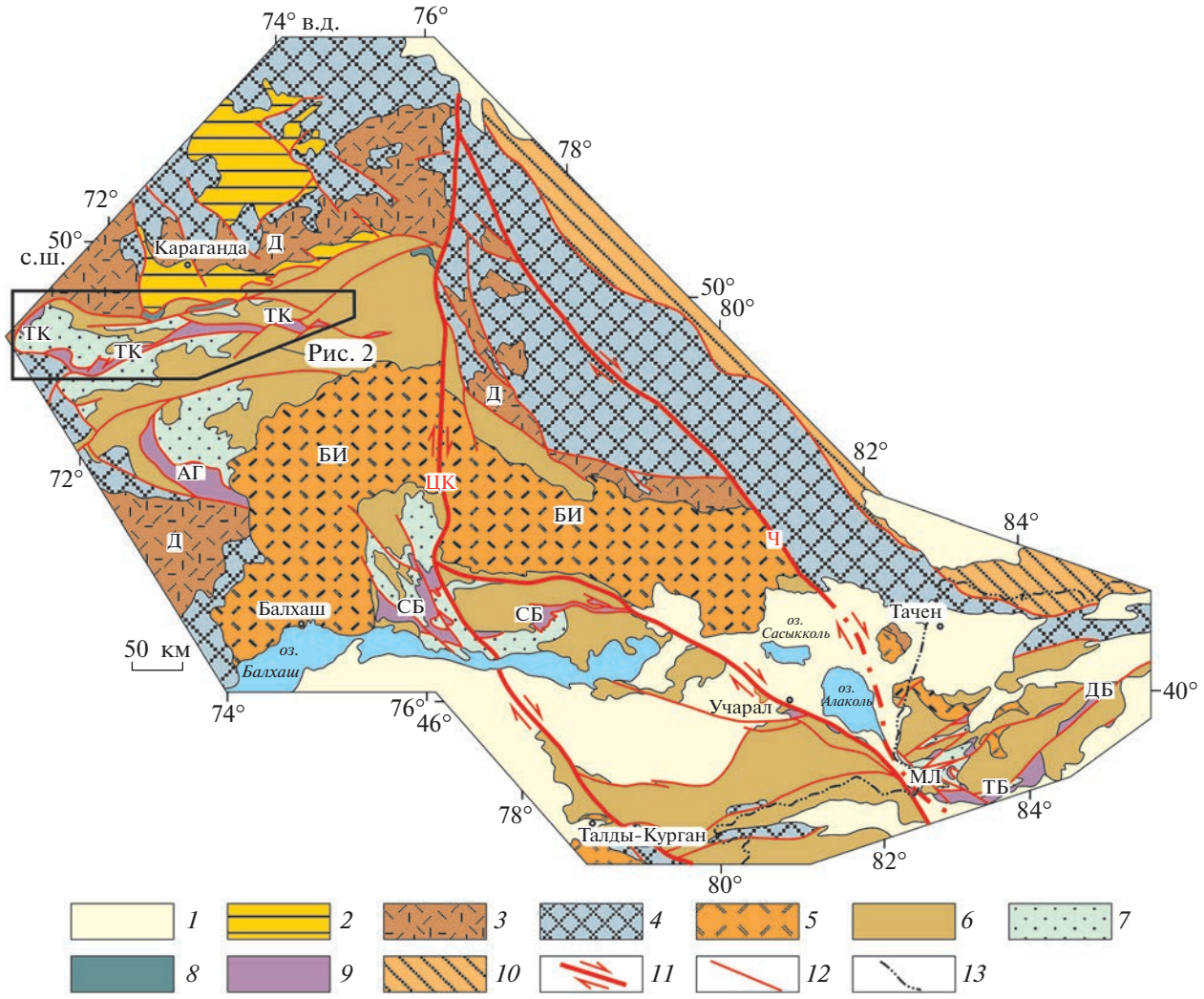

Рис. 1. Схема расположения офиолитовых зон в Джунгаро-Балхашской складчатой области. Офиолитовые зоны: ТК – Тектурмасская, АГ – Агадырская, СБ – Северо-Балхашская, ТБ – Танбале, МЛ – Майли, ДБ – Дарабуту. Вулкано-плутонические пояса: Д – Девонский Казахстанский, БИ – Балхаш-Илийский. Крупные сдвиги: ЦК – Центрально-Казахстанский, Ч – Чингизский. *1* – мезозойские и кайнозойкие отложения; *2–4* – комплексы Бощекуль-Чингизской и Кокчетав-Северо-Тяньшаньской складчатых областей: *2* – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи, *3* – нижне-среднедевонские континентальные вулканиты и гранитоиды, *4* – додевонские образования; *5–9* – комплексы Джунгаро-Балхашской складчатой области: *5* – верхнепалеозойские континентальные вулканиты и гранитоиды, *6* – девонские и нижнекаменноугольные флишевые и вулканогенно-осадочные толщи; *7* – силурийские флишевые и олистостромовые толщи, *8* – ордовикские островодужные вулканиты, *9* – стратифицированные и плутонические образования офиолитовых зон; *10* – девонские и нижнекаменноугольные флишевые и вулканогенно-осадочные толщи Иртыш-Зайсанской складчатой области; *11* – наиболее крупные позднепалеозойские сдвиги; *12* – прочие разрывные нарушения; *13* – государственные границы.

несогласно перекрыты вулканогенными толщами и прорваны гранитоидами каменноугольного возраста [5].

Отличительной особенностью Тектурмасской зоны является, происходящее в ее пределах, омоложение офиолитовых разрезов с юга на север. На юге зоны присутствуют фрагменты надсубдукционных офиолитов раннего ордовика (только в виде глыб в серпентинитовом меланже), среднеордовикских базальтов океанических островов (карамурунская свита) и средне-верхнеордовикских глубоководных кремнистых пород (тектурмасская свита), а также олистостромовая толща верхнего ордовика – низов силура (сарытауская свита). На севере зоны распространены только надсубдукционные офиолиты среднего–верхнего ордовика (габбро, дайковый комплекс, плагиограниты, базальты и андезибазальты кузекской свиты), которые перекрываются кремнисто-туфогенной толщей верхов ордовика–нижнего силура (базарбайская свита) [1, 3, 5, 9]. Таким образом, в Тектурмасской зоне в настоящее время из-

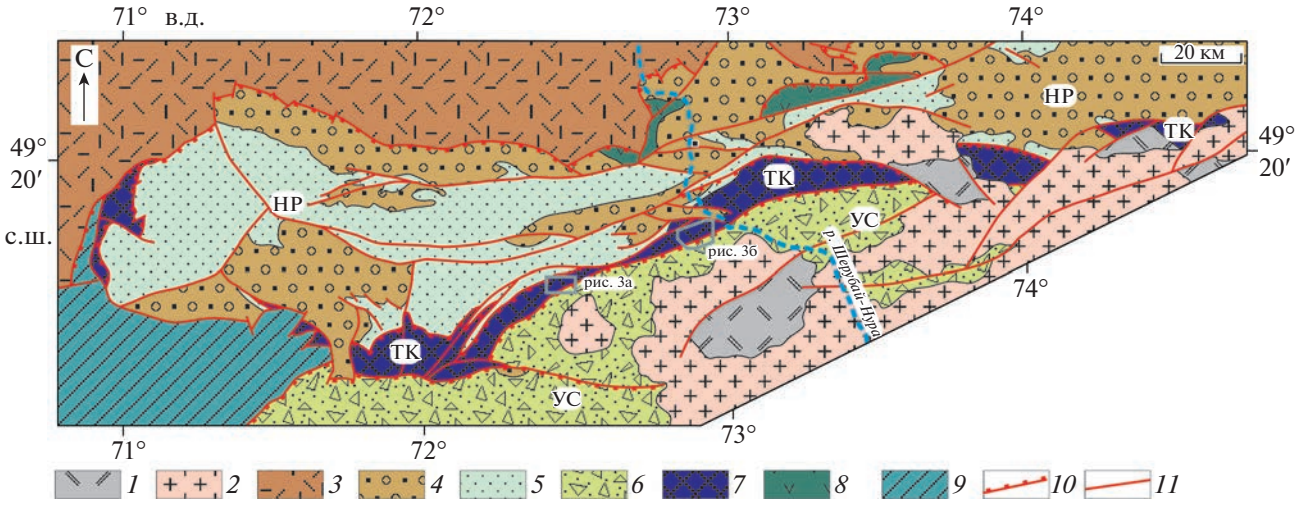

Рис. 2. Положение Тектурмасской офиолитовой зоны в структуре северной части Джунгаро-Балхашской области. Тектонические зоны: НР – Нуринская, ТК – Тектурмасская, УС – Успенская. *1* – верхнепалеозойские риолиты и дациты; *2* – позднепалеозойские гранитоиды; *3* – континентальные вулканиты и гранитоиды Казахстанского Девонского вулкано-плутонического пояса; *4* – девонские и каменноугольные обломочные и вулканогенно-осадочные толщи; *5* – силурийские терригенные толщи; *6* – силурийские терригенные толщи с пластинами кремней и яшм ордовика; *7* – ордовикские комплексы Тектурмасской офиолитовой зоны; *8* – средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи; *9* – нижне-среднеордовикские кремнистые и кремнисто-терригенные толщи; *10* – надвиги и границы тектонических покровов; *11* – прочие разрывные нарушения.

вестны только ордовикские и ордовикско-нижнесилурийские образования.

В результате исследований последних лет в Тектурмасской зоне нам удалось выявить доордовикские комплексы. Они наиболее достоверно выделяются на небольшом участке в 7.5 км северо-западнее пос. Акой (Просторное) на западе зоны, где ее ширина не превышает 2 км (рис. 3 а). На севере участка большие площади занимают клинопироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, которые сопоставляются с породами кузекской свиты верхнего ордовика. В южной части участка нижнепалеозойские комплексы участвуют в строении небольшой (1.5 км × 500 м) опрокинутой на север антиклинали, которая на севере надвинута на эффузивы кузекской свиты, а на юге – на терригенные толщи нижнего силура. Крылья антиклинали сложены кремнями, яшмами, реже кремнистыми алевролитами, в которых собраны конодонты среднего ордовика (т.н. ТЕК-2105). Эти породы относятся к фрагментам разреза тектурмасской свиты среднего–верхнего ордовика. Ядро складки образовано порфировыми вулканитами средне-кислого и кислого состава, которые прорваны небольшими телами крупно-, средне- и мелкозернистых плагиогранитов. Подобный комплекс пород ранее в Тектурмасской зоне был неизвестен. Нами проведено детальное изучение его строения и особенностей состава пород, а также геохронологические исследования, позволившие установить возраст.

Эффузивы представлены плагиориолитами и дацитами. Плагиориолиты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза и кварца, погруженными в основную микролито-зернистую массу, сложенную микролитами плагиоклаза и кварца. Для дацитов характерны порфировая структура с вкрапленниками плагиоклаза, щелочного полевого шпата (до 2–3%), рудного минерала и микрофельзитовая основная масса. Плагиограниты представлены в основном лейкократовыми разностями, имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками гранофировой, сложены плагиоклазом и кварцем. Все породы частично брекчированы.

Для обоснования возраста вулканических и плутонических пород были проведены U–Pb-геохронологические исследования акцессорного циркона. Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ локальным методом (SIMS) по методике, описанной в [4, 12]. Был изучен акцессорный циркон, выделенный из крупнозернистых плагиогранитов (проба ТЕК-2202: 49°04′68.1″ с.ш., 72°30′25.8″ в.д., рис. 3 а). В этой пробе циркон представлен в основном субидиоморфными, изометричными кристаллами таблитчатого и короткопризматического габитуса, а также их обломками, размером от 30 до 60 мкм. В некоторых кристаллах устанавливается плохо выраженная магматическая зональность (рис. 4).

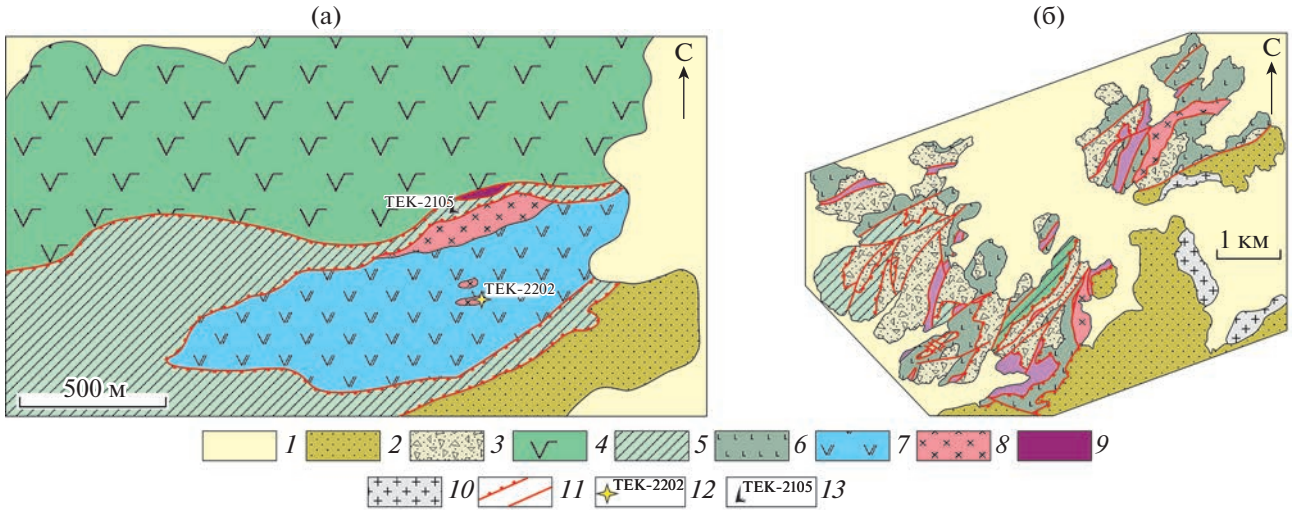

Рис. 3. Участки распространения кембрийских надсубдукционных образований в Тектурмасской офиолитовой зоне: а – северо-западнее пос. Акой (Просторное), б – восточная часть гор Сарытау. *1* – кайнозойские отложения; *2* – силурийские терригенные толщи; *3* – олистостромовая сарытауская толща верхнего ордовика – нижнего силура; *4* – базальты и андезибазальты кузекской свиты (?) среднего ордовика; *5* – кремни, яшмы, кремнистые алевролиты тектурмасской свиты среднего–верхнего ордовика; *6* – базальты и щелочные базальты карамурунской свиты среднего ордовика; *7* – плагиориолиты и дациты раннего кембрия; *8* – плагиограниты разнозернистые раннего кембрия; *9* – серпентиниты, серпентинитовый меланж; *10* – позднепалеозойские гранитоиды; *11* – разрывные нарушения: *а* – границы тектонических пластин, *б* – прочие; *12* – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер; *13* – местонахождение конодонтов и его номер.

U–Pb-геохронологические исследования были выполнены для 12 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, составляет 537 ± 5 млн лет (рис. 5, табл. 1), что примерно соответствует границе докембрия и кембрия [6].

Западнее изученного участка сходные породы были обнаружены на востоке гор Сарытау (рис. 3 б).

Таблица 1. Результаты изотопных U–Pb-геохронологических исследований циркона из плагиогранитов (проба ТЕК-2202)

№ анализа	$^{206}Pb_c$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		$^{206}Pb^*$	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	$^{207}Pb^*/^{235}U$	$^{206}Pb^*/^{238}U$		$^{206}Pb/^{238}U$
ТЕК-2202										
11	0.00	24.1	332	145	0.45	0.0588 ± 3.3	0.6840 ± 3.8	0.0844 ± 2.0	0.51	523 ± 10
3	0.00	32.0	437	152	0.36	0.0590 ± 3.4	0.6923 ± 4.1	0.0851 ± 2.3	0.56	526 ± 12
5	0.00	49.4	668	397	0.61	0.0576 ± 2.5	0.6837 ± 3.3	0.0861 ± 2.2	0.66	532 ± 11
9	0.03	46.1	620	318	0.53	0.0589 ± 2.0	0.7020 ± 2.9	0.0865 ± 2.1	0.73	535 ± 11
7	0.04	29.7	399	181	0.47	0.0592 ± 2.8	0.7082 ± 3.4	0.0868 ± 1.9	0.55	537 ± 10
8	0.00	25.9	347	135	0.40	0.0602 ± 4.4	0.7206 ± 4.6	0.0868 ± 1.3	0.29	537 ± 7
2	0.55	29.3	392	208	0.55	0.0539 ± 4.5	0.6460 ± 5.0	0.0870 ± 2.2	0.43	538 ± 11
1	0.00	18.2	243	76	0.32	0.0574 ± 4.2	0.6902 ± 4.2	0.0871 ± 0.8	0.18	539 ± 4
10	0.00	28.6	381	181	0.49	0.0593 ± 3.9	0.7156 ± 4.3	0.0876 ± 1.8	0.42	541 ± 9
12	0.00	27.1	361	169	0.48	0.0597 ± 3.7	0.7212 ± 3.9	0.0876 ± 1.3	0.32	541 ± 7
4	0.00	50.3	667	430	0.67	0.0585 ± 2.4	0.7085 ± 2.8	0.0878 ± 1.5	0.53	543 ± 8
6	0.00	37.9	501	188	0.39	0.0580 ± 3.1	0.7051 ± 3.5	0.0882 ± 1.6	0.46	545 ± 8

$^{206}Pb_c$ – обыкновенный Pb; $^{206}Pb^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 4.

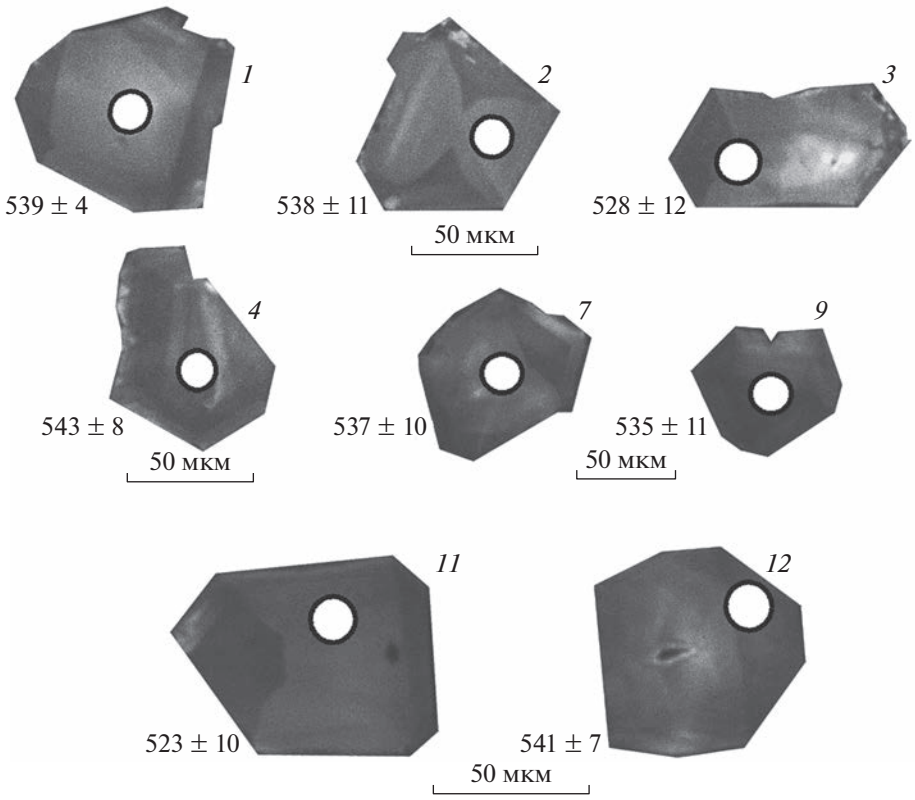

Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов Тектурмасской зоны, выполненные на электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (проба ТЕК-2202). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

Здесь выявлена узкая протяженная (4 км × 500 м) пластина, сложенная плагиогранитами различной зернистости, которые имеют тектонические контакты с породами карамурунской и сарытауской свит, а также с серпентинитовым меланжем. Многократные попытки выделения акцессорного циркона из этих плагиогранитов для последующего датирования не увенчались успехом. Поэтому отнесение плагиогранитов гор Сарытау к кембрийским образованиям может быть сделано только на основании близких особенностей состава и, исходя из их положения среди комплексов южной части Тектурмасской зоны.

Плагиограниты, плагиориолиты, дациты на участке к северо-западу от пос. Акой и плагиограниты в горах Сарытау характеризуются содержаниями SiO_2 67.98–77.32; 75.19–76.84 и суммы щелочей $Na_2O + K_2O$ 4.91–6.26; 5.68–6.0 мас. % соответственно, относятся к породам нормальной щелочности и на диаграмме Ab–An–Or располагаются в поле трондьемитов (рис. 6 а). По соотношению K_2O и SiO_2 они являются низкокалиевыми породами, принадлежат известково-щелочной серии и имеют натриевый тип щелочности ($Na_2O/K_2O > 1$). Все изученные породы являются низкоглиноземистыми (<15% Al_2O_3) (рис. 6 б) и по соотношению TiO_2 и SiO_2 соответствуют продуктам частичного плавления метабазитов океанической коры [11] (рис. 6 в).

Редкоэлементный состав пород обоих участков характеризуется низкими и умеренными содержаниями Zr (27–128; 54–118 г/т), низкими Nb (1.5–2.6; 2.5–2.7 г/т) и Rb (0.45–1.8 г/т), пониженными Sr (43–167; 71–139 г/т) и Ba (20–43; 24–32 г/т), умеренными Y (20–45; 16–39 г/т) и низким суммарным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ) (32.7–59.1; 25.3–58.7 г/т) соответственно (табл. 2).

Вулканиты средне-кислого состава и плагиограниты имеют сходные слабофракционированные распределения РЗЭ с небольшим обеднением легкими РЗЭ, горизонтальным распределением тяжелых РЗЭ, (La_N/Yb_N = 0.68–0.84; 0.48–0.62) и небольшой отрицательной (Eu/Eu* = = 0.54–0.90; 0.72–0.96) Eu-аномалией (рис. 7 а). Плагиограниты, плагиориолиты и дациты по распределениям РЗЭ сопоставляются с плагиогранитами надсубдукционных офиолитов Троодоса, Семайл и плагиогранитами офиолитов фракционированного типа [13]. Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, всех изученных пород характеризу-

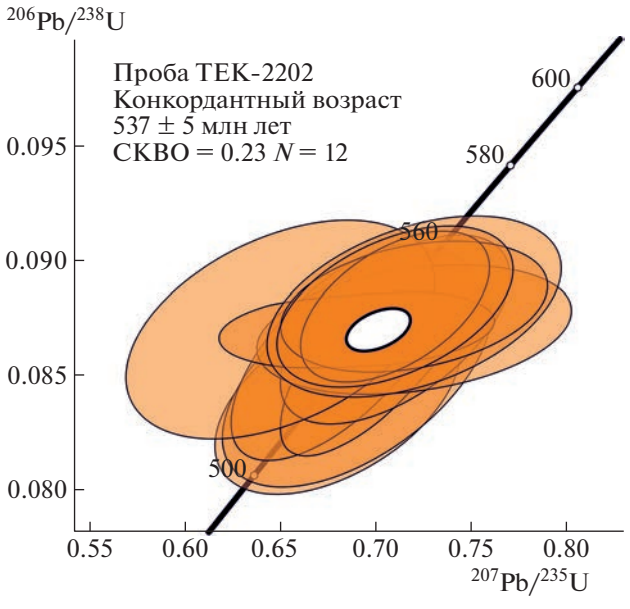

Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из плагиогранитов Тектурмасской зоны (проба ТЕК-2202).

ются минимумами Nb, Ta, P, Ti (рис. 7 б). По особенностям распределения редких и редкоземельных элементов изученные породы резко отличаются от плагиогранитов раннеордовикских офиолитов южной части Тектурмасской зоны [9].

На диаграмме Rb–Y + Nb [15], разделяющей гранитоиды, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках, точки составов изученных вулканитов и плагиогранитов располагаются в поле островодужных гранитоидов (рис. 6 г).

Таким образом, в южной части Тектурмасской зоны выявлены островодужные надсубдукционные комплексы раннекембрийского возраста, представленные эффузивами кислого и среднекислого состава, а также плагиогранитами. Эти породы имеют только тектонические соотношения с ордовикскими образованиями этой части зоны. В отличие от других офиолитовых зон Джунгаро-Балхашской области раннекембрийские надсубдукционные образования Тектурмасской зоны оказываются значительно древнее всех

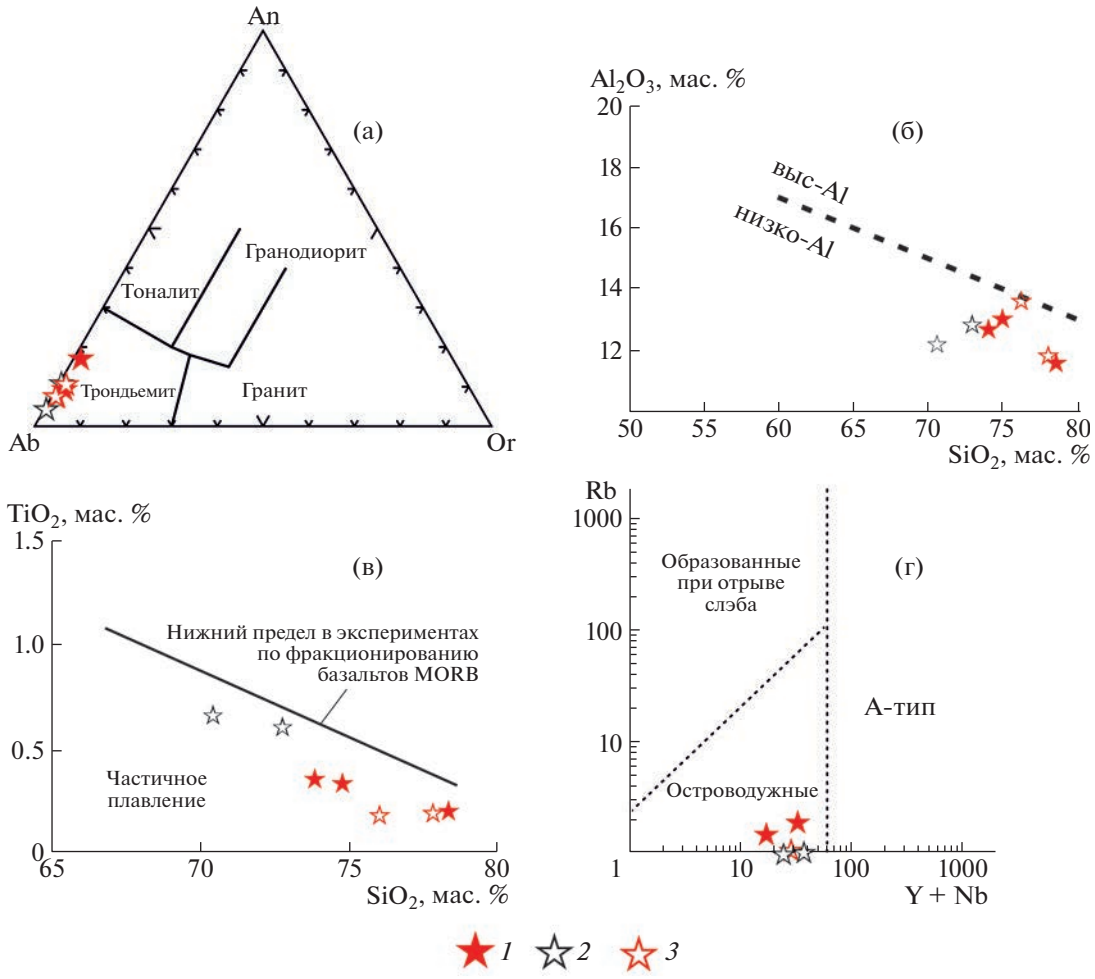

Рис. 6. Диаграммы Ab–An–Or (а), Al_2O_3–SiO_2 (б), TiO_2–SiO_2 (в) [11] Rb–(Y+Nb) (г) для вулканитов и плагиогранитов участка северо-западнее пос. Акой и плагиогранитов востока гор Сарытау. *1*, *2* – породы участка северо-западнее пос. Акой: *1* – плагиограниты, *2* – плагиориолиты, дациты; *3* – плагиограниты востока гор Сарытау.

Таблица 2. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в раннекембрийских плагиогранитах, плагиориолитах, дацитах и плагиогранитах Сарытау

Образцы	ТЕК2107	ТЕК2201	ТЕК2202	ТЕК2109	ТЕК2111	СК-1780	ТЕК1931
№ п.п.	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	77.32	73.48	72.42	70.82	67.98	75.19	76.84
TiO_2	0.20	0.33	0.35	0.59	0.64	0.18	0.19
Al_2O_3	11.43	12.80	12.44	12.49	11.77	13.46	11.67
Fe_2O_3	0.52	3.39	4.07	2.32	1.58	1.08	1.78
FeO	1.46	–	–	2.97	2.15	1.49	0.88
MnO	0.06	0.06	0.09	0.11	0.08	0.06	0.09
MgO	0.97	1.02	1.41	2.65	1.79	0.61	0.51
CaO	0.90	1.22	2.23	0.57	4.82	0.91	1.25
Na_2O	5.75	6.06	5.26	4.88	5.74	5.93	5.53
K_2O	0.11	0.19	0.15	0.03	0.04	0.08	0.15
P_2O_5	0.04	0.06	0.06	0.14	0.10	0.03	0.04
п.п.п.	1.08	1.38	1.53	2.11	3.07	0.71	0.94
Сумма	99.84	100.00	100.01	99.67	99.77	99.72	99.88
Sc	11	14	14	15	21	10	12
V	16	19	27	19	40	11	5
Cr	44	28	24	42	52	15	11
Co	3	3	4	5	13	2	1
Ni	31	14	14	29	38	11	5
Ga	9.1	13.9	13.0	11.7	11.8	11.4	12.9
Rb	1	2	0	1	1	1	0
Sr	43	167	154	41	43	139	71
Y	24	45	20	31	22	39	16
Zr	128	130	27	125	69	118	54
Nb	2.1	2.6	2.2	2.4	1.5	2.7	2.5
Cs	0.15	0.05	0.13	0.06	0.07	0.07	0.07
Ba	37	43	35	30	20	32	24
La	3.00	4.35	2.85	2.21	2.80	4.24	1.68
Ce	9.72	11.72	5.20	7.72	7.65	12.72	3.67
Pr	1.49	2.05	1.15	1.17	1.18	1.95	0.77
Nd	7.93	10.94	6.71	6.43	6.56	10.69	4.66
Sm	2.65	3.83	2.44	2.33	2.15	3.58	1.69
Eu	0.62	1.09	0.68	0.63	0.75	1.00	0.47
Gd	3.26	5.13	2.94	3.41	3.01	4.88	2.34
Tb	0.58	1.00	0.54	0.72	0.53	0.91	0.45
Dy	3.85	6.92	3.65	5.15	3.59	6.36	3.26
Ho	0.85	1.58	0.86	1.17	0.80	1.40	0.71
Er	2.76	4.43	2.33	3.58	2.41	4.58	2.40
Tm	0.43	0.69	0.38	0.54	0.37	0.70	0.35
Yb	3.03	4.60	2.60	3.61	2.39	4.93	2.52
Lu	0.46	0.72	0.36	0.54	0.34	0.78	0.35
Hf	3.33	3.81	0.82	3.31	2.01	3.51	1.58
Ta	0.16	0.18	0.16	0.17	0.11	0.18	0.17
Pb	6.59	0.87	0.74	0.94	1.53	0.71	0.84
Th	0.48	0.65	0.30	0.51	0.32	0.63	0.31
U	0.35	0.41	0.10	0.49	0.77	0.32	0.12

1–5 – породы района северо-западнее пос. Акой: 1–3 – плагиограниты; 4 – плагиориолит; 5 – дацит; 6, 7 – плагиограниты востока гор Сарытау.

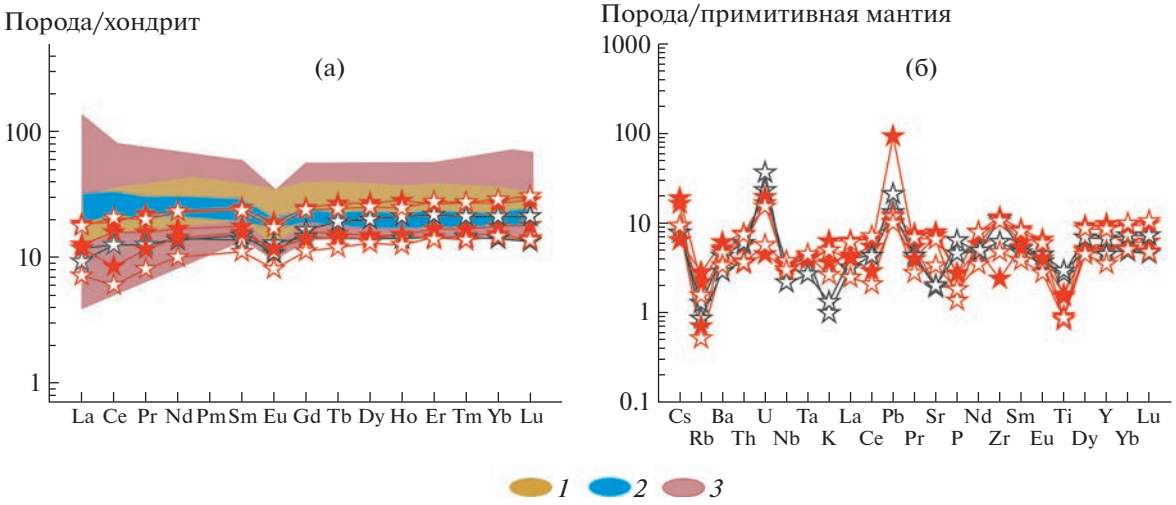

Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б), для вулканитов и плагиогранитов участка северо-западнее пос. Акой и плагиогранитов востока гор Сарытау. *1*, *2* – породы участка северо-западнее пос. Акой*: 1* – плагиограниты, *2* – плагиориолиты, дациты; *3* – плагиограниты востока гор Сарытау; *4* – плагиограниты Троодоса; *5* – плагиограниты Семайл, *6* – фракционированный тип плагиогранитов офиолитов [13].

выявленных здесь фрагментов океанической литосферы. Поэтому формирование этих островодужных вулканитов и плагиогранитов не может быть связано с эволюцией океанических структур, комплексы которых участвуют в строении Тектурмасской зоны. Вероятно, образование выявленных раннекембрийских островодужных образований могло происходить в краевой части океанического бассейна, фрагменты комплексов которого установлены в зонах Майли, Танбале и Северо-Балхашской.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.
2. *Дегтярев К.Е., Третьяков А.А.* Комплексы океанической литосферы в палеозоидах западной части Центрально-Азиатского пояса: обстановки формирования и возрастной диапазон // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 66–68.
3. *Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С.* Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 92–102.
4. *Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В.* Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т 27. № 4. С. 357–400.
5. *Якубчук А.С.* Тектоническая позиция офиолитовых зон в палеозойской структуре Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 55–68.
6. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013; updated. V. 36. P. 199–204.
7. *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 380–381. № 105818.
8. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A.* Siliceous –volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 551. № 109748.
9. *Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmacheva T.Yu., Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Tretyakov A.A.* Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // International geology review. 2022. V. 64. Is. 15. P. 2108–2150.
10. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and Their Origins// Elements. 2014. V. 10. P. 93–100.

11. *Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F.* The formation of SiO_2-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.
12. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 69–74.
13. *Li W.-X., Li X.-H.* Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence // Precam. Res. 2003. V. 122. P. 29–44.
14. *Ren R., Han B.F., Xu Z., Zhou Y.Z., Liu B., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li J., Li X.H., Li Q.L.* When did the subduction first initiate in the southern Paleo-Asian Ocean: new constraints from a Cambrian intra-oceanic arc system in West Junggar, NW China // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 388. P. 222–236.
15. *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. № 105179.
16. *Xu Z., Han B.F., Ren R., Zhou Y.Z., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li X.H., Liu D.Y.* Ultramafic–mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction–accretion process // Lithos. 2012. V. 132–133. P. 141–161.
17. *Zheng B., Han B.F., Liu B., Wang Z.Z.* Ediacaran to Paleozoic magmatism in West Junggar Orogenic Belt, NW China, and implications for evolution of Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 111–127.

THE FIRST FIND OF CAMBRIAN VOLCANITES AND PLAGIOGRANITES IN TEKTURMAS OPHIOLITE ZONE (CENTRAL KAZAKHSTAN): AGE AND COMPOSITION

Academician of the RAS K. E. Degtyarev[a,#], M. V. Luchitskaya[a], and A. A. Tretyakov[a]

[a]*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The complex of felsic rocks, intruded by plagiogranitic bodies are first revealed in the west of the Tekturmas ophiolite zone of Central Kazakhstan. The U–Pb (SIMS) geochronological study of one of the plagiogranitic bodies was carried out and the Early Cambrian age (537 ± 5 Ma) was first obtained. The peculiarities of effusives and plagiogranites composition indicate their formation in the supra-subduction setting within primitive volcanic island arc. Formation of this arc was not related to the evolution of the oceanic structures, which complexes participate in the structure of the Tekturmas zone.

Keywords: island arc volcanites and plagiogranites, zircon, Early Cambrian, Central Kazakhstan

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 26–32

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.14 (268)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНОГО U/Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

© 2023 г. С. Г. Сколотнев[1,*], академик РАН М. А. Федонкин[1], А. В. Корнийчук[2]

Поступило 04.07.2023 г.
После доработки 19.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

Изучен возраст магматических пород основного состава, отобранных на поднятии Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане с помощью научно-исследовательской подводной лодки, на основании измерения U/Pb-возраста зерен циркона, выделенных из них. На поднятии наиболее распространены раннемеловые породы умеренно щелочной серии, сформировавшиеся на рубеже 112 млн лет. Эти породы содержат большое количество древних ксеногенных зерен циркона, анализ возраста которых показывает, что субщелочные расплавы взаимодействовали с коровыми породами на двух уровнях: с горизонтом раннемеловых песчаников и с породами позднеархейского кристаллического фундамента с возрастом 2675.1 ± 11.6 млн лет. Также в них встречено небольшое количество более молодых зерен циркона с возрастом 83–87 млн лет, которые, вероятно, возникли при перекристаллизации раннемеловых цирконов под влиянием позднемелового магматизма.

Ключевые слова: U/Pb-возраст, цирконы, магматизм, поднятие Альфа-Менделеева, Северный Ледовитый океан

DOI: 10.31857/S2686739723601503, **EDN:** LJTCHR

Поднятие Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане, состоящее из поднятия Менделеева и хребта Альфа и относящееся наряду с Чукотским плато, хребтами Ломоносова и Нордвинд к Восточно-Арктическим поднятиям (рис. 1), имеет ключевое значение для понимания истории геологического развития Арктики в целом. В последние годы в ходе комплексных геолого-геофизических экспедиций, направленных на сбор данных для создания доказательной базы Заявки РФ в Комиссию ООН по морскому праву на расширение границы внешнего континентального шельфа России в Арктике, получены обширные геологические сведения об этой структуре. Важный аспект этих исследований – изучение роли магматических явлений в процессе формирования поднятия Альфа-Менделеева. Разнообразные магматические породы были получены в ходе российской экспедиции “Арктика-2012” [1], для некоторых из них определено время образования. Для пород основного состава методом U/Pb-изотопной геохронологии цирконов установлен возраст образцов с г. Трукшина в 127 млн лет [1], с юга поднятия Менделеева в 260 и 498–500 млн лет [2], а $^{40}Ar/^{39}Ar$-методом изотопной геохронологии с поднятия Менделеева – в возрастном интервале 436–471 млн лет [3]. По материалам других экспедиций для пород из северной части хребта Альфа измерены Ar/Ar-возрасты двух базальтов 82 ± 2 и 89 ± 1 млн лет [4] и туфа – 90.40 ± 0.26 млн лет [5]. Проведенный обзор показывает, что данных о времени магматизма на поднятии Альфа-Менделеева крайне мало, они противоречивы, в том числе и потому, что 1) порой недостаточно обоснованы и 2) не установлено положение изученных пород в геологическом разрезе.

В нашем распоряжении имеются магматические породы, собранные в разных районах поднятия Альфа-Менделеева во время двух глубоководных геологических экспедиций “Менделеев-2014” и “Менделеев-2016” на научно-исследовательской подводной лодке (НИПЛ), организованных ГУГИ ВМФ МО России, АО “ГЕОСЛУЖБА ГИН РАН” и Геологическим институтом РАН [6]. Сбор образцов производился манипуляторами НИПЛ из коренных обнажений

[1]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Международное агентство технологической устойчивости, Москва, Россия*
*****E-mail: sg_skol@mail.ru*

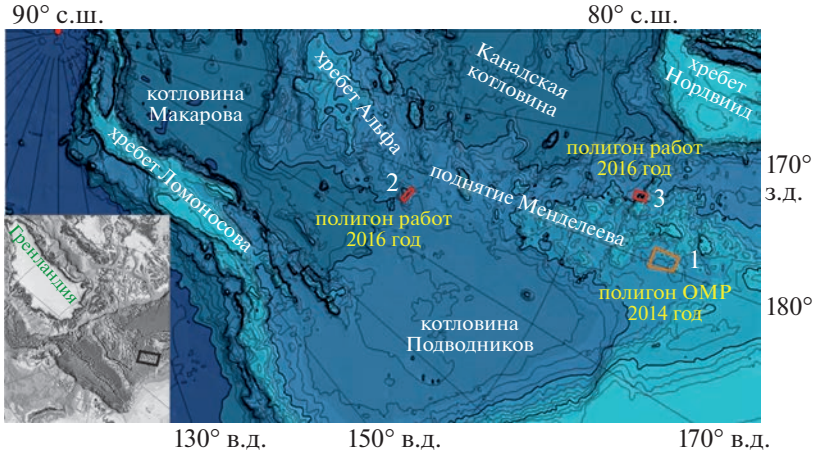

Рис. 1. Схема строения дна Восточной Арктики. Четырехугольники – положение полигонов, рядом – их номера. На врезке показано положение района работ (черный прямоугольник) в Арктическом регионе.

склона. В данной статье обсуждаются результаты изотопно-геохронологического U/Pb-датирования магматических пород, полученных в этих двух экспедициях. Ранее по итогам изучения осадочных пород, добытых в этих же экспедициях, в видимом разрезе фундамента поднятия Альфа-Менделеева на изученных площадях были выделены три толщи, последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу: нижняя (O_3-S), сложенная доломитами, известняками и кварцито-песчаниками, средняя (D_2-D_3), образованная известняками и песчаниками, и верхняя (K_1), состоящая из песчаников, туфов и лав основного состава [7].

Проанализированные образцы собраны на трех участках, расположенных в юго-западной (полигон 1) и центральной (полигон 3) частях поднятия Менделеева и на г. Трукшина (хребет Альфа) (полигон 2) (см. рис. 1). Методика их отбора описана в работах [6, 7], координаты и глубины точек отбора даны в табл. 1.

Идентификация пород произведена на основании их микроскопического и петрохимического изучения. Выделены 2 группы пород: 1) базальты и микрогаббро нормальной щелочности, 2) трахибазальты, трахиандезиты, трахиандезитобазальты и их туфы, совокупно образующие единый ряд дифференциации пород умеренной щелочности. Базальты (образцы 14–18, 22) встречены на полигоне 1 в пределах утесов, осложняющих основной склон поднятия, где эти породы слагают невысокие (до 1 м) выступы. Микрогаббро (образцы 1602/3, 11, 23) образуют массивные выходы на склонах г. Трукшина. Трахиандезиты (образцы 14–02, 05, 06) распространены на полигоне 1. Судя по характеру их обнажений в виде пластовых тел, протягивающихся вдоль склона, они образуют силлы. Здесь же развиты витрокластические туфы (14–19), залегающие у подножия склона в виде лепешковидного в плане тела мощностью до 10 м. Трахиандезитобазальты (образцы 1601/14, 16, 21, 24), а также кристалло-литокластические туфы (образцы 1601/11, 25) получены на полигоне 3, где они слагают отдельные блоки, встречающиеся на разных уровнях склона, сложенного осадочными палеозойскими породами. Эти вулканиты пористые породы, а образец 1601/16 является вулканической бомбой, что свидетельствует о формировании трахиандезитобазальтов в субаэральных условиях. Оба трахибазальта (1602/4, 5) взяты на полигоне 2 из одного обнажения.

Зерна циркона для U/Pb-датирования были выделены из пород по стандартной методике в Геологическом институте РАН. U–Th–Pb-изотопный анализ производился на ионном микроскопе SHRIMP-RG в Исследовательской школе наук о Земле Австралийского национального университета (Канберра) в соответствии с процедурой, описанной в [8, 9]. Результаты измерения обрабатывались на программном обеспечении SQUID Excel Macro [10] и ISOPLOT/EX Excel Macro [11].

Как следует из табл. 1, для двух трахиандезитобазальтов (1601/14 и 1601/16) и одного туфа (1601/25) получены когерентные группы возрастов цирконов, что позволяет определить их возраст: 112.5 ± 0.9, 110.2 ± 0.6 и 114.3 ± 0.7 млн лет соответственно (рис. 2 а, б, в) (ранний мел). В каждом образце в когерентную возрастную группу входит по 22–23 зерна, типичных для вулканических пород: удлиненно призматические кристаллы (средний поперечный размер 200 × 80 мк) с развитыми пирамидами (рис. 3 а), со слабо выраженной осцилляторной CL зональностью. В образце 1601/16 также обнаружены 2 более древних циркона: 298 ± 3.0 и 465 ± 7 млн лет.

Таблица 1. Список проанализированных образцов и их характеристика

N п/п	Номер образца	Порода	Широта с.ш.	Долгота – з.д., + в.д.	Глубина, м	И/В	Характеристика возрастного спектра цирконов (млн лет)
1	14-02	трахиандезит	78°10.2′	–179°07.5′	1493	4/10	1 зерно 111 ± 5, остальные – в интервале 295–622
2	14-05	”	78°10.6′	–179°08.8′	1353	26*/60	1 зерно 93 ± 0.7, остальные – в интервале 412–1677
3	14-06	”	78°10.6′	–179°08.8′	1353	12/20	1 зерно 111 ± 0.8, остальные – в интервале 141–1830
4	14-18	базальт	78°10.6′	–178°59.8′	1310	1/2	1 зональное зерно: 491 ± 4 и 508 ± 4
5	14-19	туф	78°10.6′	–179°06.0′	1455	33*/150	5 зерен в интервале 97–124, остальные – в интервале 131–1864 с преобладанием зерен кластера 131–152
6	14-22	базальт	78°10.4′	–179°07.2′	1340	1/10	1 зональное зерно: 560 ± 6 и 905 ± 24
7	1602/3	микрогаббро	82°58.8′	+176°35.0′	2310	25*/70	Зерна в интервале 233–1295, с преобладанием зерен (11 шт.) когерентной группы со средним возрастом 428.2 ± 2.8
8	1602/4	трахибазальт	82°58.8′	+176°34.8′	2160	35/40	2 зерна: 101 ± 0.6 и 115 ± 1, остальные – в интервале 131–2365 с преобладанием зерен кластера 241–258
9	1602/5	”	82°58.8′	+176°34.8′	2160	53/120	3 зерна: 85 ± 2, 118 ± 0.8 и 119 ± 0.7, кластеры 139–162 и 241–274, остальные – в интервале 401–2641
10	1602/11	микрогаббро	82°59.6′	+176°55.0′	2200	23/40	1 зерно: 104 ± 1, остальные – в интервале 196–1862
11	1602/23	”	83°04.9′	+175°45.6′	2020	4*/45	Зерна в интервале от 250 до 1181
12	1601/11	туф	79°02.0′	–174°59.0′	2070	22/~110	Когерентная группа зерен (22 шт.) со средним возрастом 2675.1 ± 11.6
13	1601/14	трахиандезито-базальт	79°01.4′	–174°51.6′	2205	23/120	Когерентная группа зерен (23 шт.) со средним возрастом 112.5 ± 0.9
14	1601/16	”	79°1.3′	–174°53.3′	1960	25/50	Когерентная группа зерен (23 шт.) со средним возрастом 110.2 ± 0.6, и по 1 зерну 298 ± 3 и 465 ± 7
15	1601/21	”	79°00.9′	–174°43.1′	2384	18*/50	2 зерна: 87 ± 0.7 и 83 ± 15, остальные – в интервале 134–2475
16	1601/24	”	79°00.6′	–174°43.2′	2200	5*/165	Зерна в интервале от 635 до 1917
17	1601/25	туф	79°00.5′	–174°43.4′	2111	22/~95	Когерентная группа зерен (22 шт.) со средним возрастом 114.3 ± 0.7

И/В – Количество измеренных (И) / выделенных (В) зерен. * В помеченных образцах указано количество зерен с конкордантными возрастами, реальное количество измеренных в них зерен больше. Образцы 1–6 – с полигона 1, 7–11 – с полигона 2, 12–17 – с полигона 3.

Когерентную группу возрастов со средним значением 2675.1 ± 11.6 млн лет (поздний архей) образуют 22 зерна, выделенные из туфа 1601/11 (рис. 2 г). Это короткопризматические или бочонковидные зерна средним поперечным размером около 150 мкм, полностью окатанные или со сглаженными гранями и вершинами (рис. 3 б). CL-зональность в них нерегулярная, нарушенная.

В двух других изученных трахиандезитобазальтах (1601/21, 24) не получены когерентные группы возрастов цирконов. В образце 1601/21 два наиболее молодых зерна имеют возраст 87 ± 0.7 и 83 ±

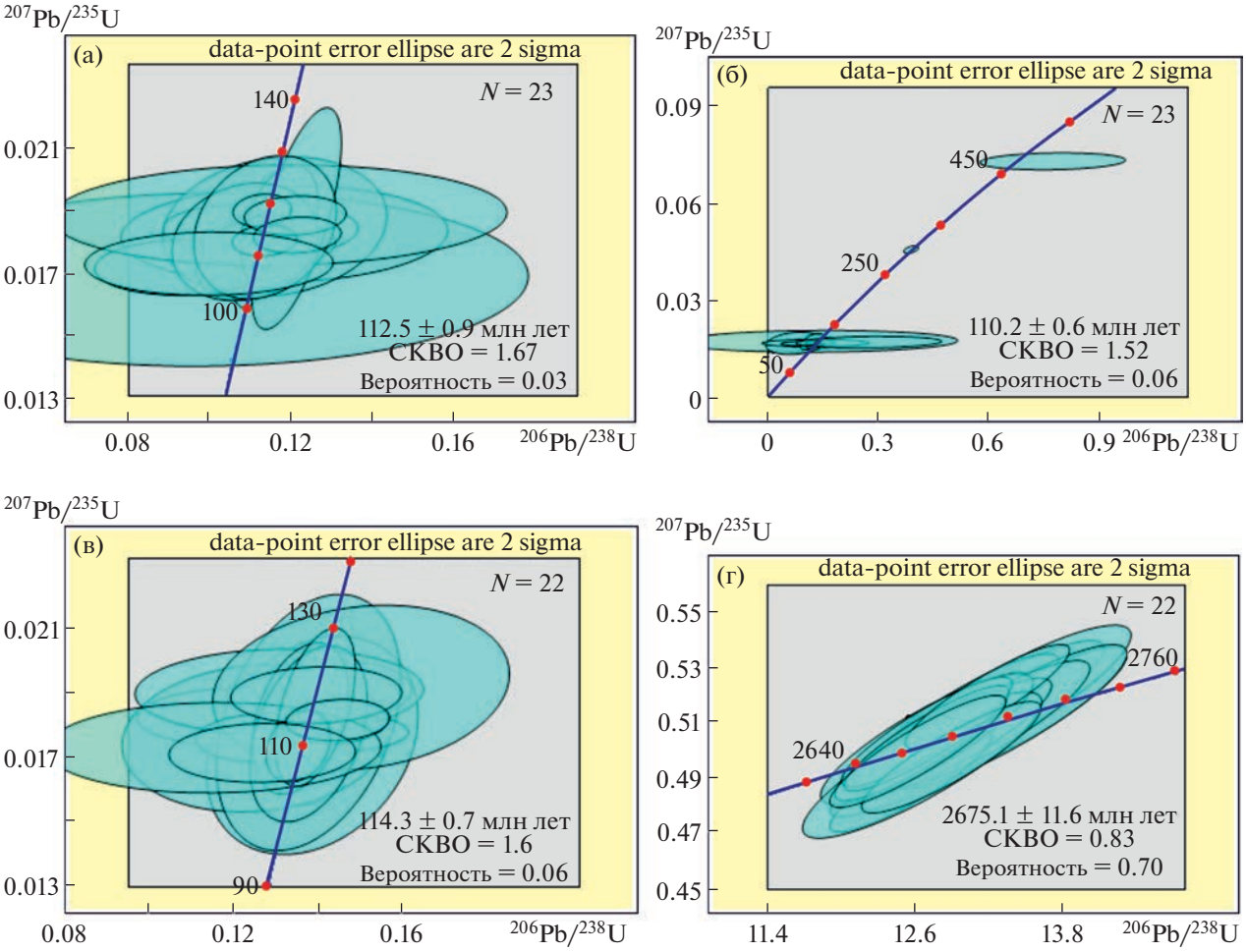

Рис. 2. Конкордантные диаграммы образцов, в которых выявлены когерентные возрастные группы цирконов: а – 1601/25, б – 1601/14, в – 1601/16, г – 1601/11. Синие линии – конкордии, цифры вдоль них – значение времени в млн лет. N – количество измеренных зерен.

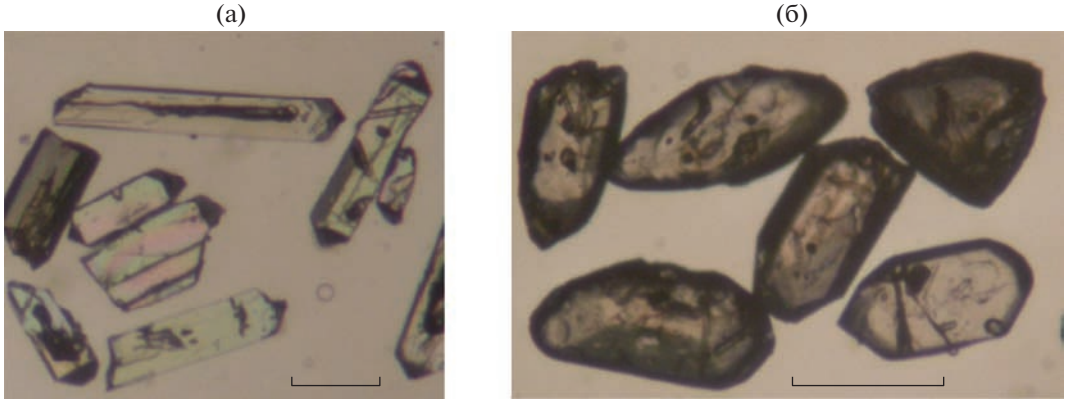

Рис. 3. Микрофотографии зерен циркона, выделенных из туфов: а) образец 1601/25, б) образец 1601/11. Масштабные линейки на каждом рисунке соответствуют 100 мк.

± 15 млн лет (поздний мел), возрасты остальных зерен в этих образцах охватывают широкий интервал от 134 до 2475 млн. лет. Позднемеловые цирконы резко отличаются от всех других зерен мелким размером (не более 50 мк), при катодной люминесценции в них обнаруживаются ядра дру-

гой тональности, не конформные очертаниям зерна.

Измеренные цирконы трахиандезитов 14–02, 14–05 и 14–06 с полигона 1 не образуют когерентных возрастных групп, но в каждом из них встречено по одному наиболее молодому циркону: 111 ± 5, 93 ± 0.7, 111 ± 0.8 млн лет соответственно. Возраст этих зерен близок к возрасту трахиандезитобазальтов 1601/14, 16. Возрасты остальных цирконов образуют широкий временной интервал от 141 до 1830 млн лет. В витрокластическом туфе 14–19 с полигона 1 обнаружено 5 наиболее молодых зерен (97–124 млн лет), близких по возрасту к образцам 1601/14, 16. Остальные зерна имеют более древний возраст в диапазоне 131–1864 млн лет.

Два трахибазальта (1602/4, 5) с полигона 2 представляют одно тело. Из 88 зерен, измеренных в них, только 4 имеют возраст, близкий к возрасту трахиандезитобазальтов 1601/14, 16, охватывая интервал 101–119 млн лет (табл. 1). Также обнаружено одно более молодое зерно – 85 ± 2 млн лет, остальные зерна находятся в интервале 131–2641 млн лет.

Для пород нормальной щелочности микрогаббро и базальтов определить возраст методом изотопной U/Pb-геохронологии не удалось. Только в микрогаббро 1602/3 выявлена когерентная группа возрастов цирконов со средним значением 428.2 ± 2.8 млн лет, однако в этом образце определены еще 4 более молодых зерна с возрастом в интервале 233–254 млн лет со средним значением 248 млн лет. Остальные зерна более древние, вплоть до 1295 млн лет. В микрогаббро 1602/11 среди измеренных зерен имеется одно наиболее молодое зерно с возрастом 104 ± 1 млн лет, а возраст других зерен рассредоточен в интервале 196–1862 млн лет. В образце 1602/23 конкордантный возраст получен только для 4 зерен, все они имеют разные значения в пределах от 250 до 1181 млн лет.

Проведенные исследования позволяют уверенно установить возраст трахиандезитобазальтов и их туфов из центральной части поднятия Менделеева. Для трех из них: образцы 1601/14, 1601/16 и 1601/25 – он составляет 112.5 ± 0.9, 110.2 ± 0.6 и 114.3 ± 0.7 млн лет соответственно. Очевидно, что другие трахиандезитобазальты, в которых не удалось получить когерентных возрастных групп цирконов, тем не менее имеют близкий возраст. Основанием для этого заключения служат петрохимическое сходство всех трахиандезитобазальтов, одинаковый способ их залегания и наличие в них единичных зерен с меловым возрастом.

Неожиданные результаты показало U/Pb-датирование туфа 1601/11, в котором позднеархейские цирконы образуют когерентную группу возрастов со значением 2675.1 ± 11.6 млн лет. В этом туфе, помимо обломков вулканических пород, аналогичных таковым в раннемеловом туфе 1601/25, присутствуют зерна кварца, калиевого полевого шпата (кпш) и их сростки. Гибридный состав туфа 1601/11 может быть объяснен тем, что раннемеловая магма ассимилировала позднеархейские породы, фрагменты которой представлены в туфе кварцем, кпш и цирконом.

Возраст других умеренно щелочных пород: трахиандезитов и туфов с полигона 1 и трахибазальтов с полигона 2, – установить не удалось. Тем не менее есть все основания полагать, что они также сформировались в раннемеловое время. Во-первых, они образуют с трахиандезитобазальтами единую петрохимическую серию, во-вторых, во всех них встречены единичные, как правило, наиболее молодые цирконы с возрастом, близким к таковому у трахиандезитобазальтов.

Не удалось определить и возраст пород нормально щелочной серии. В базальтах измерено только по одному зерну. В микрогаббро 1602/11 и 1602/23 с г. Трукшина отсутствует какая-либо кластеризация возрастов цирконов, они рассредоточены в широком возрастном диапазоне. При этом в образце 1602/11 измерено одно зерно раннемелового возраста 104 ± 1 млн лет, тем не менее мы не стали объединять это микрогаббро в одну ассоциацию с субщелочными раннемеловыми вулканитами, поскольку петрохимически оно существенно отличается от последних. Два кластера возрастов встречены среди цирконов микрогаббро 1602/3: когерентная группа возрастов со значением 428.2 ± 2.8 млн лет и менее значимая группа (4 зерна) со средним значением около 248 млн лет. Значение какой группы принимать за возраст породы: то ли это возраст когерентной группы (428.2 ± 2.8 млн лет), и тогда раннетриасовые цирконы (248 млн лет) – это продукт позднего преобразования силурийских цирконов; то ли это ранний триас, и тогда силурийские цирконы являются ксеногенными? Этот вопрос мы оставляем открытым до новых исследований.

Таким образом, в пределах изученной площади среди магматических пород широко распространены раннемеловые основные породы умеренной щелочности, встречающиеся в виде лав, туфов и силлов, сформировавшиеся либо в течение 110–114 млн лет, либо на рубеже 112 млн лет, последнее значение соответствует средней величине полученных датировок.

Вулканические породы мелового возраста встречены и на других структурах Восточно-Арктических поднятий. Для щелочных и субщелочных базальтов подводной горы, находящейся северо-западнее хребта Нордвинд, определены Ar/Ar-возрасты в диапазоне от 85.9 ± 3.9 до 75.5 ± ± 3.9 млн лет [12]. Ar/Ar-возраст в 112 ± 1 млн лет установлен для базальтов хребта Нордвинд [13].

Перечисленные возрасты базальтов с Восточно-Арктических поднятий, а также возрасты пород, полученные нами, близки к возрасту меловых вулканических пород, широко распространенных на арктических островах: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Гренландия, Канадский архипелаг, Новосибирские острова (о. Бенетта). Данные наземные магматические проявления исследователями относятся к магматической провинции HALIP, происхождение которой связывается с подъемом плюма глубинной мантии [14]. В работе [15] описанные выше магматические породы Восточно-Арктических поднятий также относятся к провинции HALIP, которая проявляла высокую активность в интервале 160–60 млн лет назад. Вслед за этими авторами мы также считаем, что проанализированные нами вулканиты умеренно щелочной серии с поднятия Альфа-Менделеева представляют провинцию HALIP.

В истории формирования провинции HALIP выделяются три фазы: позднеюрская, раннемеловая и позднемеловая [16]. В соответствии с полученными U/Pb-датировками изученные нами породы сформировались в течение раннемеловой фазы. Мы не обнаружили пород позднемеловой фазы, однако цирконы такого возраста (83–87 млн лет) встречены в некоторых раннемеловых вулканитах (образцы 1601/24 и 1602/5) (табл. 1). По-видимому, позднемеловые цирконы являются продуктом перекристаллизации раннемеловых цирконов, вероятно, происшедшей под воздействием гидротермальных растворов, связанных с позднемеловым магматизмом. Морфология этих зерен и их внутреннее строение не противоречат этому выводу. Продукты позднемелового вулканизма имеются на хребте Альфа [5].

При применении локального U/Pb-изотопного метода определения возраста цирконов часто среди них, выделенных из одного образца, обнаруживаются более древние зерна в сравнении с возрастом породы. Большинство исследователей считают, что это ксеногенные цирконы, захваченные расплавом из вмещающих пород по пути его следования к поверхности. Как видно из табл. 1, древние ксеногенные зерна обнаружены и в изученных нами раннемеловых вулканитах. При этом наблюдается чрезвычайно пестрый возрастной состав ксеногенных цирконов. Трудно представить, что раннемеловые расплавы, поднимаясь вверх, последовательно “опробуют” весь коровый разрез. Скорее, поставщиком древних цирконов такого широкого возрастного разнообразия мог быть один источник, содержащий все эти цирконы, каковыми могут быть только песчаники, причем раннемеловые песчаники граувакового состава [7], которые слагают верхнюю толщу акустического фундамента поднятия Альфа-Менделеева. Песчаники имеются и в палеозойских толщах, однако, очевидно, что в них не может быть мезозойских и позднепалеозойских цирконов (табл. 1).

В туфе 1601/11 имеются только древние цирконы, при этом они относятся исключительно к одному позднеархейскому кластеру с пиком на 2675.1 ± 11.6 млн лет. Их очень узкий возрастной интервал указывает на то, что 1) взаимодействие расплава и субстрата было точечным и 2) источником цирконов являются позднеархейские породы, скорее магматической природы. Это важнейший вывод, свидетельствующий о наличии у поднятия Альфа-Менделеева древнего кристаллического фундамента.

Итак, наибольшим распространением среди магматических пород поднятия Альфа-Менделеева пользуются раннемеловые породы умеренно щелочной серии, представляющие средний этап формирования магматической провинции HALIP, продукты которой широко развиты на арктических островах. К ним относятся трахиандезитобазальты и туфы центральной части поднятия Менделеева, сформировавшиеся либо в течение 110–114 млн лет, либо на рубеже 112 млн лет, а также с большой вероятностью трахиандезиты и туфы с его юго-западной части и трахибазальты с г. Трукшина. Эти породы содержат большое количество более древних ксеногенных цирконов, анализ возраста которых показывает, что субщелочные расплавы взаимодействовали с коровыми породами на двух уровнях: с горизонтом раннемеловых песчаников и с породами позднеархейского кристаллического фундамента. Также в них встречено небольшое количество более молодых цирконов с возрастом 83–87 млн лет, которые, вероятно, возникли при перекристаллизации раннемеловых цирконов под влиянием позднемелового магматизма, также характерного для провинции HALIP.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке АО “ГЕОСЛУЖБА ГИН РАН” и за счет средств Госзадания № FMMG-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
2. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., et al.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth-Sc. Rev. 2016. V. 154. P. 29–71.
3. *Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В. и др.* Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континенталь-

ной коры в Северном Ледовитом океане // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431–435.

4. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geoph. Res. Lett. 2013. V. 40. № 19. P. 5047–5051.

5. *Williamson M., Kellett D., Miggins D., et al.* Age and eruptive style of volcanic rocks dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // Geoph. Res. Abstracts. 2019. V. 21. EGU2019-6336.

6. *Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. №. 2. С. 190–196.

7. *Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., et al.* Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geol. 2019. V. 407. P. 148–163.

8. *Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridely W.I. (eds) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

9. *Ireland T.R., Williams I.S.* Considerations in zircon geochronology by SIMS / In: Hanchar J.M., Hoskin P.W. (eds) Zircon. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America Geochemical Society. Washington. DC. 2003. V. 53. P. 215–241.

10. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publication. 2001. № 1. 74 p.

11. *Ludwig K.R.* SQUID 1.02. A user's manual // Berkeley Geochronological Center Special Publication. 2001. № 2. 47 p.

12. *Mukasa S.B., Andronikov A., Mayer L.A., Brumley K.* New geochemical and $^{40}AR/^{39}AR$ data for the first intraplate lavas recovered from the Arctic Ocean: bearing on the Amerasian Basin // Abstract. Penrose Conference. Tectonic Development of the Amerasia Basin. Banf. Canada. 2009. P. 4–9.

13. *Brumley K.* Geologic history of the Chukchi Borderland, Arctic Ocean / Stanford, California, Stanford University. Ph. D. Thesis, 2014. 242 p.

14. *Tarduno J.A.* The high Arctic large igneous province // Third International Conference on Arctic margins. Fed. Inst. Geosc. and Nat. Res. 1998. Extended Abstracts. P. 43–49.

15. *Estrada S., Damaske D., Henjes-Kunst F., et al.* Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge – evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // Norwegian Journ. Geol. 2016. V. 96. № 2. P. 1–32.

NEW DATA ON THE AGE OF MAGMATIC ROCKS OF THE ALPHA-MENDELEEV RISE (ARCTIC OCEAN): RESULTS OF ISOTOPIC U/Pb DATING OF ZIRCONS

S. G. Skolotnev[a,#], Academician of the RAS M. A. Fedonkin[a], and A. V. Korniychuk[b]

[a] *Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *International Agency for Technological Sustainability, Moscow, Russian Federation*

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

The age of magmatic rocks of the basic composition sampled at the Alpha-Mendeleev Rise in the Arctic Ocean with the help of a research submarine was studied, based on the measurement of the U/Pb age of zircons separated from them. Early Cretaceous rocks of the moderately alkaline series, formed at the turn of 112 million years, are most common on the Rise. These rocks contain a large number of ancient xenogenic zircons, the age analysis of which shows that the subalkaline melts interacted with the crust at two levels: with the horizon of Early Cretaceous sandstones and with rocks of the Late Archean crystalline basement with an age of 2675.1 ± 11.6 million years. They also contain a small number of younger zircons with an age of 83–87 million years, which probably arose during the recrystallization of Early Cretaceous zircons under the influence of Late Cretaceous magmatism.

Keywords: U/Pb age, zircons, magmatism, Alpha-Mendeleev Rise, Arctic Ocean

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 33–38

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.52(571.65):551.736

ПЕРВАЯ ДЕТАЛЬНАЯ ЗАПИСЬ $\delta^{13}C_{org.}$ В ПЕРМСКИХ АРГИЛЛИТАХ ТАСКАНСКОГО БАССЕЙНА (ОМУЛЁВСКИЙ БЛОК): ОТРАЖЕНИЕ БИОСФЕРНЫХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ

© 2023 г. А. С. Бяков[1,*], И. Л. Ведерников[1], академик РАН Н. А. Горячев[1], Б. И. Гареев[2]

Поступило 05.06.2023 г.
После доработки 10.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

Впервые получена детальная запись величины $\delta^{13}C_{org.}$ в пермских аргиллитах Тасканского бассейна (Омулёвский блок, Северо-Восток Азии), охватывающая интервал от верхов кунгурского, роудский, вордский, кепитенский и низы вучапинского яруса. Величина $\delta^{13}C_{org.}$ варьирует в пределах от –23.81‰ (середина кунгура) до –26.97‰ (нижняя часть вучапина). В разрезе отчетливо выделяются три отрицательных экскурса величины $\delta^{13}C_{org.}$ – в верхах кунгурского яруса нижней перми, низах кепитенского и на границе кепитенского–вучапинского ярусов. Эти экскурсы хорошо совпадают с эпизодами массовых вымираний, установленных нами ранее (Бяков, 2012), и связаны, вероятнее всего, с периодами активности островодужного магматизма в регионе в течение перми.

Ключевые слова: хемостратиграфия $\delta^{13}C_{org.}$, отрицательные экскурсы, биосферные события, вымирания, пермь, Северо-Восток Азии

DOI: 10.31857/S2686739723601199, **EDN:** LEDFUC

Детальные записи величины $\delta^{13}C_{org.}$ содержат важную информацию о геохимических условиях осадконакопления и широко используются для целей хемостратиграфии, в том числе для выявления крупных отрицательных экскурсов $\delta^{13}C_{org.}$. Ряд из таких записей был получен нами ранее для верхнепермских и нижней части триасовых отложений запада Балыгычанского блока. Это позволило, с учетом данных U–Pb-определения возраста цирконов, установить примерное положение вучапинско-чансинской и пермо-триасовой границ ([1] и др.).

В данной работе мы приводим первую детальную запись величины $\delta^{13}C_{org.}$ в пермских аргиллитах тыловодужного Тасканского бассейна, охватывающую интервал от верхов кунгурского, роудский, вордский, кепитенский и низы вучапинского яруса. Таким образом, мы практически смыкаем ранее полученную запись этой величины из верхней перми Балыгычанского блока и приведенную здесь, получив в итоге первую композитную региональную кривую $\delta^{13}C_{org.}$ для верхов нижней, всей средней и почти всей верхней перми Северо-Востока Азии.

В основу данной публикации положены результаты анализа 95 образцов аргиллитов, отобранных с интервалом 1.8–2.3 м из разреза пермских отложений Тасканского бассейна, расположенного в пределах Омулёвского кратонного блока (рис. 1). В перми этот блок находился в тыловой части системы задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дугой [2] и характеризовался преимущественно относительно мелководными условиями осадконакопления. Рассматриваемый разрез был изучен нами еще в 2005 г. [3] и представлен относительно маломощными (общая мощность изученного разреза около 600 м) глинистыми, в средней его части – глинисто-карбонатными породами кипрейской, туринской и рогачевской свит (рис. 2), охватывающими верхи нижней–верхнюю пермь (за исключением ее верхов). Глинистые породы в той или иной степени рассланцованы. Содержание органического углерода в изученных образцах варьирует от 0.16 до 1% и почти не коррелирует с $\delta^{13}C_{org.}$, что свидетельствует о незначительном постседиментационном воздействии на эту величину, которая, таким образом, близка к первоначальным значениям и может использоваться для стратиграфической корреляции (см., например, [4]). Возраст отложений уста-

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

[2] *Казанский федеральный университет, Казань, Россия*

*****E-mail: abiakov@mail.ru*

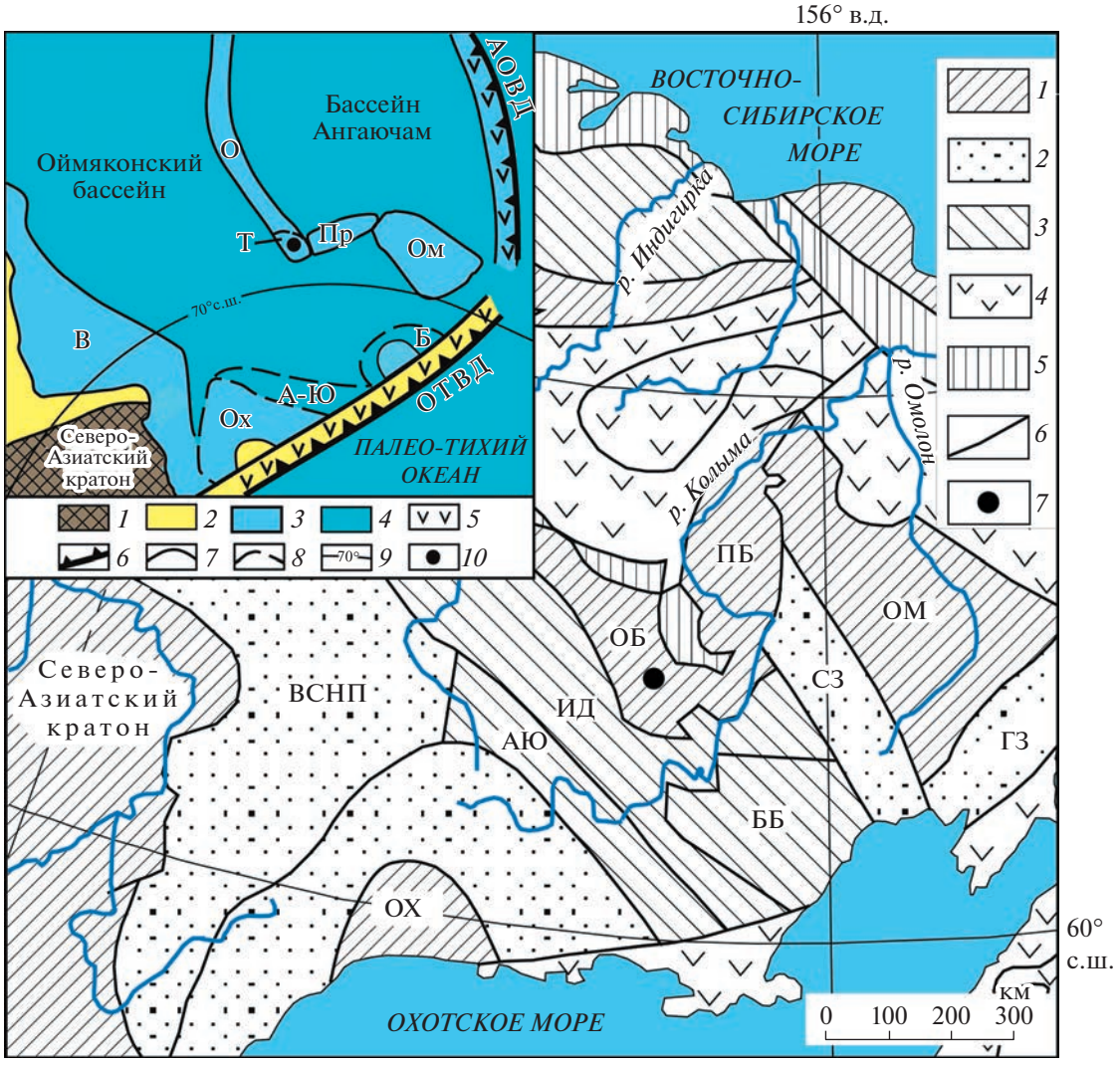

Рис. 1. Положение изученного разреза на тектонической схеме Северо-Востока Азии. *1* – кратоны и кратонные террейны (массивы); *2* – погруженные окраины кратонов и кратонных террейнов; *3* – террейны малых океанических бассейнов, задуговых бассейнов и краевых морей; *4* – островодужные террейны и террейны аккреционных призм; *5* – океанические террейны; *6* – границы тектонических элементов; *7* – положение изученного разреза. АЮ – Аян-Юряхский антиклинорий, ББ – Балыгычанский блок; ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ГЗ – Гижигинская складчатая зона; ИД – Иньяли-Дебинский синклинорий, ОБ – Омулёвский блок; ОХ – Охотский массив; ПБ – Приколымский блок; СЗ – Сугойская складчатая зона. На врезке: Палеогеография Северо-Востока Азии и основные седиментационные бассейны в перми (кепитенский век) (по [2]): *1* – высокая суша: *2* – низкая суша, *3* – мелкое море, *4* – глубокое море, *5* – вулканические дуги (АОВД – Алазейско-Олойская; ОТВД – Охотско-Тайгоносская), *6* – зоны субдукции, *7* – границы основных тектонических структур; *8* – границы седиментационных бассейнов; *9* – палеоширота, *10* – положение изученного разреза. Седиментационные бассейны: А-Ю – Аян-Юряхский, Б – Балыгычанский, В – Верхоянский, О – Омулёвский; Ом – Омолонский; Ох – Охотский; Пр – Приколымский, Т – Тасканский.

новлен на основании определений остатков двустворчатых моллюсков и брахиопод, сделанных А.С. Бяковым и В.Г. Ганелиным (ГИН РАН).

Определения значений $\delta^{13}C_{org.}$ были выполнены в Аналитическом центре Казанского федерального университета на масс-спектрометре Delta V Plus с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока. Для проведения анализа из образца удалялась карбонатная составляющая; для этого бралась навеска массой 500 мг, к которой добавлялось 10 мл 10% HCl. Далее проводилось выпаривание при температуре 55°C до получения сухого остатка. После этого навеска массой примерно 2 мг помещалась в оловянный тигель, который сбрасывался в продуваемый гелием кварцевый реактор, находящийся при температуре 1020°C и заполненный оксидом хрома и медной проволокой. В результате получившийся углекислый газ с помощью потока гелия переносился в масс-спектрометр, предварительно проходя че-

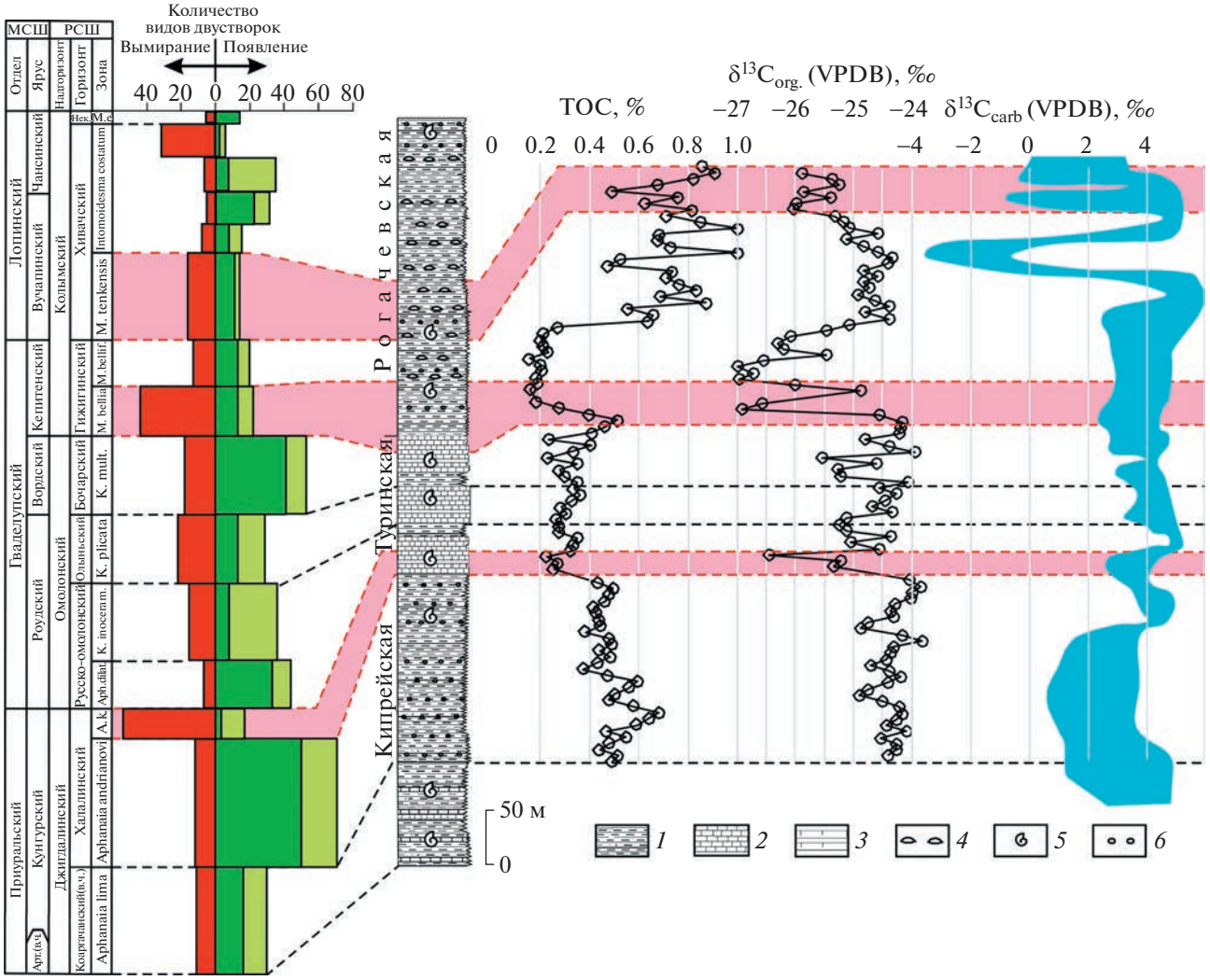

Рис. 2. Корреляция вариаций TOC, величины δ^{13} $C_{org.}$ в пермских аргиллитах Тасканского бассейна с событиями вымираний двустворчатых моллюсков на Северо-Востоке Азии. Условные обозначения: *1* – аргиллиты; *2* – известняки; *3* – карбонатные турбидиты (переслаивание аргиллитов и известняков); *4* – строматолиты (?); *5* – остатки ископаемой фауны; *6* – конкреции. Сокращения: МСШ – Международная стратиграфическая шкала, Нек. – некучанский региональный горизонт, РСШ – Региональная стратиграфическая шкала. Розовым цветом показаны зональные интервалы событий вымирания, желто-зеленым – общее количество видов двустворок в той или иной зоне, светло-зеленым цветом – количество вновь появившихся видов двустворок, красным цветом – количество вымерших видов двустворок. Справа для сравнения приведен сводный график вариации величины δ^{13} $C_{carb.}$ в перми (по Cramer B.D., Jarvis I. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 11. P. 309–344).

рез осушитель и специальную хроматографическую колонку при температуре 45°C. Для контроля в серии образцов снимались стандарты МАГАТЭ: USGS-40 и IAEA-CH-7. Измерения регулярно сравнивались со стандартами V-PDB с точностью выше, чем 0.1‰ при доверительном интервале 95%.

Величина δ^{13} $C_{org.}$ в изученном разрезе варьирует в пределах от –23.81‰ (нижняя часть разреза, кипрейская свита) до –26.97‰ (средняя часть разреза, низы рогачевской свиты). Отчетливо выделяются два отрицательных экскурса величины δ^{13} $C_{org.}$ – в верхах кунгурского яруса нижней перми (бивальвиевая зона Aphanaia korkodonika) и низах кепитенского яруса (низы бивальвиевой зоны Maitaia bella), где значения δ^{13} $C_{org.}$ падают на 2–2.5‰ по сравнению с нижележащими слоями, до –26.5...–27‰. Третий отрицательный экскурс выражен менее отчетливо (минимальные значения δ^{13} $C_{org.}$ составляют около –26‰ на фоне –24.5...–25‰ из нижележащих слоев) и фиксируется примерно на границе кепитенского–вучапинского ярусов (граница бивальвиевых зон Maitaia belliformis – Maitaia tenkensis).

Как известно, крупные отрицательные экскурсы величины $\delta^{13}C_{org.}$ служат индикаторами неблагоприятных событий изменения окружающей среды и связываются с поступлением в атмосферу и мировой океан метана и углекислого газа, приводящих к широкому развитию аноксидных обстановок и черносланцевой седиментации. Источником углекислого газа, скорее всего, были проявления вулканизма различной геодинамической природы, поступление метана обычно связывается с разрушением газовых гидратов ([5–7] и др.).

При этом традиционно считается, что основной причиной пермского вулканизма, влиявшей на вымирание биоты, является плюмовая деятельность, связанная с крупными магматическими провинциями (LIPs) – Таримской, Эмейшаньской и Сибирской [8]. Однако в последнее время появляется все больше данных и о существенном вкладе в воздействие на окружающую среду островодужного вулканизма (т.н. SLIPs) [9], в частности, в перми – провинций Кеннеди-Коннорс-Оберн (северо-восток Австралии) и Чойой (Южная Америка) [10], а также Южнокитайской [11]. В нашем случае, скорее всего, также основное влияние на вымирание биоты оказала система вулканических дуг, обрамлявших Северо-Азиатский континент в пермское время.

Выявленные отрицательные экскурсы $\delta^{13}C_{org.}$ очень хорошо коррелируют с эпизодами позднекунгурского, раннекепитенского и ранневучапинского вымираний, установленными нами ранее [12]; позднечансинское событие в рассматриваемом разрезе не зафиксировано из-за местного перерыва в осадконакоплении в конце перми–начале триаса. Почти повсеместно на Северо-Востоке Азии эти события вымирания ассоциируются с черносланцевой седиментацией и крупными регрессивными эпизодами. Это позволяет предполагать широкое развитие аноксических и эвксинных обстановок, связанных с сероводородным заражением. Последнее косвенно подтверждается тем, что немногочисленные остатки бентоса этого времени известны исключительно из очень мелководных разрезов, не затронутых аноксией.

Первый (позднекунгурский) отрицательный экскурс прослеживается в ряде разрезов Южного Китая [13] и может быть связан как с влиянием Таримского плюма, выразившимся, в частности, в проявлении базальтоидного вулканизма, проявившегося в Алазейско-Олойской зоне и на восточном обрамлении Омолонского массива [14]. Однако, более вероятно, он связан с активизацией среднего и кислого островодужного вулканизма в Охотском сегменте Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дуги. Последнее доказывается результатами датирования нескольких образцов детритовых цирконов, в которых присутствует популяция с возрастом около 278–280 млн лет. ([15, 16] и неопубликованные авторские данные).

Аналогов второго (раннекепитенского) экскурса не удалось обнаружить нигде в мире, поэтому очевидно, что он имеет, скорее всего, региональный характер. Его главной причиной, по нашему мнению, является усиление активности Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дуги. В это время на больших пространствах Северо-Востока Азии накапливались диамиктиты – своеобразные породы, являющиеся продуктом разрушения этой дуги, и многочисленные прослои синхронных осадконакоплению туфов среднего и кислого состава. В последнее время получены U–Pb SHRIMP-II и CA ID-TIMS датировки матрикса вулканогенных диамиктитов и прослоев туфов и туффитов: от 266 ± 2 и 265 ± 3 до 262.45 ± 0.2 млн. лет [16, 17].

Третий (кепитенско-вучапинский) отрицательный экскурс величины $\delta^{13}C_{org.}$ распознается в ряде разрезов мира, в частности, в Южном Китае [18] и на Шпицбергене [19] и, очевидно, связан с гваделупско-лопинским вымиранием, основной причиной которого считается Эмейшаньский плюмовый вулканизм. Однако нельзя исключить и существенный региональный вклад в это событие вследствие очередного эпизода активизации Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Последнее подтверждается LAM ICP-MS, SHRIMP-II и CA ID-TIMS датировками многочисленных кислых и средних туфов и туфогенных диамиктитов возрастом около 260 млн. лет [15, 20].

Таким образом, получена первая композитная кривая изменения величины $\delta^{13}C_{org.}$ практически на большую часть пермского времени для Северо-Востока Азии. Выявлено три региональных отрицательных экскурса, которые, вероятнее всего, связаны с периодами активности островодужного магматизма в регионе в течение перми.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Б.Г. Покровскому (ГИН РАН) и анонимному рецензенту за высказанные замечания, способствовавшие улучшению текста рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы НИР СВКНИИ ДВО РАН “Эволюция магматических, осадочных и метаморфических комплексов Арктики и севера Палеопацифики” и при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках реализации программы создания и развития НЦМУ “Рацио-

нальное освоение запасов жидких углеводородов планеты".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бяков А.С., Horacek M., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Захаров Ю.Д.* Первая детальная запись $\delta^{13}C_{org.}$ в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 347–350.
2. *Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.
3. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Колесов Е.В.* Предварительные результаты изучения пермских отложений юга Омулёвского блока (Северо-Восток Азии) // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Мат-лы Дальневост. регион. конф., посв. памяти А.П. Васьковского. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 71–75.
4. *Ishikawa T., Ueno Y., Shu D., Li Y., Han J., Guo J., Yoshida N., Komiya T.* Irreversible change of the oceanic carbon cycle in the earliest Cambrian: high-resolution organic and inorganic carbon chemostratigraphy in the Three Gorges area, South China // Precambrian Res. 2013. V. 225. P. 190–208.
5. *Svensen H., Planke S., Malthe-Sørenssen A., Jamtveit B., Myklebust R., Eidem T.R., Rey S.S.* Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming // Nature. 2004. V. 429. P. 542–545.
6. *Grard A., Francois L.M., Dessert C., Dupre B., Godderis Y.* Basaltic volcanism and mass extinction at the Permo-Triassic boundary: environmental impact and modeling of the global carbon cycle // Earth Planet. Sci. Let. 2005. V. 234. P. 207–221.
7. *Zhang B.L., Wignall P.B., Yao S.P., Hu W.X., Liu B.* Collapsed upwelling and intensified euxinia in response to climate warming during the Capitanian (Middle Permian) mass extinction // Gondwana Res. 2021. V. 89. P. 31–46.
8. *Chen J., Xu Y.* Establishing the link between Permian volcanism and biodiversity changes: Insights from geochemical proxies // Gondwana Res. 2019. V. 75. P. 68–96.
9. *Bryan S.* Environmental impact of silicic magmatism in large igneous province events / Large igneous provinces: driver of global environmental and biotic changes. Ernst R., Dickson A., Bekker A., eds. Geoph. Monogr. Ser. № 255. Washington: AGU and Wiley, 2021. P. 133–152.
10. *Chen J., Xu Y.* Permian large igneous provinces and their paleoenvironmental effects / Large igneous provinces: driver of global environmental and biotic changes. Ernst R., Dickson A., Bekker A., eds. Geoph. Monogr. Ser. № 255. Washington: AGU and Wiley, 2021. P. 417–434.
11. *Zhang H., Zhang F.F., Chen J.B., Erwin D.H., Syverson D.D., Ni P., et al.* Felsic volcanism as a factor driving the end-Permian mass extinction // Sci. Adv. 2021. V. 7. № 47. Eabh1390. https://doi.org/10.1126/sciadv.abh1390
12. *Бяков А.С.* Пермские биосферные события на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. № 2. С. 88–100.
13. *Zhang B.L., Yao S.P., Mills B.J.W., Wignall P.B., Hu W.X., Liu B., Ren Y.L., Li L.L., Shi G.* Middle Permian organic carbon isotope stratigraphy and the origin of the Kamura Event // Gondwana Res. 2020. V. 79. P. 217–232.
14. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с. + CDR.
15. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.
16. *Брынько И.В., Ползуненков Г.О., Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Первые результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из кепитенских (средняя пермь) отложений Омолонского массива (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 77–86.
17. *Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J.L., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L.* Middle Permian U-Pb zircon ages of the "glacial" deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: Their significance for global climatic interpretations // Gondwana Res. 2016. V. 38. P. 74–85.
18. *Kaiho K., Chen Z.-Q., Ohashi T., Arinobu T., Sawada K., Cramer B.S.* A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2005. V. 223. P. 172–180.
19. *Bond D.P.G., Wignall P.B., Joachimski M.M., Sun Y., Savov I., Grasby S.E., Beauchamp B., Blomeier D.P.G.* An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification // GSA Bulletin, 2015. https://doi.org/10.1130/B31216.1
20. *Davydov V.I., Biakov A.S., Schmitz M.D., Silantiev V.V.* Radioisotopic calibration of the Guadalupian Series: review and updates // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 176. P. 222–240.

FIRST DETAILED RECORD δ13 Corg. IN PERMIAN MUDSTONES OF THE TASKAN BASIN (OMULEVKA BLOCK): A REFLECTION OF BIOSPHERIC EVENTS IN NORTHEAST ASIA

A. S. Biakov[a,#], I. L. Vedernikov[a], Academician of the RAS N. A. Goryachev[a], and B. I. Gareev[b]

[a] *N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation*

[b] *Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

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

For the first time, a detailed record of the δ13Corg value has been obtained in Permian mudstones of the Taskan Basin (Omulevka block, Northeast Asia), covering the interval from the Upper Kungurian, Roadian, Wordian, Capitanian, and Lower Wuchiapingian stages. The value of δ13 Corg. varies from –23.81‰ (middle Kungurian) to –26.97‰ (lower part of the Wuchiapingian). Three negative excursions of the δ13 Corg. value are clearly distinguished in the section – in the upper part of the Kungurian Stage of the Lower Permian, in the lower part of the Capitanian and at the boundary of the Capitanian – Wuchiapingian stages. These excursions are in good agreement with the episodes of mass extinctions established by us earlier (Biakov, 2012) and are most likely associated with periods of activity of island-arc magmatism in the region during the Permian.

Keywords: $\delta^{13}C_{org.}$, chemostratigraphy, negative excursions, biospheric events, extinctions, Permian, Northeast Asia

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 39–45

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.73; 551.24

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЕ (~490 МЛН ЛЕТ) ОСТРОВОДУЖНЫЕ ВУЛКАНИТЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

© 2023 г. Д. В. Алексеев[1,*], Я. Рохас-Аграмонте[2], А. А. Третьяков[1], А. Гердес[3,4]

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 01.08.2023 г.
Поступило 01.08.2023 г.
После доработки 02.08.2023 г.
Принято к публикации 04.08.2023 г.

Задачей исследования являлось определение возраста наиболее древних островодужных вулканических серий Северного Тянь-Шаня с целью уточнения ранних этапов эволюции субдукционных систем в западных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса. Проведено U–Pb (LA–ICP–MS)-датирование цирконов в андезитовых туфах султансаринской и таштамбекторской свит, относившихся ранее к нижнему кембрию и среднему кембрию – нижнему ордовику соответственно. Полученные оценки возраста 491 ± 3 и 487 ± 3 млн лет свидетельствуют, что обе свиты имеют позднекембрийский возраст и представляют образования крупной магматической дуги с гетерогенным фундаментом, эволюционировавшей в Северном Тянь-Шане в конце кембрия и начале ордовика.

Ключевые слова: U–Pb-датирование, цирконы, островодужные вулканиты, кембрий, Северный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739723601722, **EDN:** LNYADO

ВВЕДЕНИЕ

Ранние этапы эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – крупнейшего аккреционного орогена Земли [1–3], остаются слабо охарактеризованными из-за недостатка данных о местоположении и возрасте наиболее древних субдукционных систем, контролировавших процессы аккреции в позднем докембрии и раннем палеозое. Предшествующие исследования показали, что островные дуги в западных областях ЦАСП существовали с раннего кембрия в Северном Тянь-Шане (СТШ) на территории Киргизии, в Бощекуль-Чингизской области Северного и Восточного Казахстана и в Северо-Западной Джунгарии на западе КНР [2, 4–8]. Однако изотопные датировки кембрийских островодужных магматических пород ограничиваются единичными анализами, а определение возрастов вулканических серий по фауне осложняется как из-за редкости окаменелостей, так и вследствие деформаций, нарушающих первичные структурные и стратиграфические соотношения толщ. С целью обоснования возраста древнейших островодужных вулканических серий СТШ, нами было выполнено U–Pb (LA-ICPMS)-датирование циркона из туфов султансаринской и таштамбекторской свит, развитых, соответственно, в центральных и восточных областях СТШ (рис. 1) [9, 10].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северный Тянь-Шань (СТШ) представляет сложно-построенный складчато-надвиговый комплекс, сформировавшийся в раннем палеозое и претерпевший дальнейшую тектоническую переработку в позднепалеозойское и кайнозойское время. Основным элементом структуры является Северо-Тянь-Шаньский (Иссык-Кульский) микроконтинент с корой мезопротерозойского возраста [11]. С севера и юга он ограничивается, соответственно, Джалаир-Найманской и Киргиз-Терскейской (КТ) офиолитовыми шовными зонами, сформировавшимися на месте раннепалеозойских бассейнов с корой океанического типа [4].

[1]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Christian Albrechts University in Kiel, Kiel, Germany*
[3]*Goethe University Frankfurt am Main, Frankfurt am Main, Germany*
[4]*Frankfurt Isotope and Element Research Center (FIERCE), Frankfurt am Main, Germany*
*****E-mail: dvalexeiev@mail.ru*

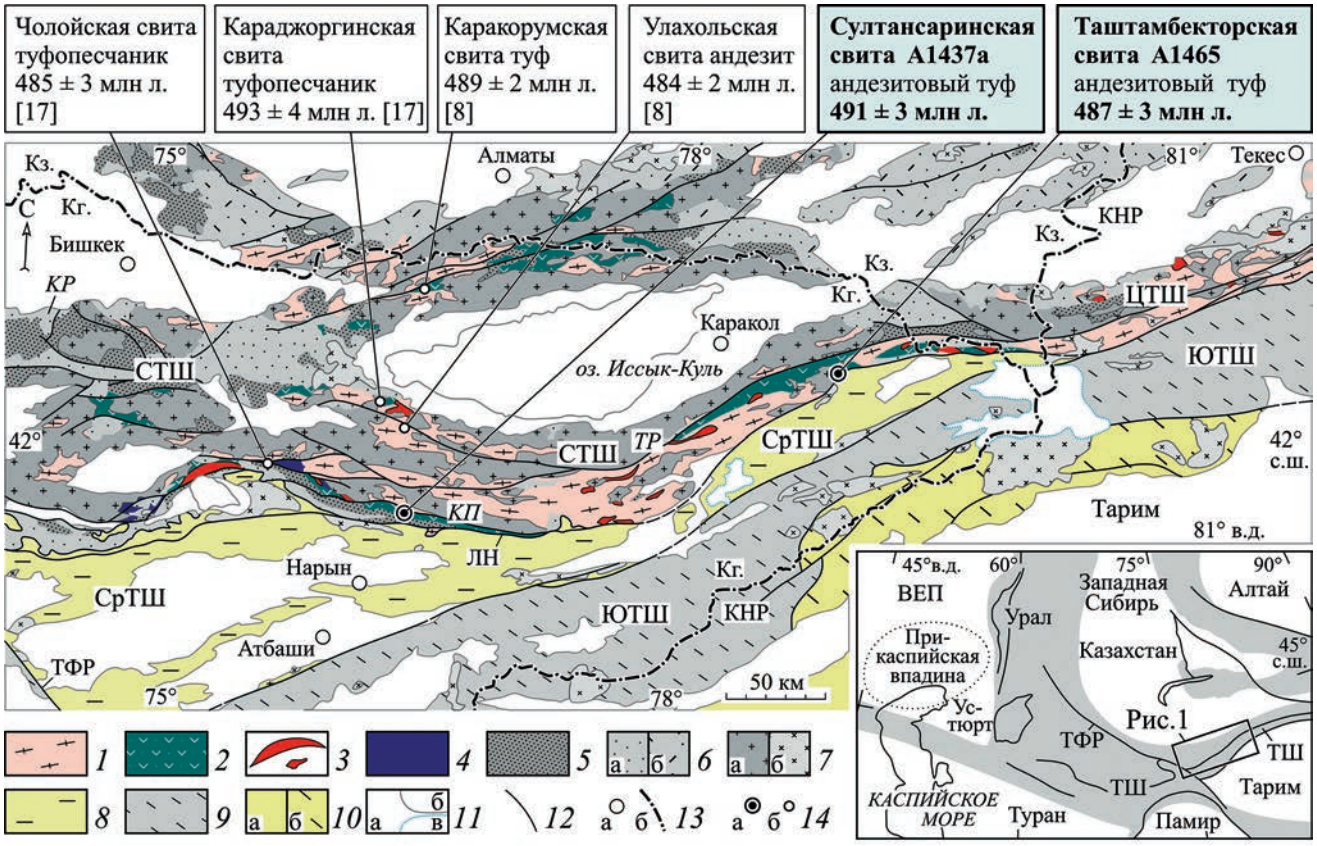

Рис. 1. Геологическая карта центрального сектора Тянь-Шаня по [8] с изменениями. *1–5* – Северный Тянь-Шань: *1* – докембрийские и раннепалеозойские метаморфические комплексы; *2–4* – кембрий и нижний ордовик: *2* – островодужные вулканиты и осадочные породы, *3* – гранитоиды, *4* – офиолиты Киргизско-Терскейской зоны; *5* – средний ордовик – нижний силур; *6* – девон, карбон и пермь: (а) осадочные породы, (б) вулканиты; *7* – гранитоиды: (а) ордовикские и силурийские, (б) девонские, каменноугольные и пермские; *8* – Срединный Тянь-Шань; *9* – Южный Тянь-Шань; *10* – докембрийские и палеозойские породы Таримского блока: (а) в пределах кратона и (б) в Южно-Тянь-Шаньском складчатом поясе; *11* – (а) мезозойские и кайнозойские отложения, (б) озеро, (в) ледник; *12* – разлом; *13* – (а) город, (б) государственная граница; *14* – места отбора проб: (а) эта работа, (б) другие. Сокращения: СТШ, ЦТШ, СрТШ, ЮТШ – Северный, Центральный, Срединный и Южный Тянь-Шань соответственно; *КР, КП, ТР* – Киргизский, Капкатасский и Терскейский хребты соответственно; ТФР – Талас-Ферганский разлом, ЛН – Линия Николаевая, Кг. – Кыргызстан; Кз. – Казахстан, КНР – Китай. Обозначены места отбора проб и U–Pb-возрасты кембрийских вулканических пород в СТШ из этого и предыдущих исследований.

В кембрии и ордовике в пределах континентального блока СТШ эволюционировала крупная магматическая дуга, прослеживающаяся более чем на 1000 км от западного окончания Киргизского хребта до китайского Центрального Тянь-Шаня (ЦТШ) (рис. 1). Дуга претерпела несколько тектонических перестроек, по-видимому, сопровождавшихся сменой направления субдукции, вследствие аккреционных событий в раннем и среднем ордовике, и прекратила существование в позднем ордовике после столкновения с Актау-Джунгарским микроконтинентом [3, 4, 6, 8].

Островодужные комплексы кембрия и нижнего ордовика развиты также в единой полосе с офиолитами в КТ зоне на южном фланге СТШ (рис. 1). Ранее они рассматривались либо как самостоятельная океаническая дуга, причленившаяся к южной окраине микроконтинента СТШ в позднем кембрии или раннем ордовике [4, 9, 12], либо как краевые части Северо-Тянь-Шаньской континентальной дуги, локально распространявшейся в пределы задугового бассейна [8].

Наиболее древние островодужные вулканические серии развиты в центральной и восточной областях КТ зоны в хребтах Капкатас и Терскей Алатау (рис. 1) [5, 9, 10]. В хребте Капкатас в районе месторождения Султансары основание разреза слагают подушечные массивные и миндалекаменные базальты бельтепшинской свиты, отвечающие по составу островодужным толеитам [5]. Стратиграфически выше лежат слабо-дифференцированные известково-щелочные вулканиты султансаринской свиты, представленные агломератовыми и лапиллиевыми туфами, андезитами и дацитами, чередующимися с туфобрекчиями, туфопесчаниками и горизонтами известняков в

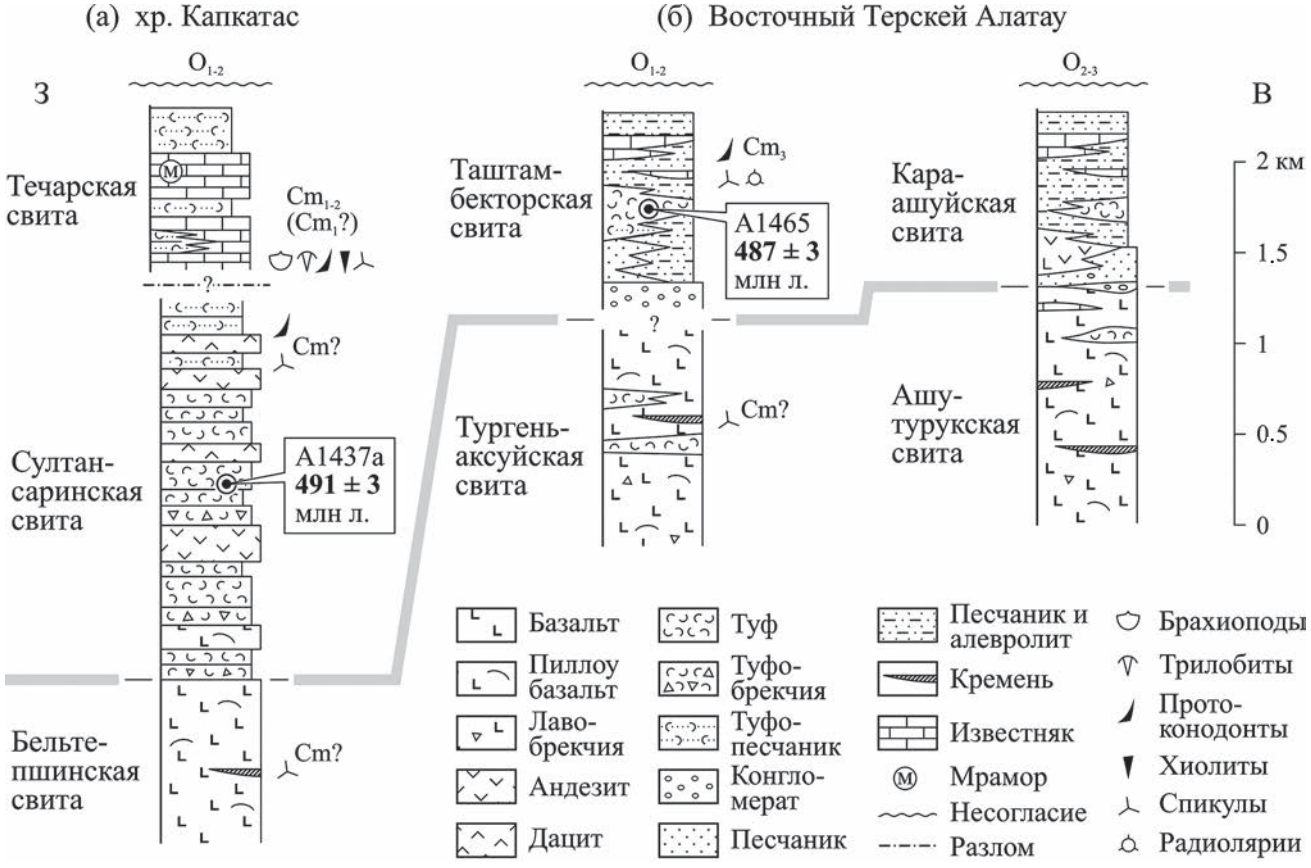

Рис. 2. Схема стратиграфической корреляции кембрийских вулканических толщ Северного Тянь-Шаня по [9, 10, 13]. Обозначены точки опробования и U–Pb-возрасты образцов туфов из этого исследования.

верхней части разреза (рис. 2 а). Геохимические характеристики пород бельтепшинской и султансаринской свит свидетельствуют об островодужных обстановках вулканизма [5, 9], а положительные значения $\varepsilon Nd = +5.3$ и $+3.7$ базальтов и андезитов указывают на ювенильные источники магм [8].

Ранее считалось, что султансаринская свита сменяется вверх по разрезу течарской свитой, сложенной известняками и песчанистыми известняками с горизонтами карбонатных брекчий, туфопесчаников и глинистых сланцев [9, 13]. Наши данные позволяют предполагать, что течарская свита, по-видимому, имеет тектонический контакт с залегающими структурно ниже породами бельтепшинской и султансаринской свит. С размывом и стратиграфическим перерывом течарская свита перекрывается песчаниками нижнего–среднего ордовика [9].

В кремнистых прослоях в вулканитах бельтепшинской и султансаринской свит были найдены спикулы губок и протоконодонты [10]. В известняках течарской свиты собраны трилобиты и брахиоподы, характерные для отложений нижнего и среднего кембрия, а также хиолиты, хиолительминты и протоконодонты, встречающиеся в отложениях ботомского яруса нижнего кембрия [9, 13]. На основании фаунистических определений, бельтепшинская, султансаринская и течарская свиты относились разными авторами либо к нижнему кембрию [9, 13], либо к нижнему кембрию(?), среднему кембрию и среднему кембрию–нижнему ордовику соответственно [10].

В восточной части хребта Терскей Алатау вероятными стратиграфическими аналогами бельтепшинской свиты считаются ашутурукская и тургеньаксуйская свиты, сложенные подушечными и массивными толеитовыми базальтами (рис. 2 б). Их возраст условно считается раннекембрийским на основании единичных находок спикул губок и радиолярий [10]. Лежащие стратиграфически выше известково-щелочные вулканиты, туфы и терригенные отложения караашуйской и таштамбекторской свит рассматриваются как возможные стратиграфические аналоги султансаринской свиты [5]. Их возраст оценивался в широком диапазоне от среднего кембрия до раннего ордовика по положению в разрезе ниже фаунистически охарактеризованных отложений нижнего и среднего ордовика и единичным определениям

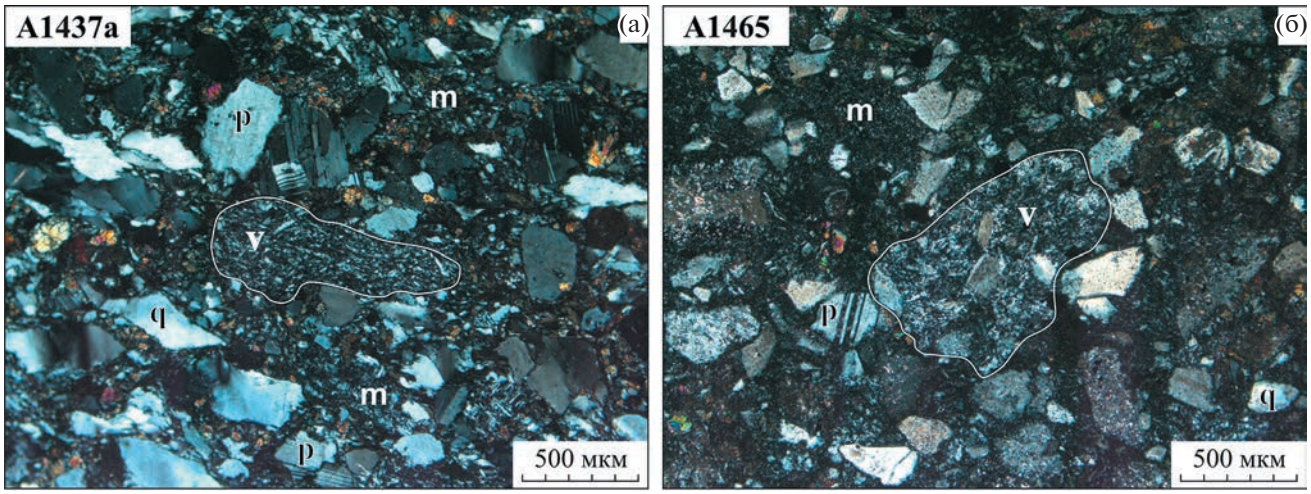

Рис. 3. Фотографии шлифов датированных образцов андезитовых туфов султансаринской (а) и таштамбекторской (б) свит. Состав обломков: p – плагиоклаз, q – кварц, v – вулканическая порода (андезит); m – матрикс (тонкозернистый туф).

позднекембрийских протоконодонтов в отложениях таштамбекторской свиты [10].

МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для U–Pb-датирования циркона были отобраны два образца из разрезов султансаринской и таштамбекторской свит в центральных и восточных областях СТШ соответственно [14]. Образец A1437a (41°46′06″ с.ш. 76°15′55″ в.д.; рис. 1, 2 а) взят в стратотипической области султансаринской свиты на северном склоне хребта Капкатас в районе месторождения Султансары из средней части разреза в пачке переслаивания голубовато-зеленых туфов, агломератовых туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и андезитов. Второй образец – A1465 (42°22′00″ с.ш. 79°02′33″ в.д.; рис. 1, 2 б), отобран в восточной части хребта Терской Алатау на южном склоне перевала Чон-Ашу у дороги Каракол-Иныльчек из разреза таштамбекторской свиты, слагающей субширотный тектонический блок непосредственно к северу от разломов Линии Николаева (рис. 1). Разрез представлен зелеными рассланцеванными туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, содержащими тонкие линзовидные прослои и единичные мощные (до 10 м) пласты светло-серых средне-плитчатых мраморизованных известняков.

Оба образца представлены среднезернистыми лито-кристаллокластическими андезитовыми туфами. Породы сложены угловатыми несортированными обломками кристаллов плагиоклаза переменного состава от олигоклаза до андезина (до 60–70% от общего числа зерен), кварца (10–30%) и плагиоклаз-порфировых андезитов (5–20%) (рис. 3 а, б). Отмечаются единичные обломки щелочного полевого шпата, кремнистых алевролитов и рудного минерала. Средний размер обломков составляет 0.1–0.3 мм, отдельные фрагменты достигают 3–5 мм. Пространство между обломками выполнено тонким туфогенным (рис. 3 а) или туфогенно-кремнистым матриксом (рис. 3 б), на который приходится до 30–50% от общего объема породы.

Выделение циркона было выполнено в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей. Цирконы для анализа были отобраны вручную под бинокуляром в Кильском университете (Германия), залиты эпоксидной смолой и сошлифованы и приполированы с целью вскрыть внутренние области зерен. Снимки в режиме катодолюминесценции (КЛ) выполнены на установке Electron Microprobe в Университете Майнца с использованием “JEOL” JXA-8200.

Изотопный анализ (U–Pb) выполнен на установке LA-ICP-MS во Франкфуртском Центре Исследования Изотопов и Элементов (FIERCE), (Германия) с использованием масс-спектрометра “Thermo Scientific Element” XR. Характеристики прибора описаны в Gerdes and Zeh [15] и приведены в дополнительных материалах (табл. 1).

Цирконы в образцах A1437a и A1465 представлены визуально сходными популяциями. Средний размер зерен варьирует от 70 до 350 мкм. В образце A1437a преобладают субидиоморфные и идиоморфные изометричные и слабо-удлиненные кристаллы и обломки кристаллов с отчетливо выраженными пирамидальными или слабо округленными окончаниями. Присутствуют единичные зерна округлой и неправильной формы (рис. 4 а). В образце A1465 цирконы имеют пре-

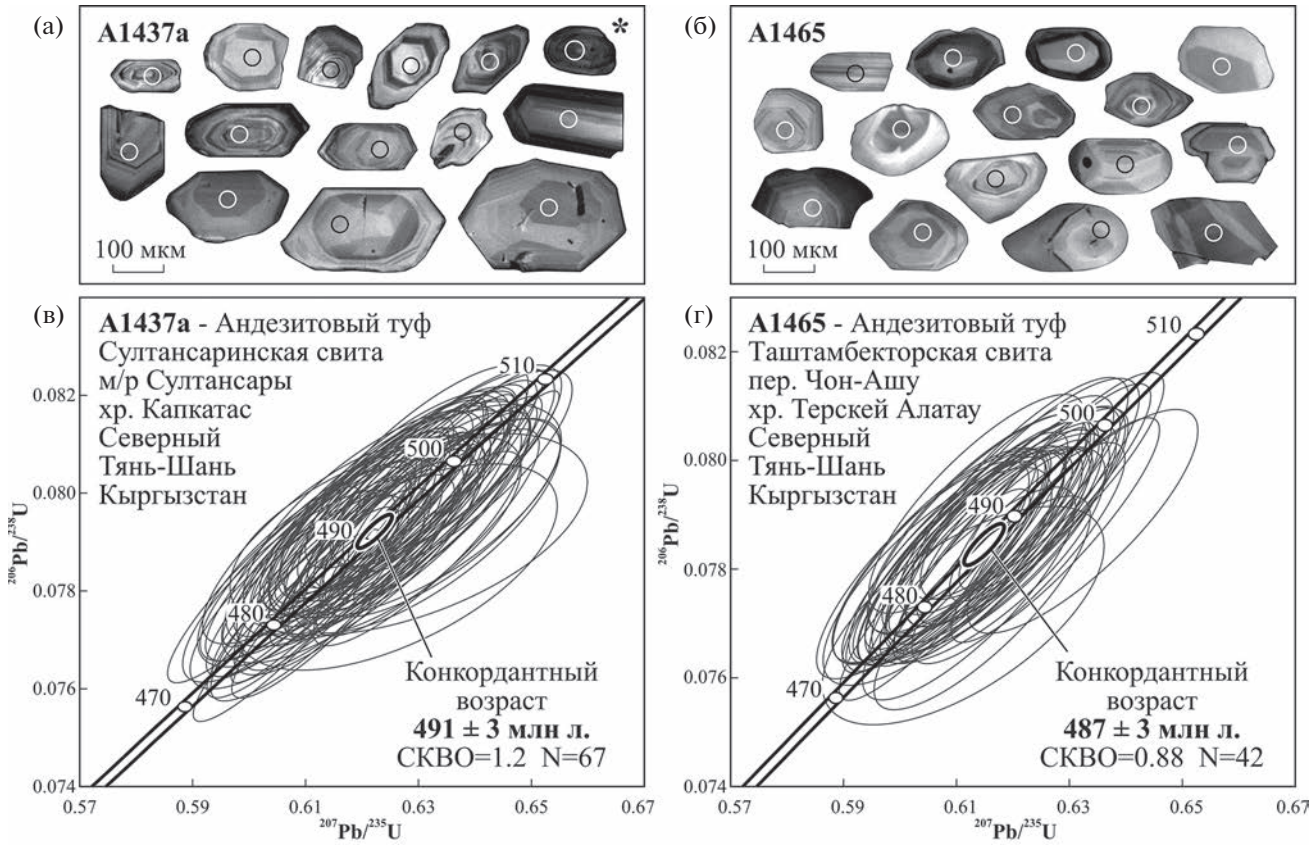

Рис. 4. а), б): Изображения датированных зерен циркона, выполненные в режиме катодолюминесценции. Звездочкой * обозначено единичное докембрийское зерно. в), г): Диаграммы с конкордией для цирконов из андезитовых туфов султансаринской (в) и таштамбекторской (г) свит. Эллипсы для каждого анализа определяются ошибкой 2-сигма. Конкордантный возраст рассчитан с ошибкой на уровне 2-сигма. Аналитические данные приведены в сопроводительных материалах (табл. 2).

имущественно закругленные окончания, а идиоморфные кристаллы представлены в незначительном количестве (рис. 4 б). В режиме катодолюминесценции в большинстве зерен проявляется концентрическая или секторальная осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов (рис. 4 а, б). В единичных зернах наблюдаются тонкие каймы магматического происхождения. Метаморфические каймы и обрастания отсутствуют.

Точки для U–Pb-датирования цирконов были выбраны по КЛ-снимкам, как в пределах участков с осцилляторной зональностью, так и в областях с однородным строением (рис. 4 а, в). В образцах A1437a и A1465 было датировано в общей сложности 68 и 42 зерна соответственно. Дискордантность анализов составляет менее 10%. Результаты анализов и оценки возраста приведены в сопроводительных материалах (табл. 2, и обобщены на диаграммах с конкордией (рис. 4 в, г)).

В образце A1437a 67 анализов с незначительно варьирующими отношениями $^{206}Pb/^{238}U$ образуют конкордантный кластер, соответствующий среднему значению возраста 491 ± 3 Ma (СКВО = = 1.2) (рис. 4 в). Одно зерно округлой формы, предположительно детритового происхождения (обозначено * на рис. 4 а), имеет значительно более древний возраст 1833 ± 7 млн лет (сопроводительные материалы, табл. 2, анализ 1437a_1.47). В образце A1465 42 конкордантных анализа образуют единый кластер, по которому рассчитан средний возраст 487 ± 3 млн лет (СКВО = 0.88) (рис. 4 г).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Призматический габитус кристаллов, отчетливая осцилляторная зональность, проявляющаяся в режиме КЛ (рис. 4 а, б), и относительно высокие Th/U-отношения (~0.2–1.1) (сопроводительные материалы, табл. 2) указывают на магматическое происхождение датированных цирконов. Поскольку изученные породы представляют туфы, мы предполагаем, что возраст цирконов отражает время вулканической активности. Отсутствие окатанности и сортировки обломков в туфах и обилие тонкого туфогенного матрикса, слагаю-

щего до 20–40% от общего объема породы (рис. 3 а, б), указывают, что пирокластический материал отлагался в непосредственной близости от вулканического центра и не подвергался последующему переотложению.

Совпадающие в пределах погрешности оценки возраста туфов султансаринской и таштамбекторской свит 491 ± 3 и 487 ± 3 млн лет (рис. 4) показывают, что обе свиты относятся к верхнему кембрию [16]. Они представляют единый стратиграфический уровень с ранее датированными вулканогенно-осадочными и вулканическими породами чолойской (485 ± 3 млн лет), караджоргинской (493 ± 4 млн лет), улахольской (484 ± 2 млн лет) и каракорумской (489 ± 2 млн лет) свит (рис. 1) [8, 17]. Султансаринская и чолойская свиты, содержащие значительные объемы лав и агломератовых туфов, накапливались в непосредственной близости к активным вулканам, а преимущественно туфо-песчанистые и песчанистые фации улахольской, караджоргинской и таштамбекторской свит формировались на удалении от вулканических центров.

Гранитоиды, с возрастами в диапазоне от 506 ± 5 до 481 ± 4 млн лет – близкие по времени формирования с вулканитами, широко распространены на южном фланге СТШ и в Центральном Тянь-Шане на территории КНР (рис. 1) [8, 12, 14]. Большинство интрузий имеет магматические контакты с докембрийскими комплексами Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, что указывает на их формирование в обстановках континентальной дуги. Единичные массивы прорывают также пиллоу-базальты и офиолитовые габбро в КТ-зоне. Варьирующие в широких пределах значения εNd по породе и εHf в цирконах показывают, что и гранитоиды, и вулканиты представляют породы как корового, так и ювенильного происхождения [8, 12]. Различные изотопные характеристики пород могут отражать как гетерогенный характер фундамента, так и различную степень плавления докембрийского субстрата на разных участках дуги [8]. Одинаковый возраст и совместное развитие в пределах единого пояса предполагают, что позднекембрийские гранитоиды СТШ и вулканиты султансаринской и таштамбекторской свит представляют образования единой магматической дуги.

В существующих тектонических моделях одним из основных элементов раннепалеозойской структуры СТШ считается нижнекембрийская энсиматическая островная дуга, к типовым комплексам которой относятся вулканиты бельтепшинской и султансаринской свит и их аналоги [4, 5, 8, 9, 12]. Результаты нашего исследования показывают, что вулканиты султансаринской свиты имеют позднекембрийский возраст и относятся к более молодой магматической дуге с гетерогенным фундаментом, эволюционировавшей в СТШ в позднем кембрии и раннем ордовике ~510–475 млн лет [8]. Предлагавшаяся ранее реконструкция раннекембрийской энсиматической дуги в КТ-зоне, основывавшаяся на предположении о раннекембрийском возрасте султансаринской свиты, полученными данными не подтверждается и требует дополнительного обоснования или пересмотра.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны директору НС РАН в г. Бишкеке А.К. Рыбину и сотрудникам НС РАН за поддержку в организации полевых работ в Тянь-Шане, и А.В. Миколайчуку за обсуждение материалов. Изотопное датирование было выполненное благодаря содействию FIERCE (contribution #138).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые исследования в Тянь-Шане выполнены за счет средств гранта РНФ 22-17-00069.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. 1990. М: “Недра” 328 с.
2. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
3. *Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. of the Geol. Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.
4. *Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435–1443.
5. *Гесь М.Д.* Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: Алтын тамга, 2008. 159 с.
6. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана / Труды ГИН. Вып. 602. Москва: “Геос”, 2012. 318 с.
7. *Ren R., Han B.F., Xu Z., Zhou Y.Z., Liu B., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li J., Li X.H., Li Q.L.* When did the subduction first initiate in the southern Paleo-Asian Ocean: New constraints from a Cambrian intra-oceanic arc system in West Junggar, NW China // Earth and Planet. Sci. Let. 2014. V. 388. P. 222–236.
8. *Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V.* Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U–Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. V. 66. P. 93–115.
9. *Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И.* Основные этапы геодинамической эво-

люции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.

10. *Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е.* Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.
11. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 272–295.
12. *Konopelko D., Seltmann R., Dolgopolova A., Safonova I., Glorie S., De Grave J., Sun M.* Adakite-like granitoids of Songkultau: A relic of juvenile Cambrian arc in Kyrgyz Tien Shan // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12. P. 147–160.
13. *Миколайчук А.В., Мамбетов А.М., Мисюс П.П.* К вопросу о стратиграфическом объеме и возрасте капкатасской серии (нижний кембрий) Северного Тянь-Шаня // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 79–85.
14. Геологическая карта Кыргызской республики, масштаб 1 : 500000. Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. (ред.). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2008.
15. *Gerdes A., Zeh A.* Zircon formation versus zircon alteration-new insights from combined V-Ph and Lu-Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chem. Geol. 2009. V. 261. Is. 3–4. P. 230–243.
16. *Geologic Time Scale. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2020.
17. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltman R.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.

LATE CAMBRIAN (~490 MA) ARC VOLCANIC ROCKS OF THE NORTH TIANSHAN OF KYRGYZSTAN: AGE CONSTRAINTS FROM U–Pb ZIRCON DATING

D. V. Alexeiev[a,#], Y. Rojas-Agramonte[b], A. A. Tretyakov[a], and A. Gerdes[c,d]

[a]*Geological institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b]*Christian Albrecht University in Kiel, Kiel, Germany*

[c]*Goethe University Frankfurt am Main, Frankfurt am Main, Germany*

[d]*Frankfurt Isotope and Element Research Center (FIERCE), Frankfurt am Main, Germany*

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

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev August 1, 2023

In the present contribution, we aim to determine the age of the oldest arc-related volcanic units in the North Tianshan of Kyrgyzstan (NTS) to better understand the early evolution of subduction systems in the western part of the Central Asian Orogenic Belt. We conducted zircon U–Pb dating (LA–ICP–MS) on andesitic tuffs from the Sultansary and Tashtambektor formations, which were previously believed to be of early Cambrian and middle Cambrian to early Ordovician age, respectively. Our results reveal age estimates of 491 ± 3 and 487 ± 3 Ma for these formations, indicating that both units are late Cambrian in age. The volcanic rocks belong to a major magmatic arc with a heterogeneous basement that evolved in the NTS during the late Cambrian and early Ordovician.

Keywords: U–Pb dating, zircons, arc volcanic rocks, Cambrian, North Tianshan

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 46–52

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В МАГИСТРАЛЬНЫХ ДОЛИНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. И. Д. Зольников[1,*]

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 25.11.2022 г.
Поступило 25.11.2022 г.
После доработки 14.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

Проблема расчленения и корреляции верхнечетвертичных отложений, выполняющих долины магистральных рек Западной Сибири (прежде всего Оби и Енисея), интенсивно дискутировалась во второй половине XX века и окончательно не решена к концу первой четверти XXI века. Традиционно четвертичная история речных долин региона рассматривалась в рамках парадигмы “лестницы террас”, согласно которой в неоген-четвертичное время осуществлялось последовательное формирование аллювиальных террас от более древних верхних к более молодым нижним. Факторами, контролировавшими их образование, считались неотектоника, динамика палеоклимата, менявшая полноводность рек, морские трансгрессии и регрессии, влиявшие на базис эрозии, а также неоднократное перегораживание речных долин северными ледниками, что приводило к формированию во внеледниковой зоне подпрудных озер и перигляциального аллювия. Однако не только в публикациях, но и на государственных картах четвертичных отложений высоты, возраст и даже число террас существенно различаются. К настоящему времени накопилось много данных, противоречащих представлениям о вертикальной лестнице последовательно врезанных циклоклиматических террас и о перигляциальном аллювии, фациально замещающем подпрудно-ледниковые озера севера на юге Западной Сибири. Сформулирована и обоснована обновленная концепция строения отложений верхнего неоплейстоцена в магистральных долинах региона, учитывающая данные о трех гляциальных суперпаводках из межгорных котловин на равнину, интенсивная эрозионная и аккумулятивная деятельность которых до сих пор недооценивалась.

Ключевые слова: Западная Сибирь, магистральные долины, аллювий, суперпаводки, Обь, Енисей
DOI: 10.31857/S268673972260268X, **EDN:** KYUCMZ

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Во второй половине XX века для Сибирского региона сложилась парадигма лестницы последовательно врезанных надпойменных террас (далее НПТ), согласно которой история формирования каждой циклоклиматической НПТ начиналась с речного вреза в теплое и влажное межледниковье, совпадавшее с морской трансгрессией [16]. В конце межледниковья речная аккумуляция уже преобладала над эрозией, в результате чего начинал отлагаться “нормальный аллювий межледникового типа”. С началом очередного глобального похолодания и с возникновением на карском шельфе ледниковой плотины, образование нормального аллювия сменялось накоплением перигляциального аллювия в подпруженных долинах, которое осуществлялось фактически в режиме проточных озер. Во второй половине оледенения поверх аллювия накапливались лессы, делювий и перевеянные пески. Таким образом, считалось, что циклоклиматические террасы Сибири имеют двухъярусное строение: нижний ярус – межледниковый аллювий; верхний – перигляциальный аллювий и субаэральный покров. Двумя главными стратиграфическими границами (геологическими реперами) в отложениях речных долин Сибири традиционно выступали аллювиальные толщи, маркирующие наиболее глубокие потепления в начале среднего (тобольский горизонт) и верхнего (казанцевский горизонт) неоплейстоцена [2].

Принципиальный пересмотр традиционных представлений о террасовой стратиграфии начался в результате радиоуглеродного датирования аллювиальных отложений Верхнего Приобья, показавшего, что целый ряд местонахождений с “флорой диагональных песков”, которые относи-

[1]*Институт геологии и минералогии, Сибирское отделение Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
*****E-mail: zol@igm.nsc.ru*

ли к тобольскому горизонту, на самом деле существенно моложе 45 тыс. лет [3]. Эти новые данные с учетом доминировавших в это время представлений о покровном сартанском оледенении на севере в возрастном диапазоне около 25–11 тысяч лет назад и синхронном ему обширном ледниково-подпрудном мансийском озере с отметками до 130 м на юге [14] привели к тому, что возраст низких НПТ Верхней Оби стали считать поздне-послеледниковым в интервале 14.5–10.2 тыс. лет [17]. Это вошло в противоречие с традиционным положением о циклоклиматическом статусе I, II, III террас, а также с прежней трактовкой их возраста, соответственно, как: позднесартанского, каргинско-раннесартанского, казанцевско-ермаковского [1]. После этого на основе большого массива OSL- и C_{14}AMS-дат, полученных при реализации международных проектов PECHORA и QUEEN, было доказано [4], что представления о существовании в МИС-2 обширного Мансийского озера и подпруживавшего его сартанского ледникового покрова являлись ошибочными, что опять поставило вопрос о возрасте низких террас.

Исследования, предпринятые в долине Оби [8, 10], показали, что как в низовьях, так и в верховьях этой реки, площадки террас не прослеживаются едиными гипсометрическими уровнями вдоль долины. Более того, зачастую в береговых обрывах возраст отложений на одной высоте над рекой существенно отличается, а на разных высотах оказывается одинаковым [3]. Аналогичная ситуация была выявлена и для долины Ангары [12], где площадки низких террас ветвятся и расходятся на разные высоты, а на некоторых участках вообще отсутствуют. Анализ многочисленных публикаций и данных государственного геологического картирования по долинам Оби и Енисея ярко иллюстрирует чрезвычайное разнообразие у авторов представлений о числе и высотах верхнечетвертичных террас этих рек. Это вынуждает признать, что геоморфологический критерий оказался не эффективным для выделения лестницы региональных разновозрастных НПТ, каждой из которой соответствовал бы свой диапазон высот.

В этой связи напомним, что еще более полувека назад С.А. Архипов писал, что “западносибирские реки не имеют транзитных речных террас, их счет, высота и возраст не остаются постоянными” ([2], стр. 278). Все вышеизложенное приводит к выводу, что какой-то из факторов морфолитогенеза, активно влиявший на формирование четвертичных отложений в магистральных долинах Западной Сибири, не был учтен при создании парадигмы лестницы террас. По нашему мнению, этим фактором является эрозионно-аккумулятивная деятельность гигантских гляциальных селей, возникавших при опорожнении ледниково-подпрудных озер межгорных котловин [18]. Это побуждает нас к пересмотру традиционного подхода к расчленению и корреляции четвертичных отложений магистральных речных долин Западной Сибири.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Приступая к характеристике верхнечетвертичных толщ, залегающих в магистральных речных долинах как на территории Западно-Сибирской равнины, так и в пределах ее горного обрамления, следует сразу же отметить, что значительный объем суперпаводковых отложений уже выделен и описан предшественниками в качестве местных стратиграфических подразделений, но с иной (либо ледниково-подпрудной, либо перигляциально-аллювиальной) генетической интерпретацией. На рис. 1 отражены принципиальные схемы взаимоотношений верхнечетвертичных отложений в разных районах магистральных долин региона, которые основаны на обобщении результатов предшественников и на авторских геологических работах первой четверти XXI века, подкрепленных геохронометрическими данными [8–13]. На большинстве схем, кроме верхненеоплейстоценовых, присутствуют отложения гляциокомплекса, завершающего средний неоплейстоцен, поскольку кровля именно этой толщи является главной геологической границей, разделяющей средний и верхний отделы неоплейстоцена.

При изучении долин Чуи и Катуни Горного Алтая (рис. 1 а) Н.А. Ефимцевым были выделены высокие (до 300 м) НПТ, сложенные ининской толщей и средние (до 60–70 м) НПТ, сложенные сальджарской толщей [7], происхождение которых впоследствии на основе детальных полевых исследований и обобщения мировой научной литературы по флювиальным образованиям, было обосновано С.В. Парначевым как суперпаводковое [15]. Доминирующими фациями в суперпаводковых образованиях этой территории являются: глыбовники и валунники базального ковра волочения, параллельно слоистые валунно-галечники и щебне-галечники обстановок гладкого дна, клиноформы косослоистых валунно-галечников, дресвяников и песков, неслоистые алевропесчаные суспензиты, параллельно слоистые дресвяники, пескодресвяники и пески взвешенного наноса. После ухода вод суперпаводка вниз по долине на склонах за счет грязевого течения переувлажненного материала (в основном коллювия) происходило формирование алевро-песчано-дресвяно-щебневых миктитов оплывневой фации, которые предыдущие исследователи нередко принимали за морены. Авторскими исследованиями последних лет выявлено, что уровень 60–70 м над урезом Чуи и Катуни маркирует не столько кровлю сальджарской толщи, сколько начало послепаводковой речной деятельности преимущественно эрозион-

ного характера, что и привело к формированию средних террас (преимущественно эрозионных). Что же касается собственно сальджарских отложений, то их кровля так же, как и ининских отложений в результате заплесков достигала уровня 200–300 м над рекой.

Расчленение в береговых обнажениях Чуи и Катуни суперпаводковых образований на сальджарскую и ининскую толщи затруднительно из-за литологического сходства, что обусловлено однотипным набором фаций. Вместе с тем между этими толщами в разрезе Усть-Чуйского оврага залегает озерная пачка параллельно слоистых алевритов и песков с рябью ветрового волнения, а в разрезе по правому берегу р. Малый Яломан установлено резкое структурное несогласие между этими двумя толщами [13]. В сальджарские отложения вложен маломощный фрагментарно распространенный аллювий средних террас, который по серии C^{14}- и ОСЛ-дат имеет возраст от 90 тыс.л. и моложе [11]. Таким образом, возраст сальджарской толщи определяется около 90 тыс. лет (МИС 5 d), а возраст ининской как среднечетвертичный предшествовавшего оледенения, соответствующего МИС-6. Кроме суперпаводковых отложений и послепаводкового аллювия в долинах Чуи и Катуни присутствуют диамиктоны и водно-ледниковые отложения на участках основных ледниковых плотин и подпруд. Непосредственно, в долинах Чуи и Катуни суперпаводковые отложения занимают более 95% всего объема НПТ. При этом в участках с прямолинейным ущелистым типом строения долины аккумулятивные террасовые отложения вообще отсутствуют из-за преобладания денудации над аккумуляцией.

Долгое время оставалось неясным, возникали ли суперпаводки в конце последнего ледникового максимума (далее ПЛМ). Это обусловлено тем, что основной объем высоких и средних НПТ сложен ининской и сальджарской толщами, а низкие гравийно-галечные террасы до 10 м над уровнем реки считались голоценовыми. Однако исследованиями последних лет установлено [9], что в Курайском лимногляциальном бассейне уровень воды достигал к концу ПЛМ 1700 м, тогда как предшествовавшие подпрудные озера оставили волноприбойные и аккумулятивные террасы на отметках до 2200 м. Таким образом, уровень подпрудного озера в МИС-2 был на 500 м ниже, чем у предыдущих (МИС-5d, МИС-6) лимногляциальных бассейнов. Соответственно менее объемные прорывные паводки конца ПЛМ, как правило, не достигали площадок средних и тем более верхних НПТ и не оставили после себя аккумулятивных образований, сравнимых по мощности с сальджарской и ининской толщами. На рис. 1 б показана геолого-геоморфологическая ситуация в районе разделения Чуйской долины на “ста-

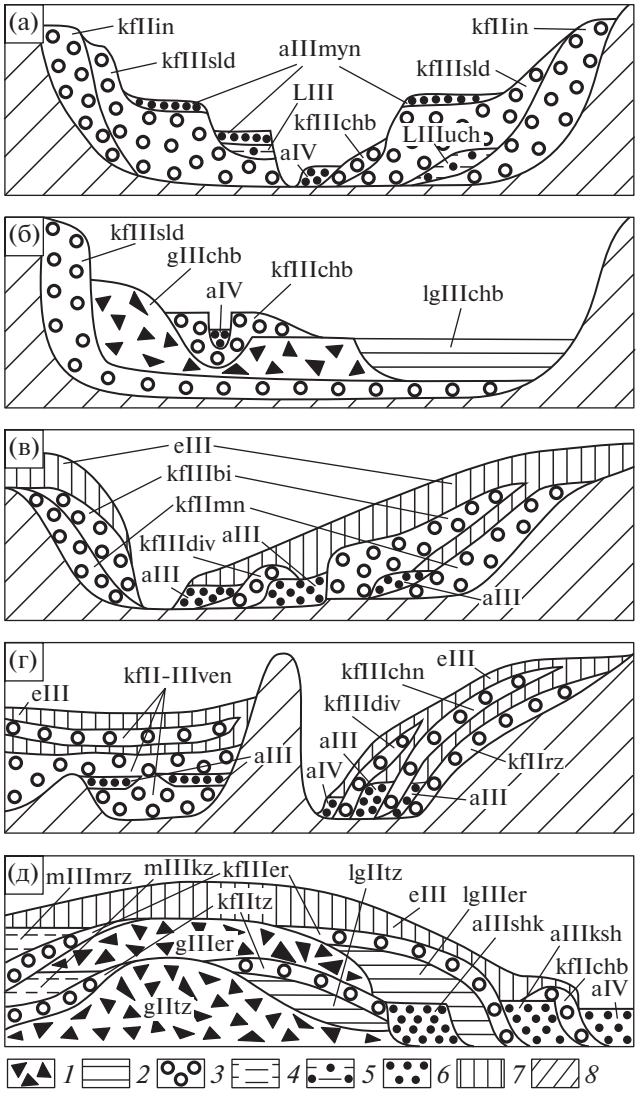

Рис. 1. Схемы взаимоотношений четвертичных отложений в магистральных долинах Западной Сибири. а – Долины Чуи и Катуни (Горный Алтай). б – район ветвления долины Чуи на “старую” и “новую” (Горный Алтай). в – Бийско-Барнаульское расширение Оби. г – Южно-Минусинская котловина и верхнее течение Енисея. Д – Нижняя Обь. *1* – морены; *2* – подпрудный лимногляциал; *3* – суперпаводковые отложения (катафлювиал); *4* – мариний; *5* – лимний; *6* – аллювий; *7* – субаэральный покров; *8* – дочетвертичные отложения магистральных долин. Стратогенетические индексы местных стратиграфических подразделений: kf II-IIII en kf II in – ининский катафлювиал; l III uch – усть-чуйский лимний; kf III sld – сальджарский катафлювиал; чибитский гляциокомплекс: g III chb – морена; lg III chb – лимногляциал; kf III chb – катафлювиал; kf II mn – монастырская толща; kf III bi – бийский катафлювиал; f III bpl – платовский катафлювиал; kf II rz – разлогский катафлювиал; kf III chn – чанинский катафлювиал; Kf III dvn – дивнинский катафлювиал; верхнечетвертичный мариний: m III kr – каргинский; m III mrz – морозовский; верхнечетвертичный аллювий: a III shk – шурышкарский; a III myn – малояломанский a III ksh – кушеватский; a IV – голоценовый аллювий; e III – верхнечетвертичный субаэральный покров.

рую” и “новую” недалеко от пос. Акташ. Здесь распространены отложения чибитского гляциокомплекса с возрастом, соответствующим, ПЛМ [9]: диамиктон, лимногляциал (параллельно слоистые алевропески) и катафлювиал (валунники с крупными хорошо окатанными валунами, достигающими в поперечнике метра). Косослоистые валунники последнего гляциального суперпаводка выполняют канал прорыва и слагают пятиметровую НПТ, вложенную в чибитский диамиктон, который в свою очередь перекрывает сальджарские грубообломочные отложения. Далее вниз по течению, за пределами чибитско-маашейской ледниковой плотины в долинах Чуи и Катуни прорывные воды конца ПЛМ, осуществляли преимущественно денудационную работу (рис. 1 а) и только на выходе из гор на Предалтайскую равнину в районе Платово сформировали на поверхности II НПТ рельеф гигантской ряби с возрастом около 15 тыс. лет [18].

При выходе суперпаводковых вод из гор на равнину сформировалось Бийско-Барнаульское расширение долины Оби до 75 км в поперечнике. Левый борт расширенной долины Оби врезан в субаэральную возвышенность Приобского плато, а правый ограничен Томь-Колыванской складчатой зоной и Салаирским кряжем. От поселка Майма до г. Бийска закартирован гигантский конус выноса с последовательной сменой валунников на галечники, затем на гравийники и пески. Суперпаводковые отложения с Горного Алтая закартированы в Бийско-Барнаульской излучине Оби как IV НПТ (бийская толща) и V НПТ (монастырская толща), которые облекают борта долины (рис. 1 в). При этом каждая из этих двух толщ согласно данным бурения достигает по мощности 50 м, облекающе поднимаясь по склонам долины до уровня 80–100 м над рекой [16]. Отложения, слагающие IV и V НПТ Оби, имеют не только сравнимую мощность, но и однотипное строение. В основании обычно прослеживается базальный слой крупного валунника с глыбами; выше залегают косослоистые галечники и пески с гравием и галькой, которые в свою очередь сменяются параллельным переслаиванием песка, алевропеска, алеврита и венчаются песками и алевропесками с оплывневыми текстурами. Флювиальный ярус каждой суперпаводковой толщи перекрывается делювиальными алевропесками, песчанистыми лессами с палеопочвами и эоловыми песками. Нами эти “высокие” НПТ Бийско-Барнаульской излучины коррелируются с высокими и средними НПТ Горного Алтая: монастырская толща с ининской, бийская с сальджарской. Следует обратить особое внимание на то, что восточная граница полосы верхнечетвертичных песчаных лессов (более 50% песчаной фракции), закартированная на правобережье Оби от Бийска до Новосибирска, совпадает с тыловыми швами IV и V НПТ Оби, установленными по данным бурения [16]. На дневной поверхности эта граница подчеркивается контуром распространения придолинных сосновых боров. В рамках суперпаводковой концепции также находит логичное объяснение и происхождение древних обширных ложбин стока, выполненных песками касмалинской и калманской толщ, которые ответвляются от Обской долины и ориентированы как на запад в пределах Предалтайской равнины через Обь-Иртышское междуречье в долину Иртыша, так и на северо-восток в Томском Приобье за границы собственно Обской долины [1–3].

Суперпаводок конца ПЛМ оставил после себя следы, гораздо менее проявленные в рельефе, чем геолого-геоморфологические свидетельства предшествовавших суперпаводков. С последним суперпаводковым событием связывается наличие гигантских речных палеорусел, превышающих ширину современных русел в несколько раз, на площадках низких террас Тобола, Ишима, Берди и др. рек Обского бассейна [19]. Непосредственно вычленение из отложений низких НПТ параллельно слоистых песков и алевропесков последнего суперпаводка затруднительно, из-за их сходства с отложениями прируслового аллювия и делювия сниженных склоновых частей террасоувалов Оби. В центре Западно-Сибирской равнины существенно ниже устья Томи гляциальные суперпаводки распластывались по низменности. Наиболее ярким свидетельством суперпаводка конца ПЛМ являются соры – озеровидные приустьевые расширения притоков субширотной и нижней Оби, где допаводковые русла перекрыты алевропесчаным катафлювиальным плащом, запаковавшим аллювиально расчлененный палеорельеф верхнечетвертичной гидросети Обского гидроседиментационного бассейна.

Геолого-геоморфологические следы гляциальных суперпаводков, проходивших по долине Верхнего Енисея при прорывах ледниковых плотин, перегораживавших выход из Дархадской межгорной котловины детально обобщены в [20]. В Кызыльском расширении на площадках террас (в среднем до 30–40 м над урезом воды) широко распространены глыбовники (“сады камней”), охватывающие сотни км^2 и макрогряды гигантской ряби течения, нередко превышающие 1 км по протяженности, сложенные хорошо промытым обломочным материалом. Имеющиеся на сегодняшний день данные бериллиевого метода датирования поверхностей глыб и валунов [20] позволяют предположить три основных этапа суперпаводковой активности в долине Верхнего Енисея, два из которых ориентировочно соответствуют середине и концу верхнего неоплейстоцена, а один – примерно завершению среднего неоплейстоцена.

На выходе суперпаводков по долине Енисея из горного обрамления в Южно-Минусинскую котловину создавалась ситуация, сравнимая с таковой в Бийско-Барнаульском расширении Обской долины. Здесь также фиксируется гигантский конус выноса шириной до 50 км. Днище впадины, сложенное преимущественно палеозойскими литифицированными породами, выстлано четвертичными валунно-галечниками и песками мощностью от 50 м у Саяногорска и до 20–15 м у Абакана (рис. 1 г – левая часть рисунка). При этом отложения палеогена и неогена отсутствуют, что необычно для межгорных котловин. В угольных карьерах внутри толщи валунно-галечников встречается прерывистая пачка песков с косой и мульдообразной слоистостью. Вероятно, эти пески являются аллювием первого межледниковья верхнего неоплейстоцена, что позволяет предположить возможность расчленения верхнеенисейской суперпаводковой толщи как минимум на две разновозрастные генерации по аналогии с Обскими суперпаводковыми IV и V НПТ. Примечательно, что при проведении вскрышных работ геологи неоднократно извлекали из четвертичных валунно-галечных толщ, перекрывавших угольные пласты, идеально окатанные валуны и глыбы размерами от 0.5 до 1.5 м, которые до сих пор встречаются у камеральных зданий горнодобывающих предприятий, иллюстрируя удивление геологов-угольщиков находкам “гигантских каменных шаров” в четвертичных отложениях внутренних районов котловины. Что касается суперпаводка конца ПЛМ, то он во внутренней части котловины по всей видимости оставил преимущественно песчаные наносы. С поверхности суперпаводковая толща перекрыта эоловыми песками, сформировавшимися за счет перевевания песчаного катафлювиала ПЛМ.

После выхода из Южно-Минусинской котловины русло Енисея локализовано в долине разной ширины, стиснутой бортами, которые сложены литифицированными породами палеозоя (рис. 1 г – правая часть рисунка). Поэтому суперпаводки не только формировали аккумулятивные террасы до 30–50 м над рекой, но и заплескивались на борта долины, оставляя на них флювиальные наносы, которые закартированы как верхние террасы (от четырех до двенадцати у разных авторов). Основой стратиграфического расчленения четвертичных отложений Северо-Минусинской котловины является местная стратиграфическая схема, разработанная на основе детально изученных разрезов Куртакского района, имеющих обширную геохронометрическую, палеонтологическую и археологическую характеристику [6]. Катафлювиальные отложения здесь трактовались предшественниками как перигляциальный аллювий высоких НПТ и ложковый аллювий. По уточненной нами интерпретации здесь в пределах бережековского опорного разреза протяженностью 2 км сверху вниз вскрыты: трифоновская пачка субаэрального покрова (лессы, делювий) мощностью до 6 м с возрастом, соответствующим IV ступени верхнего неоплейстоцена, в прикровельную часть которой вложен катафлювиал конца ПЛМ, представленный параллельно слоистыми промытыми песками видимой мощностью до 3 м (у поселка Дивный в 22 км юго-востоку от поселка Куртак эти пески достигают 7 м по мощности и воздымаются из под уровня современного бечевника на высоту до 10 м над бечевником; здесь и далее эти пески называются “дивнинскими”); куртакские слои мощностью до 5 м, включающие лессовидные алевриты и алевропески с несколькими переотложенными гумусовыми горизонтами, по которым получено более ста радиоуглеродных дат, обосновывающих возраст, соответствующий III ступени верхнего неоплейстоцена; чанинская катафлювиальная толща, соответствующая концу II ступени верхнего неоплейстоцена, представленная параллельнослоистыми песками, алевропесками с прослоями промытых дресвяных щебенников с галькой общей мощностью до 30 м и более; каменноложская палеопочва первого позднечетвертичного межледниковья (I ступень верхнего неоплейстоцена), нередко перекрытая маломощным (до 1 м) лессом, на котором залегает сухоложская палеопочва обычно в виде флювиально переотложенных гумусовых прослоев. Ниже залегают параллельно переслаивающиеся пески, алевропески, алевриты с грубообломочными прослоями общей мощностью более 30 м разлогской катафлювиальной толщи с возрастом, соответствующим IV ступени среднего неоплейстоцена. Под описанными толщами в этом разрезе залегают средне-нижнечетвертичные и плиоценовые преимущественно субаэральные отложения [6].

Отметим, что сегодня Бережековский разрез начинается от уровня Красноярского водохранилища около 60 м выше затопленного в 1967 г. Енисея. По данным изучения береговых разрезов до затопления водохранилища [2, 6] известно, что на Бережековском участке на высоту до 20–30 м поднималась кровля палеозойского цоколя, на котором залегали слоистые валунно-галечники и щебенники (флювиально переотложенный элювий дочетвертичных пород), сменяющиеся вверх слоистыми песками и алевритами. Общая мощность этих отложений превышала 20 м. Отдавая должное детальной стратиграфической проработке бережековских стратотипов Н.И. Дроздовым с соавт. [6], следует все же подчеркнуть, что ими же неоднократно фиксировалось, что подошвы флювиальных отложений бережковского разреза имеют наклонно-облекающее залегание на борту долины Енисея, т.е. подошвы этих геологических тел не образуют субгоризонтальных

поверхностей. Таким образом, параллельно-слоистые пески, алевропески с прослоями щебенников не могут диагностироваться как аллювий высоких террас. При этом очевидно, что валунно-галечники сниженных участков разреза являются фациальными аналогами верхних песков, алевропесков и алевритов. Нами чанинская толща интерпретируется как суперпаводковая нижнезырянская, а разлогская как суперпаводковая конца среднего неоплейстоцена. В качестве перигляциального аллювия III и IV НПТ Енисея чанинская и разлогская толщи прослеживались С.А. Архиповым [2] в Куртакском и Красноярском районах, а также севернее по долине Енисея вплоть до палеогляциозоны. В сужениях Енисейской долины в 15–25 км выше по течению от бережековского опорного разреза в кровле трифоновской пачки под самыми верхними алевритами, алевропесками мощностью 1–2 м нами достоверно прослежены на протяжении нескольких км параллельно слоистые катафлювиальные дивнинские пески мощностью 5 м.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Подытоживая вышесказанное, можно сделать вывод о том, что в магистральных долинах Западной Сибири (прежде всего Оби и Енисея) значительная часть нижне-среднечетвертичных аллювиальных отложений подверглась денудации, а следовательно, аллювиальные пачки, подошвы которых соответствуют нижним границам среднего и верхнего неоплейстоцена, т.е. “тобольский” и “казанцевский” горизонты региональной стратиграфической схемы, не могут претендовать на роль непрерывных геологических границ, прослеживание которых позволяло бы осуществлять сквозную стратиграфическую корреляцию с юга на север от горного обрамления Сибири до приморских низменностей Сибирской Арктики. Таким образом, для долин Сибирского региона оказалась не адекватной террасовая концепция послойно субгоризонтальной седиментации не только для палеогляциозоны, но и для внеледниковой зоны равнины, где отсутствуют гляциодислокации и ледниковое выпахивание. Для долины магистральной долины Чуя–Средняя Катунь–Обь выделены ининский (монастырский), сальджарский (бийский), чибитский (платовский) катафлювиалы, а для долины Енисея разлогский, чанинский и дивный катафлювиалы.

Существенно усложняется геолого-геоморфологическая ситуация в области покровного оледенения и в зоне морских трансгрессий Западно-Сибирского севера (см. каргинские и морозовские морские отложения на рис. 1 д). Если во внеледниковой зоне актуальна проблема различения аллювия и отложений суперпаводков, то на севере к этой проблеме добавляется задача распознавания в разрезах катафлювиальных отложений, оставленных горными суперпаводками и отложений спуска подпрудных озер, примыкавших к северным ледниковым покровами. В низовьях Оби и Енисея отмечаются переуглубления, которые ранее считались ложбинами ледникового выпахивания с врезами в мезозойские пески до 300 м. Однако четвертичные отложения в этих врезах начинаются не с морен, а с субаквальных осадков, содержащих холоднолюбивые комплексы фораминифер [5]. Это привело к выводу о том, что данные переуглубления являются каналами прорыва и сброса подпрудных озер на стадиях дегляциации ледниковых покровов. Соответственно на севере существует проблема, с одной стороны, распознавания аллювия и флювиогляциала при изучении песков с косой слоистостью, а с другой, проблема выделения из северных флювиальных толщ кроме аллювия еще и отложений, связанных с прорывами озерно-подпрудных вод горных оледенений, а также отложений, связанных с опорожнением лимногляциальных бассейнов равнинных ледниковых покровов.

С учетом новых данных следует признать, что большинство выделявшихся ранее “высоких” НПТ не имеют отношения ни к межледниковому аллювию, ни к перигляциальному аллювию, но являются суперпаводковыми образованиями. Таким образом, наряду с межледниковым аллювием именно суперпаводковые толщи могут служить стратиграфическими границами в магистральных долинах Сибири, поскольку каждая из этих трех толщ формировалась одномоментно в масштабах геологического времени. В заключение отметим, что на равнине суперпаводковые отложения уже давно выделены предшественниками, как минимум, во внеледниковой зоне Западной Сибири, но не как катафлювиал, а в основном как перигляциальный аллювий и мощные валунно-галечники межледниковых речных накоплений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект РНФ 22-17-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 334 с.
2. *Адаменко О.М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. 167 с.
3. *Зольников И.Д., Мистрюков А.А.* Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель, 2008, 180 с.
4. *Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
5. *Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С.* Палеогеография // Палеогеография Западно-Сибирской

равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980. С. 91–99.

6. *Астахов В.И., Назаров Д.В.* Стратиграфия верхнего плейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. № 43. 2010. С. 36–47.
7. *Гуськов С.А.* Средне-позднеплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. Специальный выпуск. Четвертичный период Западной Сибири: результаты и проблемы новейших исследований. М.: Геос, 2009. С. 40–47.
8. *Дроздов Н.И., Чеха В., Хазартс П.* Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск: РИО. КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. 112 с.
9. *Ефимцев Н.А.* О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.
10. *Зольников И.Д.* О стратиграфическом значении низких террас сузунской толщи Верхнего Приобья. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10. С. 7–17.
11. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В.* О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
12. *Зольников И.Д., Анойкин А.А., Постнов А.В., Выборнов А.В., Филатов Е.А., Васильев А.В., Пархомчук Е.В.* Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений неоплейстоцена Нижнего Приобья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10. С. 18–27.
13. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.
14. *Зольников, И.Д., Деев Е.В., Цыбанков А.А., Славинский В.С., Постнов А.В., Чупина Д.А.* К вопросу о молодости аллювиальных комплексов Ангары по материалам работ в зоне затопления Богучанской ГЭС // Археология, этнография и антропология Евразии. 2013. № 4 (56). С. 38–49.
15. *Панычев В.А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. 103 с.
16. *Парначев С.В.* Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
17. Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988): Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Автор-составитель С.А. Архипов. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с.
18. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
19. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Позднеледниковые палеорусла рек Западной Сибири // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2008. № 2. С. 67–75.
20. *Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R., Komatsu G.* Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence // Quaternary International. 2023. P. 1–21.

GEOLOGICAL MARKERS OF THE UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS IN MAIN RIVER VALLEYS OF WESTERN SIBERIA

I. D. Zolnikov[a,#]

[a]*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev December 11, 2022

During the second half of the 20th century by the end of the first quarter of the 21st century the problem of differentiation and correlation of the main rivers of Western Siberia (primarily the Ob and Yenisey) valleys sediments was intensively discussed. Traditionally, the regional Quaternary history of the river valleys was considered as the "terrace flight" paradigm. According to it in the Neogene-Quaternary time alluvial terraces formed by sequentially from the older upper to the younger lower ones. It was considered that terrace formed by neotectonics, paleoclimate dynamics changed the fullness of the rivers, advance of the sea and dereliction influenced on base of erosion and blocking river valley by northern glaciers. As a result, in outside glacier zone appeared barrier basins and periglacial alluvium. However, on the official maps of the Quaternary deposits the heights, age and even the number of terraces differ significantly. Nowadays a lot of data are contrary to theory about flight consistently carved cycloclimatic terraces and periglacial alluvium facies replacing the ice-dammed northern lakes in the south of Western Siberia. In the article it was performed the updated concept of the sedimental structure of the Upper Neopleistocene in the main valleys of the region and taking into account data on glacier outburst floods from intermountain area to the plain. Its intensive erosional and accumulative activity has so far been underestimated.

Keywords: Western Siberia, main valleys, alluvium, outburst floods, Ob, Yenisey

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 53–59

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.71/.72

ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ИЗОТОПНОЙ АНОМАЛИИ УГЛЕРОДА ЖУИНСКОЙ СЕРИИ (СОБЫТИЕ ШУРАМ-ВОНОКА) В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ВЕНДА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2023 г. Д. В. Рудько[1,*], С. В. Рудько[2], А. В. Шацилло[3], И. В. Латышева[2], А. В. Колесников[2], И. В. Федюкин[3], член корреспондент РАН Б. Г. Покровский[2]

Поступило 17.03.2023 г.
После доработки 31.07.2023 г.
Принято к публикации 31.07.2023 г.

Проведено циклостратиграфическое изучение Жуинской серии (никольская и ченчинская свиты) и торгинской свиты позднего докембрия на юге Сибирской платформы для определения длительности запечатленной в них С-изотопной аномалии. Сходство отношений длин периодов циклических составляющих вариаций магнитной восприимчивости в одновозрастных отложениях удаленных разрезов никольской и торгинской свит указывает на связь выявленной цикличности с изменениями условий осадконакопления в масштабе палеобассейна. Согласно полученной астрохронологической модели, длительность формирования изученных интервалов никольской (57 м) и ченчинской свит (147 м) составила 850 и 2500 тыс. лет соответственно. На основании экстраполяции полученных данных длительность С-изотопной аномалии жуинской серии в опорном разрезе венда на Уринском поднятии составила около 10 млн лет, что согласуется с большинством существующих ограничений на длительность Шурамской аномалии и ее стратиграфических аналогов.

Ключевые слова: астрохронология, Сибирская платформа, магнитная восприимчивость, Шурамская аномалия изотопного состава углерода, жуинская серия, эдиакарий

DOI: 10.31857/S2686739723600492, **EDN:** KYUMCZ

Уточнение длительности геологических процессов с помощью астрохронологической калибровки является одной из наиболее активно развивающихся областей геологии [1]. В первую очередь эти исследования коснулись относительно молодых периодов геологической истории, поскольку надежность астрохронологической модели (астрономическое решение параметров орбиты и вращения Земли и их вариации в прошлом) понижается вглубь времен и требует верификации независимыми методами высокоточного датирования. Однако интерес к определению длительности уникальных событий геологической истории привел к тому, что астрохронология шагнула и в докембрий. В частности, сейчас ведется работа по определению длительности наиболее масштабной из известных в истории Земли отрицательной С-изотопной аномалии, произошедшей в венде и называемой Шурамской аномалией (ША) или событием Шурам-Вонока. Определение длительности ША, с одной стороны, является одним из ключевых вопросов периодизации и стратиграфической корреляции венда (эдиакария), с другой – играет важную роль в дискуссии о ее природе [2]. Надежность астрохронологической оценки длительности ША, в отсутствие высокоточных радиометрических и биостратиграфических данных, зависит от сходимости результатов, полученных для удаленных разрезов.

Астрохронологическая калибровка ША проводилась на основе измерения климатозависи-

[1]*The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel*
[2]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[3]*Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: dvrudko@gmail.com*

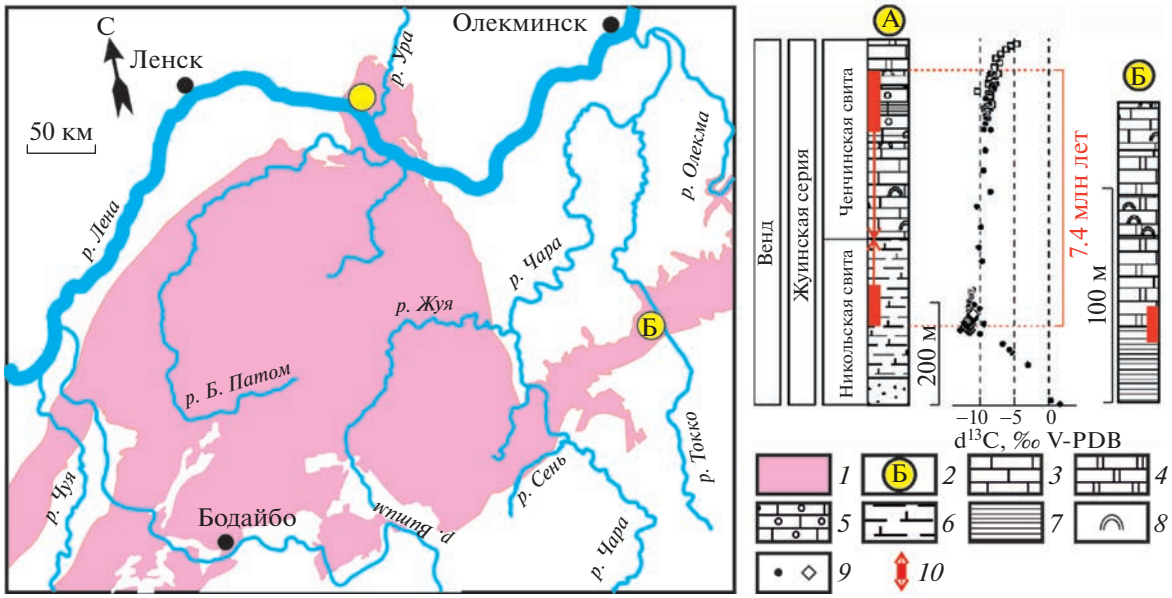

Рис. 1. Схема района работ, С-изотопная аномалия жуинской серии и изученные стратиграфические интервалы никольской, ченчинской и торгинской свит. *1* – зона распространения рифей-вендских осадочных пород Патомского бассейна; *2* – места изученных разрезов (А – жуинской серии, Б – торгинской свиты); *3* – известняки; *4* – доломиты; *5* – оолитовые известняки; *6* – мергели; *7* – аргиллиты; *8* – строматолиты; *9* – результаты измерений $\delta^{13}C$: кружки – разрез Жуинской серии на УП, ромбы – разрез Торгинской свиты на р. Токко, квадраты – литературные данные [20]; *10* – положение интервалов, опробованных на циклостратиграфию и область экстраполяции результатов расчета скоростей осадконакопления.

мых параметров химического и минерального состава пород по кернам скважин (Китай, Оман) [3, 4] и по фрагментам интервалов с ША в естественных обнажениях (Китай, США, Австралия) [5–7]. В настоящей работе предпринята попытка оценить длительность отрицательной аномалии изотопов С жуинской серии в опорном разрезе венда на Уринском поднятии (юг Средней Сибири) (рис. 1), сопоставляемой с ША [8, 9]. Также как другие отрицательные С-изотопные аномалии в породах позднего докембрия, отождествляемые с ША, аномалия жуинской серии занимает положение между положительной С-изотопной аномалией раннего венда и отложениями кембрия, а также имеет характерный асимметричный профиль: значения $\delta^{13}C$ относительно быстро (на небольшой мощности) понижаются от –5 до –12‰ и “медленно” повышаются до –8‰, а вслед за этим вновь “быстро” возрастают до –4‰ (рис. 1). Околонулевые положительные значения $\delta^{13}C$ получены из основания жуинской серии (куллекинский горизонт). Финальная часть отрицательного экскурса $\delta^{13}C$ поглощена стратиграфическим несогласием, ограничивающим жуинскую серию сверху [9]. Жуинская серия на УП характеризуется карбонатными породами прекрасной сохранности [8] и превосходит по мощности (до 900 м) все другие известные интервалы с ША [2].

Для получения астрохронологической оценки длительности С-изотопной аномалии жуинской серии проведено изучение разреза, вскрытого в скале Хопыч на левом берегу р. Лены близ д. Тинная (Олекминский район, Якутия). В дополнение к этому изучен фрагмент торгинской свиты на р. Токко, являющейся стратиграфическим аналогом жуинской серии на западном склоне Алданского щита [10]. Отложения жуинской серии и торгинской свиты относятся к удаленным друг от друга более чем на 250 км шельфовой и эпиконтинентальной структурно-фациальным зонам в пределах единого Патомского палеобассейна на южной окраине Сибирской платформы [11]. В качестве прокси для циклостратиграфического анализа измерялась магнитная восприимчивость (МВ) пород.

В разрезе скалы Хопыч жуинская серия имеет мощность около 750 м и разделяется снизу вверх на согласно залегающие никольскую и ченчинскую свиты. Никольская свита представлена в основании плохо обнаженной пачкой песчаников и алевролитов куллекинского горизонта (50 м), которые вверх по разрезу сменяются красноцветными мергелями (270 м). Отложения ченчинской свиты представлены в нижней части строматолитовыми известняками (190 м), а в верхней – циклличным переслаиванием тонкослоистых алевритистых мергелей и ооидно-строматолитовых известняков (140 м), составляющих в паре типичный цикл обмеления карбонатов [12]. Са-

мая верхняя часть ченчинской свиты (около 60 м) в этом разрезе отсутствует.

МВ пород сначала определялась с шагом 40 см портативным каппаметром КТ-5 непосредственно в обнажении. Таким образом, был изучен верхний обнаженный интервал ченчинской свиты мощностью 150 м. Надежность полевых измерений МВ была дополнительно протестирована лабораторными измерениями образцов, отобранных с шагом в 20 см из самой верхней части (25 м) интервала, изученного полевым каппаметром. Значимые вариации МВ в строматолитовых известняках в нижней части ченчинской свиты и в мергелях никольской свиты выявить полевым каппаметром не удалось. В связи с этим для лабораторного изучения вариаций МВ были опробованы отложения никольской свиты с шагом не более 20 см в интервале 169–226 м от основания свиты. Для увязки циклостратиграфических данных с кривой $\delta^{13}C$ жуинской серии изотопный состав С был изучен на всем обнаженном интервале скалы Хопыч с шагом не более 40 м и более детально на интервалах циклостратиграфического опробования (рис. 1).

Торгинская свита западного склона Алданского щита относится к "платформенной" структурно-фациальной зоне на периферии Патомского палеобассейна [10]. Мощность торгинской свиты составляет лишь около 140 м [13]. Нижняя ее часть (40 м) представлена аргиллитами и мергелями, а верхняя – переслаиванием доломитов и известняков. В обнажении по правому берегу р. Токко, в 10 км ниже устья р. Торго для лабораторного измерения МВ с шагом 7 см опробован 12-метровый фрагмент нижней части торгинской свиты. От основания циклостратиграфического опробования с шагом 1 м на интервале 40 м собраны образцы для изучения изотопного состава С.

Лабораторные измерения МВ проводились в ИФЗ РАН на оборудовании Kappabridge MFK1-FA ("AGICO", Чехия). Изотопный состав С измерялся в ГИН РАН аналогично [14]. Воспроизводимость определения $\delta^{13}C$ в стандартах составила не более $\pm 0.1‰$. Значения указаны относительно стандарта V-PDB. Спектральный анализ проводился по методу multitaper [15] в программном обеспечении Acycle v2.4 [16] в строгом соответствии с [17].

Опробованные интервалы никольской и торгинской свит соответствуют экстремуму аномалии $\delta^{13}C$ и являются одновозрастными на основании С-хемостратиграфической корреляции. Спектральный анализ кривых вариаций МВ в интервалах разрезов никольской и торгинской свит выявил статистически отличные от красного шума (95%-ный уровень доверительной вероятности) пики функции спектральной плотности мощности на частотах 0.43; 1.35; 1.95; 2.63; 2.81; 3.47; 3.65; 3.96; 4.97 циклов/м для торгинской и 0.05; 0.09; 0.58; 0.96; 1.47; 1.49; 1.98 циклов/м для никольской свиты. Отношения периодов, соответствующих этим частотам, составляют 1/3.13/4.51/6.09/6.52/8.03/8.45/9.16/11.51 для торгинской и 0.56/1/6.6/10.96/16.8/17.04/22.68 для никольской свиты (рис. 2 д, е) соответственно. Согласно [18], циклы Миланковича в терминальном докембрии имели продолжительность 405 и 100 тыс. лет (эксцентриситет), 31.9 ± 4.3 тыс. лет (наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики), 20.3 ± 1.7; 19.3 ± 1.6; 16.7 ± 1.2; 16.8 ± 1.2 тыс. лет (прецессия оси вращения Земли), с отношением периодов 0.25/1/3.13/4.93/5.18/5.95/5.99. Таким образом, сигнал, записанный в вариациях МВ торгинской и никольской свит, содержит циклические составляющие с отношениями периодов, совпадающих с таковыми для циклов Миланковича в терминальном докембрии. Исходя из того, что вариации МВ для торгинской и никольской свит содержат сигнал, связанный с орбитальными циклами эксцентриситета (100 тыс. лет) и прецессии (16–20 тыс. лет) возможно выполнить "настройку сигнала", позволяющую избавиться от потерь мощности спектра, связанных с неравномерностью седиментации [17] и перейти из пространства мощностей к пространству времени. Для этого кривые МВ подвергались Фурье-фильтрации на частотах предполагаемого эксцентриситета. Отфильтрованный сигнал был использован для построения временной модели, а кривые МВ откалиброваны согласно временным моделям. Спектры "настроенных" сигналов МВ изученных интервалов торгинской и никольской свит обладают еще большим сходством, как между собой, так и с циклами Миланковича, проявляя в сравнении с ненастроенным спектром дополнительные статистически значимые пики на частотах, соответствующих периоду наклона оси вращения Земли (31.9 ± 4.3 тыс. лет). В спектрах мощности настроенных сигналов МВ торгинской и никольской свит достоверно выявляются пики на длинах периодов 100, 31, 21, 19 и 16 тыс. лет (рис. 2 з, и). Сходство отношений доминирующих частот в спектрах вариаций МВ одновозрастных отложений никольской и торгинской свит указывает на связь выявленной цикличности МВ с изменениями обстановки осадконакопления в масштабе всего Патомского палеобассейна.

Согласно полученной временной модели, 57 м мергелей изученного интервала никольской свиты накопилось за 850 тыс. лет, а имеющая близкий литологический состав вышележащая толща никольской свиты (94 м) в разрезе скалы Хопыч, на основании экстраполяции этих данных заключает около 1400 тыс. лет.

Изученный фрагмент ченчинской свиты соответствует верхней части интервала медленного восстановления значений $\delta^{13}C$ (от –9.4 до –7.9‰)

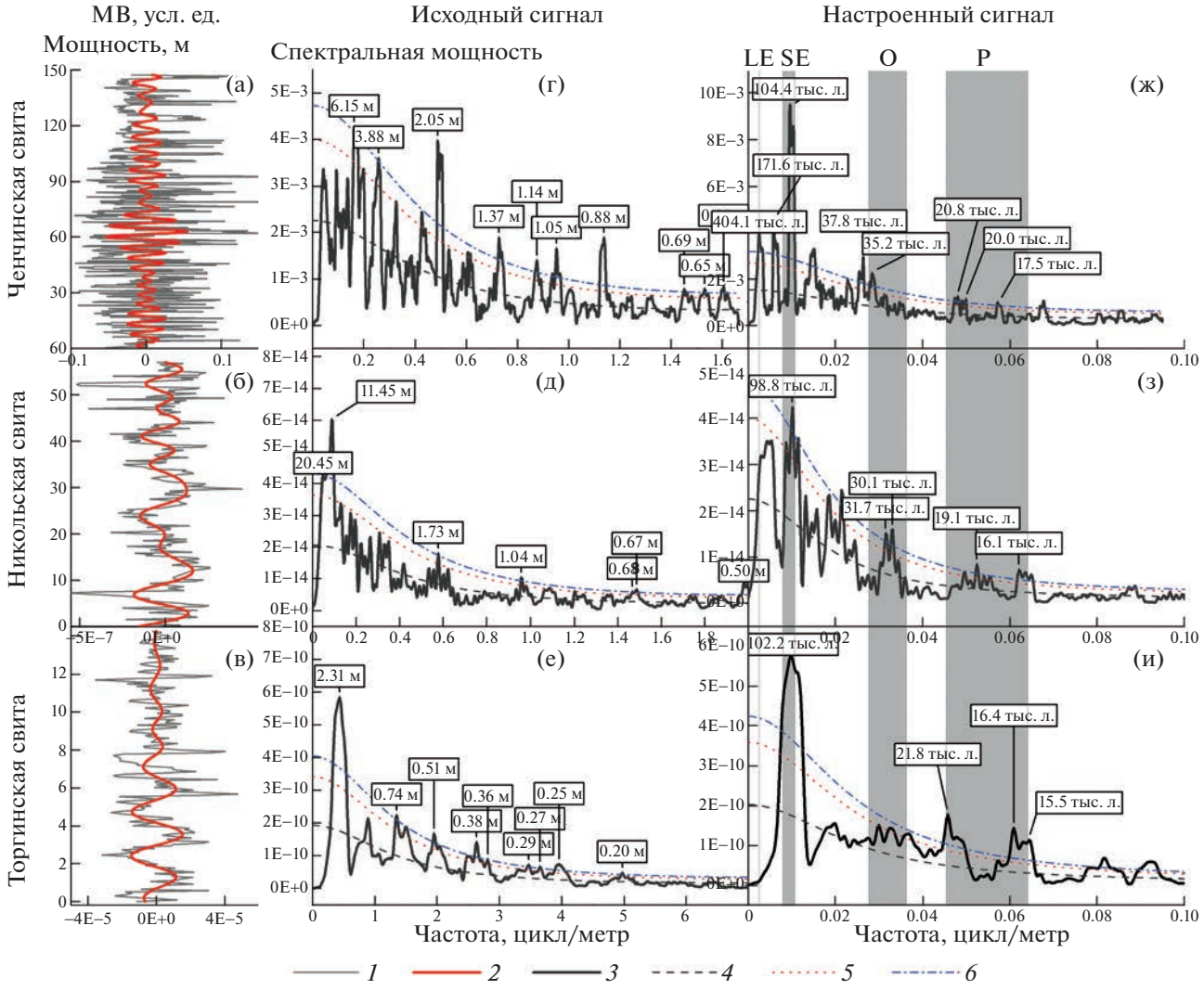

Рис. 2. Вариации МВ (а–в) в жуинской серии и их спектры мощности (г–и). *1* – вариации МВ (после детрендинга); *2* – вариации МВ после применения Фурье-фильтра на частотах предполагаемого короткого эксцентриситета; *3* – спектр красного шума (устойчивая оценка); *4, 5*–90% и 95% уровни доверительной вероятности отличия сигнала от красного шума. Серые области – диапазоны частот, соответствующих периодам циклов Миланковича. LE, SE – длинный и короткий эксцентриситет, O, P – наклон и прецессия оси вращения Земли.

на профиле С-изотопной аномалии жуинской серии (рис. 1). Данные лабораторных и полевых измерений МВ в верхней части ченчинской свиты совпадают, что позволяет использовать полевые измерения для спектрального анализа (рис. S1). Циклостратиграфический анализ вариаций МВ в изученном интервале ченчинской свиты также выявил статистически отличные от шума периоды с отношениями длин 1/1.58/3/4.48/5.38/5.85/6.99/8.92/9.41/9.87, схожими с отношением длин периодов циклов Миланковича. На спектре настроенного относительно предполагаемого эксцентриситета сигнала, помимо основных пиков, соответствующих периодам 100 тыс. лет (короткий эксцентриситет) и 17–20 тыс. лет (прецессия), также проявились пики на частотах, соответствующих периодам 404 и 171 тыс. лет. Период 404 тыс. лет соответствует долгим циклам эксцентриситета земной орбиты, а период 171 тыс. лет – модуляции амплитуды циклов изменения угла наклона оси вращения Земли, связанная с наклоном плоскости Земной орбиты [1]. Скорость накопления мощной карбонатной толщи ченчинской свиты в соответствии с выбранной временной моделью составила 5–7 см/тыс. лет, что согласуется со скоростями, установленными для мезозойских и палеозойских карбонатных платформ (4–6 см/тыс. лет) [12]. Еще одной особенностью интерпретированной орбитальной цикличности является соответствие карбонатных циклов обмеления ченчинской свиты (рис. 3) наиболее интенсивному пику на спектре мощно-

Рис. 3. Циклы обмеления карбонатов верхней части ченчинской свиты разреза жуинской серии скалы Хопыч.

сти ненастроенного сигнала с периодом в 2 м (35 тыс. лет). Среди прочих орбитальных циклов именно наклон оси вращения Земли наиболее явно модулирует уровень моря в кайнозое [1], что подкрепляет правомерность выбранной временной модели.

Длительность формирования изученного интервала ченчинской свиты мощностью 147 м определена в 2.5 млн лет. При этом сигнал, отфильтрованный на частотах, соответствующих эксцентриситету (100 тыс. лет), демонстрирует постепенное увеличение длины периодов на фоне уменьшения доли мергелей и увеличения доли известняков. Таким образом, установлено увеличение скорости осадконакопления от 5 см/тыс. лет в нижней части изученного интервала до 7 см/тыс. лет в его верхней части, где возрастает вклад известняков. На этом основании мы принимаем, что скорость накопления неопробованной строматолитовой пачки ченчинской свиты составляла 7 см/тыс. лет, а заключенный в ней интервал времени составил 2.6 млн лет. Вся ченчинская свита в изученном разрезе скалы Хопыч накапливалась около 5.2 млн лет.

Приведенные выше оценки скорости формирования отложений жуинской серии позволяют оценить длительность интервала медленного восстановления отрицательной аномалии жуинской серии от ее экстремума (–12‰) до начала быстрого восстановления значений $\delta^{13}C$ в верхней части ченчинской свиты (7.9‰) (рис. 1), составляющего 74% от всего объема аномалии жуинской серии, в 7.4 млн лет. Длительность всей жуинской серии и заключенной в ней С-изотопной аномалии, включая интервалы “быстрого” обеднения и обогащения отложений ^{13}C в начале и в конце жуинского времени, можно оценить лишь очень приблизительно в 10 млн лет (табл. S1), предположив, что скорость накопления отложений с отличной от исследованных интервалов литологией не менялась радикально. Эта приблизительная оценка согласуется с оценкой, основанной на скорости изменения изотопного состава Sr в жуинской серии (≥10 млн лет) [8] и с текущими геохронологическими ограничениями для события Шурам-Вонока, зажатого между 574.0 ± 4.7 и 567.3 ± 3 млн лет [19]. Длительность ША в большинстве регионов оценивалась циклостратиграфическим методом на весь стратиграфический объем отрицательно экскурса $\delta^{13}C$, т.е. от и до совпадения значений $\delta^{13}C$ со стандартом PDB. Однако момент пересечения нулевого значения относительно стандарта, как и амплитуда экскурса $\delta^{13}C$, варьируют в различных разрезах в пределах 2–3‰, в связи с локальными факторами формирования пород. В этой связи более правильно сравнивать длительности фрагментов С-изотопной аномалии между точкой ее экстремума и началом быстрого восстановления значений $\delta^{13}C$, т.е. опираться не на абсолютные значения, а на траекторию аномалии. Длительность соответствующего интервала медленного восстановления значений $\delta^{13}C$ в Омане составляет 5.2 ± 0.2, в Китае 5.5 ± 0.2, против нашей оценки в Сибири в 7.2 ± 0.2 млн лет. Текущие циклостратиграфические оценки полной длительности ША в разрезах, резко различающихся по мощности и обстановке формирования, также имеют расхождения: Оман 7.7 ± 0.2 млн лет; Южная Австралия 8 ± 0.5 млн лет; Долина Смерти США, 8.2 ± 1.2 млн лет; Южный Китай 6.1 ± 0.2 млн лет; 9.1 ± 1 млн лет; ~20 млн лет [3, 5–7]. Различия астрохронологических оценок длительности ША в 10–30% могут объясняться множеством факторов: ошибками при экстраполяции данных на всю мощность стратиграфических подразделений [5–7]; возможным наличием крупных перерывов, поглощающих долгопериодные орбитальные циклы в конденсированных разрезах [4], отмеченной выше погрешностью хемостратиграфической кор-

реляции отложений в различных бассейнах. Вместе с тем сходимость циклостратиграфических результатов в первом приближении между собой и с геохронологическими ограничениями (6–10 млн лет) является аргументом в пользу синхронности крупнейших отрицательных С-изотопных аномалий позднего докембрия на разных континентах и подтверждает корреляцию аномалии жуинской серии с событием Шурам-Вонока. Модели баланса углеродного цикла во время Шурамской аномалии должны исходить из ее длительности в первые миллионы лет, нежели десятки миллионов лет [2].

Поскольку жуинская серия занимает промежуточное положение между вендскими нефтематеринскими породами дальнетайгинской серии и нефтеупорными соленосными толщами кембрия на юге Сибирской платформы, полученные временные ограничения могут быть использованы для бассейнового моделирования и уточнения запасов углеводородов Предпатомского прогиба.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования соответствуют программам госзадания ГИН РАН (С.В. Рудько, Б.Г. Покровский, А.В. Колесников) и ИФЗ РАН (Д.В. Рудько А.В. Шацилло, И.В. Федюкин). Петромагнитные измерения выполнялись на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Дополнительная информация для этой статьи доступна по https://doi.org/10.31857/S2686739723600492 для авторизованных пользователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Laskar J.* Astrochronology // Geol. Time Scale. 2020. Elsevier, 2020. С. 139–158.
2. *Le Guerroué E.* Duration and synchroneity of the largest negative carbon isotope excursion on Earth: The Shuram/Wonoka anomaly // Comptes Rendus – Geosci. No longer published by Elsevier, 2010. V. 342. № 3. P. 204–214.
3. *Gong Z., Li M.* Astrochronology of the Ediacaran Shuram carbon isotope excursion, Oman // Earth Planet. Sci. Lett. Elsevier B.V., 2020. V. 547. № July. P. 116462.
4. *Li H., et al.* Astrochronologic calibration of the Shuram carbon isotope excursion with new data from South China // Glob. Planet. Change. Elsevier, 2022. V. 209. P. 103749.
5. *Gong Z., Kodama K.P., Li Y.X.* Rock magnetic cyclostratigraphy of the Doushantuo Formation, South China and its implications for the duration of the Shuram carbon isotope excursion // Precambrian Res. Elsevier B.V., 2017. V. 289. P. 62–74.
6. *Minguez D., Kodama K.P.* Rock magnetic chronostratigraphy of the Shuram carbon isotope excursion: Wonoka Formation, Australia // Geology. GeoScienceWorld, 2017. V. 45. № 6. P. 567–570.
7. *Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W.* Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchroneity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA // Precambrian Res. Elsevier B.V., 2015. V. 266. P. 395–408.
8. *Melezhik V.A., et al.* Constraints on 87Sr/86Sr of late Ediacaran seawater: Insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. № 1. P. 183–191.
9. *Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
10. *Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А.* Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
11. *Shatsillo A.V., et al.* C and O Isotope Composition of the Neoproterozoic Pre-, Syn-, and Postglacial Carbonates: Evidence from the Longdor Uplift and Western Slope of the Aldan Shield, Southern Siberian Platform // Lithol. Miner. Resour. Pleiades Publishing, 2023. V. 58. № 2. P. 122–142.
12. *Tucker M.E., Wright V.P., Dickson J.A.D.* Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 1990. 482 p.
13. *Колосов П.Н.* О возрасте торгинской свиты неопротерозоя юга Березовской впадины (юг Сибирской платформы) // Наука и образование. 2015. № 2. С. 41–45.
14. *Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. Т. 2015. № 2. С. 159–186.
15. *Thomson D.J.* Spectrum Estimation and Harmonic Analysis // Proc. IEEE. 1982. V. 70. № 9. P. 1055–1096.
16. *Li M., Hinnov L., Kump L.* Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education // Comput. Geosci. Pergamon, 2019. V. 127. P. 12–22.
17. *Kodama K.P., Hinnov L.A. Rock Magnetic Cyclostratigraphy* // Rock Magnetic Cyclostratigraphy. Wiley Blackwell, 2014. V. 9781118561. P. 1–165.
18. *Waltham D.* Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy // J. Sediment. Res. GeoScienceWorld, 2015. V. 85. № 8. P. 990–998.
19. *Rooney A.D., et al.* Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. National Academy of Sciences, 2020. V. 117. № 29. P. 16824–16830.
20. *Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: Implications for a global stratigraphy // J. Geol. Soc. London. 1998. V. 155. № 6. P. 957–973.

CYCLOSTRATIGRAPHIC ESTIMATE OF THE DURATION OF THE NEGATIVE $\delta^{13}C$ ANOMALY OF THE ZHUA GROUP (SHURAM-WONOKA EVENT) IN THE VENDIAN REFERENCE SECTION IN SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM

D. V. Rudko[a,#], S. V. Rudko[b], A. V. Shatsillo [c], I. V. Latysheva[b], A. V. Kolesnikov[b], I. V. Fedyukin[c], and Corresponding Member of the RAS B. G. Pokrovsky[b]

[a] *The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel*
[b] *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[c] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#] *E-mail: dvrudko@gmail.com*

A cyclostratigraphic study of the Late Precambrian Zhuya Group (Nikolskoye and Chencha Formations) and Torgo formation in the south of the Siberian Platform was carried out to determine the duration of the C-isotope anomaly imprinted in them. The similarity of the ratios of the period lengths of the cyclic components of the magnetic susceptibility in the coeval deposits of the remote sections of the Nikol'skoye and Torgo Fms. indicates the connection between the revealed cyclicity and the basin-scale environment changes. According to the obtained astrochronological model, the duration of the formation of the studied intervals of the Nikol'skoye (57 m) and Chencha (147 m) formations was 850 and 2500 ky, respectively. Extrapolation of the data obtained shows that the duration of the C-isotope anomaly of the Zhuya Group in the Vendian reference section of the on the Ura uplift was about 10 My, which is consistent with most estimates of the Shuram anomaly's duration and its stratigraphic analogues.

Keywords: astrochronology, Siberian Platform, magnetic susceptibility, Shuram carbon isotope anomaly, Zhuya Group, Ediacaran

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 60–65

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК (553.43 + 549.281) : 622.765

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФЛОТАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОЙ РУДЫ (МАЛМЫЖСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

© 2023 г. Член-корреспондент РАН И. Ю. Рассказов[1], М. А. Гурман[1,*], Л. И. Щербак[1]

Поступило 08.06.2023 г.
После доработки 12.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

Вещественный состав, структурно-текстурные особенности золото-медно-порфировой руды отражают условия рудоообразования и имеют определяющее значение для прогнозирования технологических свойств руды и повышения комплексности использования минерального сырья. Представлена последовательность рудоообразования с выделением трех стадий: грейзеновой, сульфидной (продуктивной) и взрывных микрозон в пределах изученного интервала рудного тела. Выявлены особенности рудных и рудообразующих минералов, определяющие их флотационное поведение и свойства, влияющие на флотационную активность. Установлен комплексный состав исследуемой руды.

Ключевые слова: золото-медно-порфировая руда, халькопирит, золото, рудообразование, флотационные свойства минералов

DOI: 10.31857/S2686739723601266, **EDN:** LGLGDX

На территории Хабаровского края расположено крупнейшее в России Малмыжское месторождение золото-медно-порфировых руд, также известны рудопроявления перспективные на Au и Cu. [1, 2] (рис. 1). Детальное изучение руд Cu-порфирового типа будет способствовать расширению сырьевой базы меди, развитие которой связано с созданием эффективных технологий их переработки [3]. В ряде обзорных работ освещены вопросы временного образования и минералого-петрографические особенности магматических пород, состава, структуры и текстуры руд, зональности рудовмещающих метасоматитов медно-порфировых месторождений [4–7]. Понимание процессов формирования месторождений расширяет возможности прогноза и поиска новых рудных участков [8]. Важнейшие особенности минералов химический состав, структура и текстура, характер срастания определяются их генезисом. Эти свойства обусловливают активность минералов по отношению к флотационным реагентам и их поведение при флотации [9–13], которая является основным процессом обогащения руд Au–Cu-порфирового типа.

В качестве объекта исследования представлена технологическая проба весом 17 кг, отобранная из рудного интервала 343–351 м уч. Свобода Малмыжского Au–Cu-порфирового месторождения, составленная из керна скважины № ААМ-218, удаленной на 600 м к северо-востоку от восточной границы рудного поля. Петрографическое, минералогическое и минераграфическое изучение руды и продуктов обогащения выполнено с применением оптической и электронной микроскопии (стереомикроскоп Stemi 2000C, поляризационный микроскоп Amager 2m, растровый электронный микроскоп JEOL JCM-6000PLUS и VEGA TESCAN), с использованием атомно-абсорбционного (спектрофотометры АА6200, АА7000, “Shimadzu”), фотоколориметрического (спектрофотометр UV-VIS Spectrophotometer UV2600), титриметрического и гравиметрического анализа.

Исследуемая проба первичной золото-медно-порфировой руды характеризуется следующим химическим составом, %: Cu 0.4–0.41, Au 0.39–0.41 г/т, серебро 1–1.2 г/т, $Fe_{общ}$ 4.5, S 1.9–2.1; SiO_2 74.2; TiO_2 0.47; Al_2O_3 15.15; MgO 1.12; CaO 1.14; Na_2O 0.53; K_2O 0.8; W 0.08; Mn 0.04; V 0.013; Zn 0.008; Co 0.008; Cr 0.003; Ni 0.0025; Mo 0.0018; Pb 0.0016; Sn 0.0003; Bi 0.0001 [14]. Рудовмещающие породы представлены кварцевыми, альбит-кварцевыми и альбит-хлорит-кварцевыми метасоматитами. Содержание сульфидов в руде не превышает 5%, в т.ч. халькопирита – 1.3–1.5%, пирита –

[1]*Хабаровский Федеральный исследовательский центр Дальневосточного отделения Российской академии наук, Хабаровск, Россия*

*****E-mail: mgurman@yandex.ru*

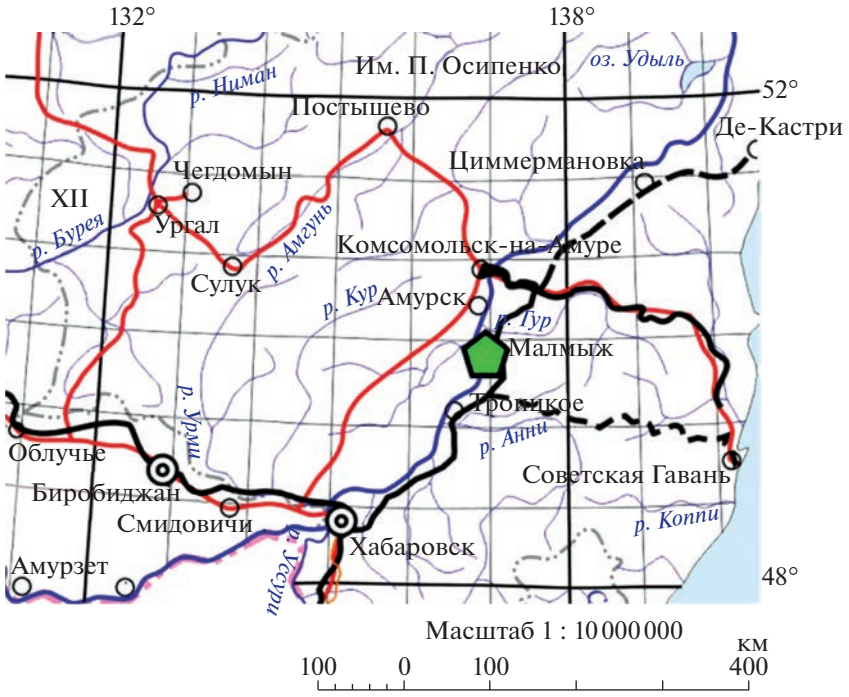

Рис. 1. Географическое положение Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения.

2.8–3%. Халькопирит является основным носителем меди, присутствует в двух генерациях. Халькопирит I – в виде тонкой и агрегатной вкрапленности (0.002–0.5 мм) в метасоматитах. Микровключения Au, минералов Pb, Mo, Bi, Te, Se, выявленные в халькопирите I, характерны и для руды других участков Малмыжского месторождения [15]. Мелкокристаллический халькопирит II (0.1–0.5 мм) наблюдается в белом гранулированном кварце. Халькопирит образует тесное срастание с пиритом, отмечаются включения и вкрапления халькопирита в пирите. Пирит – количественно преобладающий рудный минерал представлен двумя генерациями: в виде тонкокристаллической и агрегатной вкрапленности (0.1–1.5 мм) – пирит I и пентагондодекаэдрические, кубические кристаллы (0.05–1 мм) – пирит II. Включения халькопирита, магнетита, молибденита (мас. %: W 51, Ca 10.9, Fe 3.6, S 2.1, O 7.2, C 25.2), галенита, шеелита (мас. %: Mo 44.3, S 35.4, Fe 0.8, C 19.5) выявлены в пирите I. Магнетит (~1.5% в руде) образует гнездовидные обособления, прожилки тонкозернистых плотных мас.(0.2–1.5 мм мощностью), наблюдается в срастании с пиритом и халькопиритом. Магнетит содержит примесь Cr (0.2–1.7 мас. %), Ni (0.8–1.1 мас. %), Ti (0.4–1.9 мас. %), Mn (до 1.2 мас. %), V (0.15–0.3 мас. %), Cu (до 0.5 мас. %) (VEGA “TESCAN”). В микросростках магнетита выявлены: Pt, Os, циркон, пироп, кианит (рис. 2).

Неравномерность распределения, чрезвычайно низкие концентрации золота и серебра в руде осложняют их изучение. Поэтому для диагностирования благородных металлов требуется предварительная концентрация исходной руды после ее тонкого измельчения. Методами SEM золото выявлено во флотационных концентратах как в свободном виде (5–40 мкм), так и в ассоциации с сульфидами, преимущественно с халькопиритом: в срастаниях и включениях в халькопирите (1–20 мкм), на границе срастания зерен халькопирита и пирита (2.5–5 мкм) (рис. 3).

Свободное золото представлено: пластинчатыми частицами, по форме приближенными к кубу или октаэдру; ромбоэдрическими, редко кубическими микрокристаллами, образующими микросростки; зернами неправильной комковатой формы. Серебро присутствует как постоянная примесь в золоте (до 35 мас. %); клаусталите (1.5–16 мас. %), котунните (3–4 мас. %), в галените (1.5–2.5 мас. %), включенных в сульфиды; в виде аргентита; включений в магнетите (самородное серебро). В концентратах, по результатам SEM, диагностированы Pd и Cd в минеральной форме в виде включений в халькопирите I и In как примесь в халькопирите I и пирите I (1.6–1.9 мас. %). Элементный состав спектров (мас. %): Pd 17.9, Te 55.9, Bi 1.5, Cu 3.7, Fe 5.4, S 4.1, Si 1.8, Al 1.3, Mg 0.5, O 7.9 (котульскит), Cd 60.6, Zn 11.5, Cu 2, Fe 2.2, S 15.5, Na 0.3, Al 0.1, Si 0.3, O 3.1, C 4.4 (гринокит). Определены интерметаллиды, в составе которых Fe, Cr, Ni, Mn, Cu, Mo, Al; интерметаллид (мас. %): Be 99.18, Mo 0.82; включения Rb, бромеллита и бериллия в шеелите (мас. %):

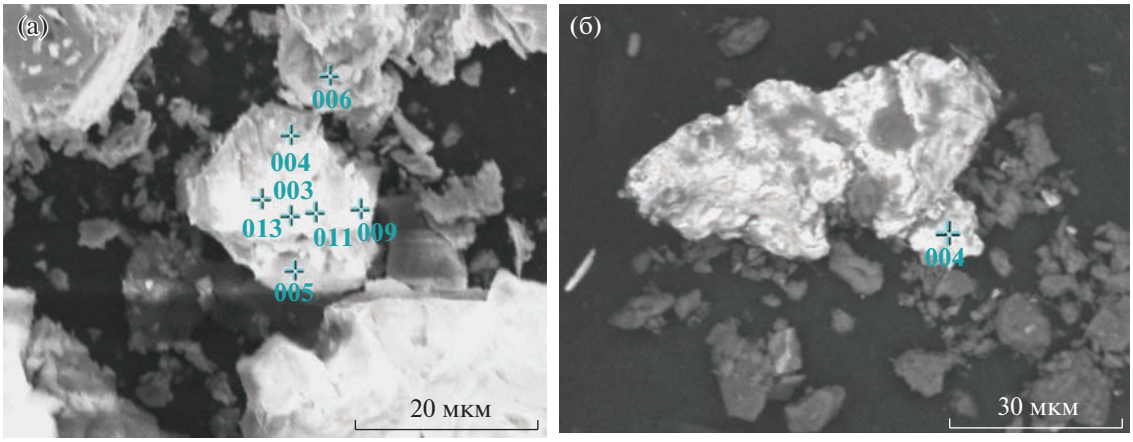

Рис. 2. Микросростки магнетита: а – кварц с магнетитом: Pt и циркон – спектр 003 (мас. %): Pt 7, Zr 25.1, Si 12.7, O 55.2 и спектр 013 (мас. %)**:** Pt 27.3, P 15.2, Si 14.1, O 43.4; пироп и железистый пироп – спектр 009 (мас. %): Mg 10.6, Al 14.5, Si 12.6, O 62.3 и спектр 011 (мас. %)**:** Mg 6.1, Fe 14.8, Al 8.5, Si 7.8, O 62.8; кианит – спектр 005 (мас. %): Al 16.6, Si 24.2, O 59.2; б – магнетитовая друза: магнетит II с микропрожилками кианита – спектр 004 (мас. %)**:** Os 0.2, Fe 65, Cr 16.8, Ni 5.5, Mn 2, Ca 0.5, K 0.2, Mg 0.2, Al 2.2, Si 1.9, O 5.5 (JEOL JCM-6000PLUS).

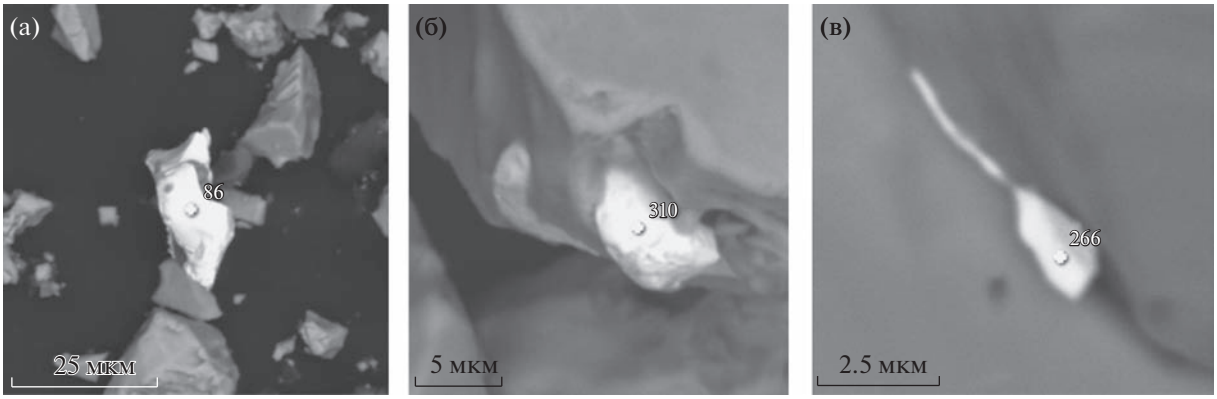

Рис. 3. Формы нахождения золота: а – свободные зерна (30 мкм), спектр 86 (мас. %): Au 70.6, Ag 20.8, Cu 0.7, Fe 0.6, C 0.4, O 0.9; б – включения в халькопирите (15 мкм), спектр 310 (мас. %): Au 61.9, Ag 32.6, Cu 3, Fe 2.5; в – включения на границе срастания зерен халькопирита (2.5–5 мкм), спектр 266 (мас. %): Au 62, Ag 18.5, Cu 0.8, Fe 6, S 7.7.

(Be 85.8, Ca 1.5, W 10.3, O 1.4, Cu 0.3, Fe 0.1, S 0.1) и кварце. Клаусталит, тетрадимит, теллуровисмутит, селенсодержащий цумоит ((мас. %): Bi 59.9, Te 14.5, Se 1.6, Br 0.8, Cu 0.8, Fe 0.3, S 2.3, Si 0.9, O 8.8, C10.2) выявлены в виде включений в халькопирите I и пирите I. Разнообразие селенидов и теллуридов, установленных в различных Au–Cu-порфировых системах, свидетельствует об их важном генетическом значении [16]. Во взрывных зонах микротрещиноватости и микробрекчирования по кварцу при повышении давления образуется коэсит с необычными оплавленными, трубчатыми, воронковидными формами. В халькопирите и пирите происходят не менее динамичные изменения, в частности, развальцевание, разлистование, закручивание, заполнение трещин пиропом (рис. 4), цементирование обломков халькопирита кианитом, что может усложнять разделение сульфидов железа и меди.

Структура руды неравномернозернистая, тонко- и микрозернистая, пойкилитовая, взаимных границ, эвтектоидная (распада твердого раствора), последняя характерна для смесей халькопирита I и пирита I, кубанита и пирита I. В смеси кубанит-пирит распад твердого раствора фиксируется по изменению химического состава в пределах одного зерна – скрытомозаичная структура, указывающая на одновременную кристаллизацию халькопирита и пирита, пирита и кубанита, что определяет близость их флотационных свойств. Наличие пластинчатых, микро-слоистых форм халькопирита [14] свидетельствует об изменениях физико-химического состояния рудного расплава в процессе рудоотложения. Струк-

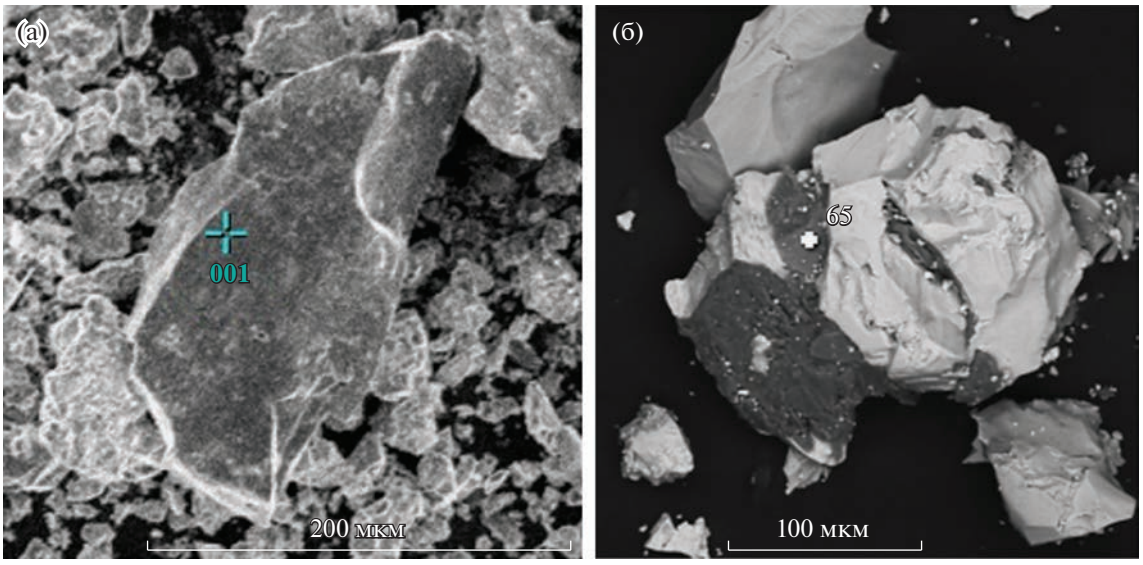

Рис. 4. Изменения пирита и халькопирита в микровзрывных зонах: а – развальцованный кристалл пирита, спектр 001 (мас. %): Fe 40.8, S 59.2; б – трещины в халькопирите, залеченные железистым пиропом, спектр 65 (мас. %): Mg 8.6, Al 12.1, Si 12, Mn 0.5, Cu 0.9, Fe 17, S 0.6, O 48.3

тура взаимных границ указывает на одновременную кристаллизацию в гипогенных условиях.

В изученном интервале рудного тела наблюдается следующая последовательность рудообразования: грейзеновая, сульфидная (продуктивная) и взрывных микрозон. Грейзеновая характеризуется высокотемпературными процессами с проявлением ассоциаций: Be–Rb–Al–F–Si и Fe–Cr–Ni–Mn–V; сульфидная: Mo–W–Bi–Pb–Te–Se–Cd–Zn–In–Au–Ag–Fe–Cu; взрывных микрозон: Pt–Zr–Mg–Al–Fe–Si–Ca–C–N–Cl–I–F. Последовательное выделение сульфидов при охлаждении расплава позволяет судить об относительных изменениях температуры и давления при минералообразовании, что помогает объяснить различия во флотационных свойствах минералов в связи с условиями их генезиса.

Следует отметить, что продуктивная рудная стадия на Малмыжском месторождении формировалась в длительном временном интервале. В постсульфидный этап в связи с активизацией глубинного разлома образовались взрывные микрозоны трещиноватости, которые фиксируются в халькопирите I, пирите I и кварце по изменению физических свойств, а также привносу микропорций высокотемпературных флюидов, отложенных в виде платины, магнетита, циркона, пиропа и кианита. Выполнение микротрещин в халькопирите и пирите пиропом и кианитом, скопление в кианите обломков халькопирита, в халькопирите обломков галенита, галеновисмутита, висмутина и др. связано с повторными разрывными процессами и внутрирудным углеродным метасоматозом. С микрозонами взрывной трещиноватости усматривается прямая связь алмазоносности.

Выявленные особенности рудных минералов золото-медно-порфировой руды позволяют прогнозировать технологические свойства руды, определить факторы, затрудняющие флотационное обогащение, и понять причины технологических потерь. Наличие меди в сульфидной форме в виде халькопирита и отсутствие окисленной меди следует считать благоприятными факторами флотации. При этом сложный характер вкрапленности предусматривает стадиальность флотационного обогащения. Варьирование размеров вкраплений халькопирита от 2 до 100 мкм будет существенно влиять на результаты флотации, поскольку тонкие частицы обладают пониженной флотируемостью, снижается вероятность их извлечения в концентрат.

Тесное срастание халькопирита и пирита предполагает тонкое измельчение для раскрытия минеральных зерен, при этом разделение слоистых срастаний при измельчении весьма затруднительно. Наличие пойкилитовых структур сильнее всего затрудняет флотационное разделение минералов, т.к. требуется очень тонкое измельчение, при этом может оставаться большое количество мелких “невысвобожденных” зерен. Сложные срастания сульфидов меди и железа с магнетитом также могут являться причиной потерь халькопирита и пирита в коллективном цикле флотации. Мозаичная структура кристаллов является одним из примеров объемной и поверхностной неоднородности минерала [11], которая может приводить к неравномерному покрытию

минеральной поверхности реагентами, что будет оказывать существенное влияние на результаты флотации. Количественное преобладание пирита над халькопиритом в руде и более крупная размерность пирита затрудняют селективность их флотационного разделения.

Халькопирит и пирит I и II генераций могут проявлять различную флотационную активность. Наличие примесей оказывает существенное влияние на флотационные свойства минералов, например, примеси меди (0.7–7%) в пирите [14] осложняют его депрессию при разделении сульфидов меди и железа. При этом включения минералов Bi, Te, Se, Cd и примесь In значительно повышают ценность халькопирита и предъявляют требования к его высокому извлечению. Установленные в пирите включения галенита (с примесью Ag) и магнетита (с примесью Cr, Mn, Ti, V, Ni); срастания пирита с золотоносным халькопиритом, молибденитом, шеелитом предполагают концентрацию и переработку пиритового продукта.

Золото-медно-порфировые руды являются важным источником получения благородных металлов [3, 5, 6]. Флотируемость золота зависит от его величины и формы, состава минеральных зерен или кристаллов, состояния их поверхности и деформации в процессе измельчения, характера ассоциации золота с рудными минералами [12]. Формы нахождения Au в руде будут определять условия его извлечения [9]. Поскольку идентифицированное золото представлено свободными зернами и в виде срастаний и включений в халькопирите, извлечение Au во флотационный концентрат будет определяться извлечением золотосодержащего халькопирита и свободного золота, вскрытого измельчением. Тонкие частицы свободного золота могут являться причиной потерь со шламами. Покрытия и налеты сульфидов и гидроокислов железа, алюмосиликатов на поверхности золота затрудняют его флотацию [14]. Срастания золотосодержащего халькопирита с пиритом, присутствие золота на границе срастания халькопирита и пирита или в интерстициях этих минералов (рис. 3) могут являться причиной снижения извлечения золота (и меди) в медные концентраты.

Выявленный в составе руды магнетит с примесями Pt, Os, Cr, Ni, Ti, Mn, V, Cu представляет резерв для повышения комплексности использования перерабатываемой руды.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность за оказанное содействие и участие в выполнении электронно-микроскопических исследований Н.В. Бердникову, Н.С. Коноваловой, В.О. Крутиковой.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ХФИЦ ДВО РАН № 122042900003-1. Исследования выполнялись с использованием ресурсов Центра коллективного пользования научным оборудованием “Центр обработки и хранения научных данных Дальневосточного отделения Российской академии наук”, финансируемого Российской Федерацией в лице Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 075-15-2021-663.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Колесников А.Г.* Малмыж – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65–69.
2. *Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Киселев Е.А., Шатов В.В., Змиевский Ю.П., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А.* U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
3. *Алтушкин И.А, Левин В.В., Сизиков А.В., Король Ю.А.* Опыт освоения месторождений медно-порфирового типа на Урале // Записки горного института. 2017. Т. 228. С. 641–648.
4. *Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатьев Е.К., Коваленко С.В., Семенова Д.В.* Альб-сеноманский гранитоидный магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 298–302.
5. *Sinclair W.D.* Porphyry deposits // Geological Association of Canada // Mineral Dep. Division. Spec. publ. 2007. V. 5. P. 223–243.
6. *Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. № 1. P. 3–41.
7. *Крюков В.Г.* Геолого-структурные особенности медно-порфирового оруденения Малмыжского рудного узла (Хабаровский край) // Региональные проблемы. 2022. Т. 25. № 3. С. 69–71.
8. *Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Бланди Д.* Сравнение одно- и двустадийной моделей формирования медно-порфировых месторождений // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2017. № 4. С. 31–38.
9. *Александрова Т.Н., Гурман М.А., Кондратьев С.А.* Проблемы извлечения золота из упорных руд Дальневосточного региона России и некоторые пути их решения // ФТПРПИ. 2011. № 5. С. 124–135.
10. *Чантурия В.А., Шадрунова И.В.* Технология обогащения медных и медно-цинковых руд Урала. М.: Наука, 2016. 386 с.
11. *Глембоцкий В.А., Дмитриева Г.М.* Влияние генезиса минералов на их флотационные свойства. М.: Наука, 1965. 112 с.

12. *Абрамов А.А.* Флотационные методы обогащения. М.: МГГУ, Горная книга, Мир горной книги, 2008. 710 с.

13. *Гурман М.А., Щербак Л.И.* Флотация в схемах переработки упорных золотосодержащих руд // Горный журнал. 2018. № 10. С. 57–62.

14. *Gurman M.A., Shcherbak L.I.* Process Mineralogy of the Malmyzh Deposit // Journal of Mining Science. 2023. V. 59. № 1. P. 148–156.

15. *Буханова Д.С.* Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения, Хабаровский край / Автореф. дисс... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский. 2020. 25 с. URL: http://www.kscnet.ru

16. *Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А.* Au-Ag минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 319–345.

GENETIC FEATURES AND FLOTATION PROPERTIES OF THE PORPHYRY COPPER–GOLD ORE (MALMYZH DEPOSIT, KHABAROVSKY DISTRICT, RUSSIA)

Corresponded Member of the RAS I. Yu. Rasskazov[a], M. A. Gurman[a,#], and L. I. Shcherbak[a]

[a] *Mining Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: mgurman@yandex.ru*

The material composition, structural and textural features of porphyry-copper-gold ore reflect the conditions of ore formation and are of decisive importance for predicting the technological properties of ore and increasing the complexity of the use of mineral raw materials. The sequence of ore formation with three stages identified: greisen, sulfide (productive) and explosive microzones within the studied interval of the ore body is presented. Features of ore and rock-forming minerals that determine their flotation behavior and properties that hinder the selectivity of flotation were revealed. The complex composition of the studied ore was established.

Keywords: porphyry copper–gold ore, chalcopyrite, gold, ore formation, flotation properties of minerals

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 66–76

ГЕОХИМИЯ

УДК 550.93

Sr-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ ПАЛЕООКЕАНА 960 МЛН ЛЕТ НАЗАД (ПО ДАННЫМ ДЛЯ НИЖНЕТУНГУССКОЙ СВИТЫ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2023 г. Е. Ф. Летникова[1,2,*], А. А. Жданов[1], А. В. Иванов[1], член корреспондент РАН А. В. Маслов[1,3], А. Э. Изох[1], А. Ф. Летникова[4], Н. Г. Солошенко[5]

Поступило 10.05.2023 г.
После доработки 11.07.2023 г.
Принято к публикации 14.07.2023 г.

Изотопный состав Sr в карбонатных породах с возрастом 980–920 млн лет определен в единственном разрезе Мира – формации Huainan Северо-Китайской платформы, время накопления которой ограничено по данным U–Pb-датирования зерен обломочного циркона. Нами в верхней части нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия среди карбонатных отложений установлено присутствие измененных вулканитов и продуктов коры выветривания по ним – бедных бокситовых и шамозитовых руд. На основе изотопного U–Pb-датирования циркона возраст вулканитов составляет 963 млн лет. Для наименее измененных известняков верхней части нижнетунгусской свиты получены значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70532–0.70578, близкие к тем, что установлены в породах формации Huainan. Информация о геохронологическом возрасте изученных известняков дает возможность получить более корректные данные, что позволяет уточнить предложенную ранее конфигурацию кривой вариаций изотопного состава Sr в раннем неопротерозое. Нижнетунгусская свита выгодно отличается от формации Huainan тем, что является единственной корректно геохронологически обоснованной (по циркону из субсинхронных вулканитов) карбонатной последовательностью раннего неопротерозоя в Мире.

Ключевые слова: Сибирская платформа, вулканиты, ранний неопротерозой, хемостратиграфия, детритовые цирконы

DOI: 10.31857/S2686739723600960, **EDN:** KZTHJW

ВВЕДЕНИЕ

В настоящий момент в мировой практике отсутствуют изотопные данные для карбонатных пород раннего неопротерозоя с установленным геохронологическим возрастом этих отложений [1]. Для временного интервала 920–980 млн лет получены данные об изотопном составе Sr и C карбонатных пород в единственном разрезе, где ограничение времени накопления основано на данных о возрасте детритовых цирконов – это карбонатная последовательность формации Huainan Северо-Китайской платформы [2, 3].

Для Северной Евразии одним из типовых разрезов позднего мезопротерозоя и раннего неопротерозоя являются терригенно-карбонатные последовательности Туруханского поднятия северо-запада Сибирской платформы (рис. 1) [4]. Их накопление протекало в мелководных обстановках карбонатной платформы в отливно-приливной зоне [5]. В разрезе преобладают карбонатные отложения, среди терригенных пород выделяют кварцевые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, аргиллиты. Источниками обломочного материала для терригенных пород служили архейские и палеопротерозойские породы фундамента Сибирской платформы [6]. Возраст отложений Туруханского поднятия определен на основе Pb–Pb-датирования карбонатных пород сухотунгусской свиты, который составляет 1035 ± 60 млн лет [7]. Проявлений тектоно-магматической активности в этой части

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*
[3]*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[4]*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
[5]*Институт геологии и геохимии им А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия*
*****E-mail: efletnik@igm.nsc.ru*

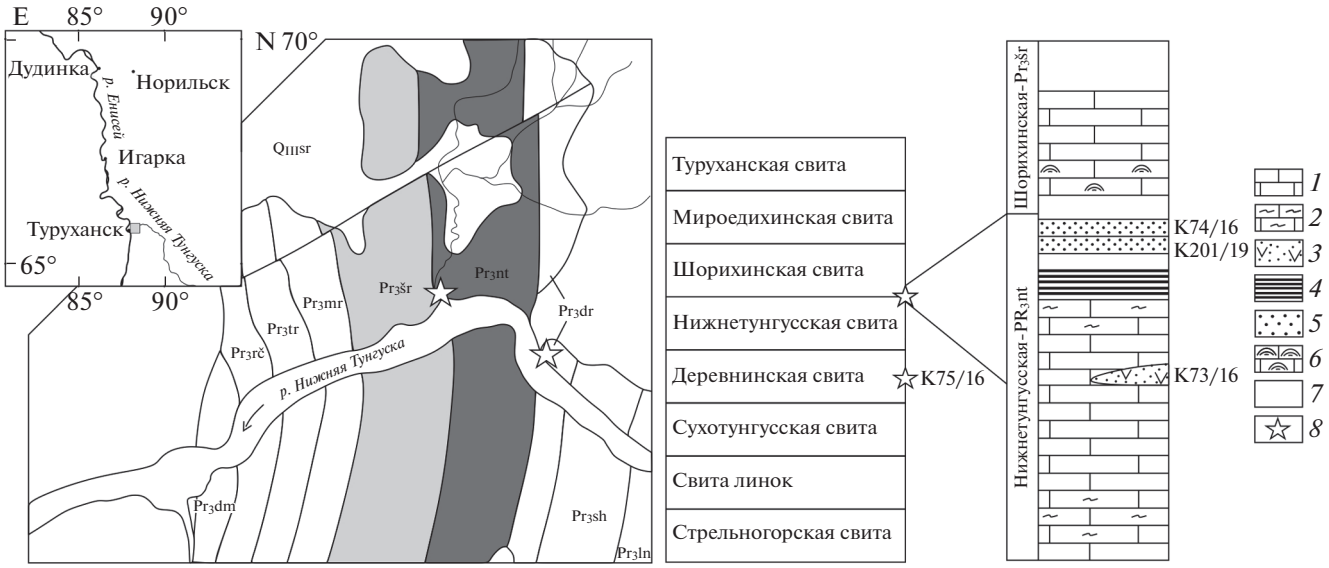

Рис. 1. Геологическая схема позднего докембрия Туруханского поднятия и фрагмент литологической колонки верхней части нижнетунгусской свиты и нижней части шорихинской свиты. *1* – известняк, *2* –глинистый известняк, *3* – трахит, *4* – бедные бокситовые руды, *5* – шамозиты, *6* – строматолитовые известняки, *7* – перерыв в наблюдениях, *8* – место отбора проб на U–Pb-датирование циркона. Свиты Туруханского поднятия: Pr$_3$ln – линок, Pr$_3$sh – сухотунгусская, Pr$_3$dr – деревнинская, Pr$_3$nt – нижнетунгусская, Pr$_3$šr – шорихинская, Pr$_3$mr – мироедихинская, Pr$_3$tr – туруханская, Pr$_3$dm – дурномысская; Q$_{III}$sr – четвертичные отложения.

платформы на границе мезо- и неопротерозоя ранее установлено не было.

Авторами данной статьи при полевых исследованиях в верхней части разреза карбонатных пород нижнетунгусской (буровой) свиты Туруханского поднятия установлено присутствие вулканических пород, бедных бокситовых и шамозитовых руд (рис. 1). Ранее бокситы принимались за аргиллиты, шамозиты – за глауконитовые песчаники [6]. Вулканиты в разрезе свиты выделены впервые.

Целью наших исследований стало решение обратной задачи Sr-хемостратиграфии – получение данных об изотопном составе Sr воды палеоокеана на основе изучения карбонатных пород, имеющих геохронологическое обоснование возраста по данным U–Pb-датирования циркона из синхронных с карбонатами вулканитов. Это позволило получить первые в мировой практике Sr-изотопные данные для карбонатных пород, возраст которых подтвержден геохронологическими исследованиями синхронных с их накоплением вулканитов на рубеже 960 млн лет.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НИЖНЕТУНГУССКОЙ СВИТЫ

В береговом обнажении правого борта р. Нижняя Тунгуска в районе Воронихина мыса в едином разрезе изучена верхняя 200-метровая последовательность отложений нижнетунгусской свиты и 10-метровая базальная часть вышележащей шорихинской свиты.

Карбонатные породы в верхней части нижнетунгусской и базальной части шорихинской свит представлены известняками (Mg/Ca от 0.003 до 0.039), доля алюмосиликокластики в которых варьирует от 1 до 30%. Наиболее обогащены ею карбонатные породы верхней части свиты, контактирующей с бокситами. Известняки тонкослоистые, тонкоплитчатые, реже массивные битуминозные. Ближе к кровле появляются тонкие прослои серо-зеленых глинистых известняков. Примерно в 60 м от кровли во врезе р. Нижняя Тунгуска (65°50′08.3″ с.ш., 88°12′30″ в.д.) среди известняков обнаружена линза темно-серых грубозернистых пород (10 м в длину и 0.2–0.7 м в ширину). При петрографических исследованиях, в том числе с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA3 TESCAN (СЭМ) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦПК МИИ СО РАН) установлено, что они представляют собой измененную вулканическую породу. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Основная масса имеет флюидальную текстуру и замещена железистым хлоритом. Среди акцессорных минералов преобладают циркон, рутил с высокими концентрациями V, монацит, флоренсит, фторапатит. Эта порода характеризуются повышенными содержаниями щелочей, MgO, TiO_2, Zr, Hf, Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 1). Несмотря на низкие содержания кремнезема, состав вкрапленников и флюидальная текстура основной массы, а также геохимические

характеристики позволяют отнести эту породу к вулканитам, а именно к кварцевым трахитам.

Выше по разрезу в бурых аргиллитах повсеместно прослеживаются овальные обособления буро-желтого цвета размером до 30 см по оси и до 15 см в поперечном сечении. Внешне их можно принять за конкреции, но они и вмещающие их аргиллиты имеют одинаковый состав и все вместе представляют собой бедные некондиционные бокситы (Al_2O_3 более 28%) с высокими концентрациями TiO_2, Cr, Zn, Zr, Hf, W, Th и РЗЭ (табл. 1).

Венчает разрез нижнетунгусской свиты горизонт черных мелкозернистых шамозитовых песчаников мощностью до 15 м. Для этих пород характерно высокое содержание железа (табл. 1). При петрографических исследованиях, в том числе с помощью СЭМ, определено, что основная масса представлена зелеными округлыми стяжениями шамозита, сидеритом, остроугольными неокатанными зернами кварца, реже встречается железистый хлорит. Среди акцессорных минералов в большом количестве присутствуют циркон, представленный неокатанными мелкими до крупных зернами, хромшпинелиды с сохранившимся кристаллографическим обликом кристаллов, рутил с повышенными концентрациями V, флоренсит. Глауконит в терригенных породах верхней части нижнетунгусской свиты отсутствует.

Геохимические характеристики трахитов, шамозитов и бокситов нижнетунгусской свиты имеют однотипный характер (рис. 2). Это позволяет считать, что рассматриваемые осадочные породы являются переотложенными продуктами площадной коры выветривания, в том числе и по изученным кварцевым трахитам. Представительность бокситов и шамозитовых отложений в разрезе предполагает широкое проявление трахитового вулканизма в пределах палеосборной площади осадочного бассейна, где происходило накопление пород нижнетунгусской свиты.

Таким образом, изучение силикатных и алюмосиликатных пород верхней части карбонатной последовательности нижнетунгусской свиты позволило выявить эпизод вулканизма, синхронного с накоплением отложений, и широкое проявление процессов химического выветривания на расположенной недалеко суше вплоть до образования бокситов и шамозитовых отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Для решения вопроса о времени проявления этих событий проведено U–Pb-датирование циркона из трахитов методом LA–ICP MS (ГИН СО РАН, Улан-Удэ). В результате установлено, что в вулканитах нижнетунгусской свиты присутствуют зерна циркона только одного временного интервала, конкордатные значения которых варьируют в диапазоне возрастов от 1.05 до 0.96 млрд лет. Конкордантный возраст зерен циркона наиболее молодой популяции – 963 ± 6 млн лет и принимается нами за возраст вулканического события (рис. 3).

При этом на основе U–Pb-датирования зерен циркона методом ICP–MS в ЦПК МИИ СО РАН для нижележащих кварцевых песчаников деревнинской свиты и венчающих разрез нижнетунгусской свиты шамозитовых песчаников получены палеопротерозойский, нео- и мезоархейский возрасты пород источников сноса (рис. 4). Следует отметить, что в песчаниках деревненской свиты основным источником сноса являлись неоархейские породы (2.5 млрд лет) без вклада палеопротерозойских источников поступления обломочного материала, являющихся доминантами среди поставщиков обломочного материала в докембрийские осадочные бассейны Сибирской платформы ([6] и др.). Таким образом, после вулканических событий 960 млн лет назад в Туруханский бассейн седиментации происходит смена источников сноса и основными среди них становятся породы мезоархейского (2.87 млрд лет) и палеопротерозойского (1.86 млрд лет) возраста. Присутствуют единичные зерна циркона с возрастом на рубеже 1 млрд лет, которые являются отголосками установленного нами вулканического события.

Приведенные данные позволяют считать, что накопление карбонатных отложений верхней части нижнетунгусской свиты происходило на рубеже 960 млн лет назад. Таким образом, изученные нами породы этой свиты в настоящее время представляют единственный в Мире корректно геохронологически обоснованный разрез раннего неопротерозоя, где установлено время накопления карбонатных отложений. Это дает шанс получить надежную информацию об изотопном составе Sr морской воды палеоокеана в самом начале неопротерозоя.

Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Для получения данных об изотопном составе Sr в воде палеоокеана 970–960 млн лет назад нами из 200-метровой верхней части нижнетунгусской свиты и 10-метровой базальной части шорихинской свиты по р. Нижняя Тунгуска через 1 м были отобраны пробы карбонатных пород. В результате петрографического и геохимического изучения установлено, что нижние 60 м этой карбонатной последовательности представлены доломитами, которые менее предпочтительны для целей Sr-хемостратиграфии, чем известняки, которыми сложена вышележащая часть разреза (табл. 2). Самая верхняя, 40-метровая часть разреза нижне-

Таблица 1. Химический состав вулканитов, бокситов, шамозитовых песчаников нижнетунгусской свиты и песчаников деревнинской свиты

	Вулканиты		Бокситы				Шамозитовые песчаники		п.дер
	К73/16	К196/19	К76/16	К322/19	К327/19	К328/19	К74/19	К198/19	К75/16
SiO_2	44.3	47.4	41.64	45.49	45.43	45.10	38.24	40.74	96.13
TiO_2	1.3	0.8	1.76	1.78	1.71	1.71	5.37	2.60	0.07
Al_2O_3	18.9	20.4	28.98	28.98	28.14	28.52	6.39	7.67	0.95
Fe_2O_3	13.9	11.8	11.9	9.48	10.36	10.26	32.09	34.78	1.95
MnO	0.1	0.1	0.07	0.09	0.13	0.12	0.46	0.32	0.8
MgO	5.2	4.1	0.65	0.67	0.77	0.97	1.87	2.13	<0.01
CaO	2.9	2.8	0.29	0.52	0.43	0.54	0.18	0.39	0.09
Na_2O	2.9	3.2	0.35	0.43	0.55	0.66	0.03	0.12	<0.10
K_2O	1.4	2.0	1.33	1.48	1.53	1.67	0.04	0.07	0.01
P_2O_5	0.1	0.1	0.08	0.17	0.07	0.13	0.06	0.13	0.19
Rb	40.0	55.0	69.4	65.0	66.0	78.0		2.1	
Sr	84.1	98.0	97.0	99.0	97.0	123.0		63.0	
Y	45.2	31.0	49.2	46.0	47.0	55.0		53.0	
Zr	544.0	392.0	296.3	338.0	333.0	329.0		165.1	
Nb	34.4	17.2	28.3	29.0	28.0	29.0		34.0	
Cs	1.0	1.0	7.08	4.9	4.1	5.6		0.21	
Ba	266.1	290.0	248.9	332.0	332.0	379.0		61.0	
La	86.9	58.0	68.7	73.0	75.0	75.0		44.0	
Ce	198.5	120.0	140.6	136.0	140.0	140.0		93.0	
Pr	22.9	15.2	15.9	16.2	16.5	17.7		10.6	
Nd	90.1	62.0	56.6	59.0	61.0	61.0		42.0	
Sm	18.7	12.5	11.1	10.1	10.8	12.0		9.0	
Eu	1.3	1.0	2.0	2.0	1.7	2.3		1.8	
Gd	14.9	10.7	9.2	8.8	8.7	10.4		9.3	
Tb	2.0	1.4	1.5	1.4	1.4	1.6		1.6	
Dy	10.2	6.7	8.7	7.8	8.3	9.4		9.8	
Ho	1.8	1.2	1.9	1.6	1.7	1.9		2.1	
Er	4.3	3.0	5.4	4.5	5.0	5.7		6.0	
Tm	0.5	0.4	0.8	0.7	0.8	0.9		1.0	
Yb	2.8	2.2	5.4	4.6	5.2	5.9		6.5	
Lu	0.4	0.3	0.8	0.7	0.8	0.9		1.0	
Hf	13.9	10.4	8.2	10.3	10.0	9.2		44.0	
Ta	2.1	1.2	2.0	2.1	1.9	1.7		2.2	
Th	40.4	29.0	22.0	24.0	24.0	25.0		24.0	
U	1.7	1.1	3.5	3.3	3.3	3.0		3.3	

п.дер. – песчаник деревнинской свиты. Петрогенные оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы в г/т.

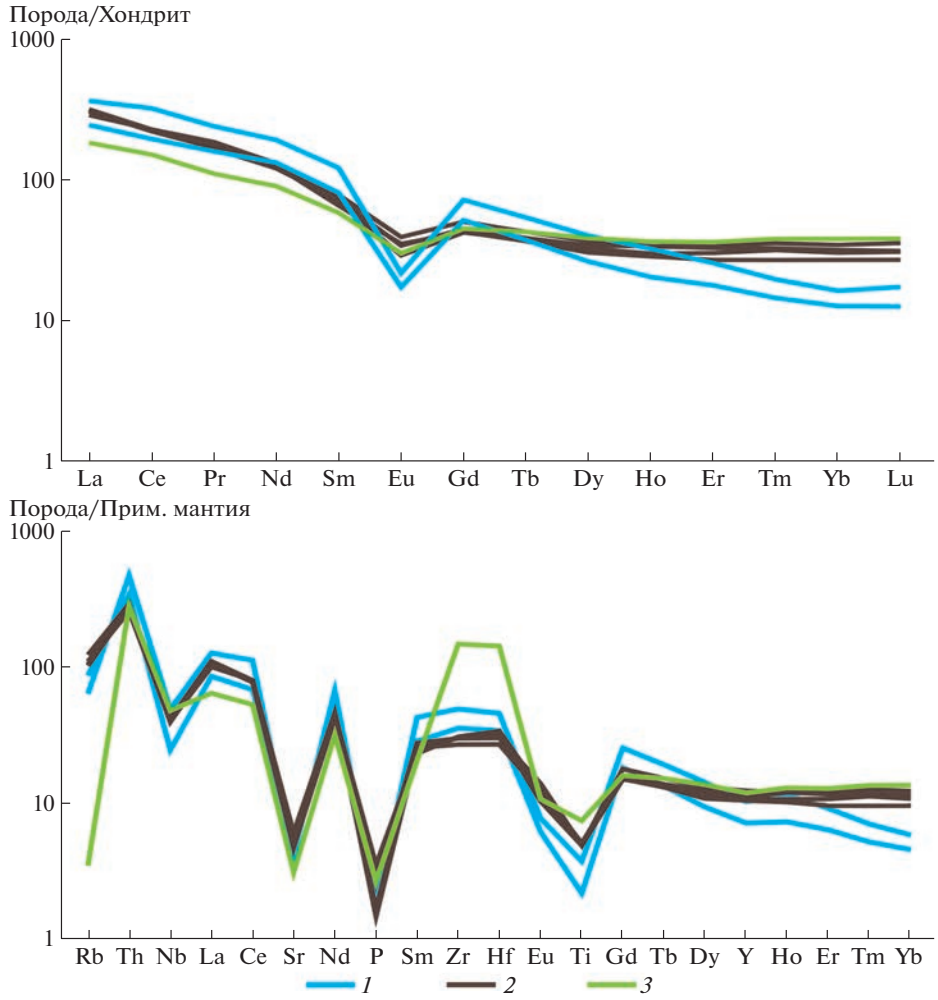

Рис. 2. Распределение содержаний редких и редкоземельных элементов в трахитах (*1*), бокситах (*2*) и шамозитах (*3*) нижнетунгусской свиты. Нормирование элементов относительно примитивной мантии и хондрита по [9].

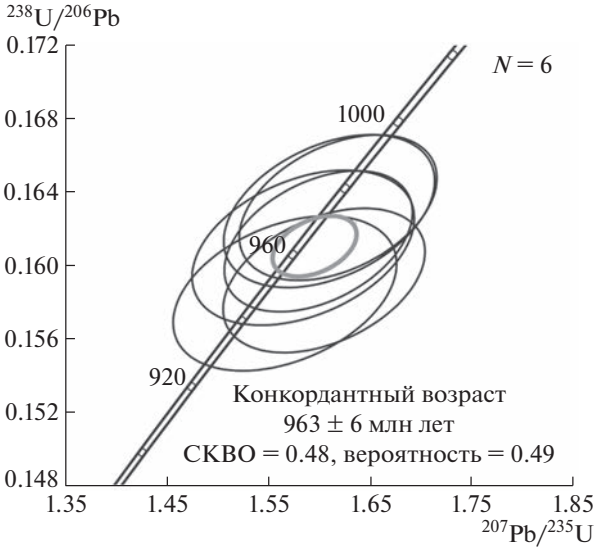

Рис. 3. Диаграмма с конкордией для наиболее молодой популяции циркона из трахита нижнетунгусской свиты.

тунгусской свиты на контакте с бокситами, сложена глинистыми известняками. Доломиты и глинистые известняки были исключены из исследований и данные о изотопном составе Sr получены для 100-метрового разреза известняков, включающего изученные трахиты, нижнетунгусской свиты (95 проб) и 8-метрового разреза нижней части шорихинской свиты (8 проб). Из них на основе петрографических и геохимических исследований отобрано 13 проб известняков с микритовой структурой, отсутствием вторичных прожилков, ожелезнения и минимальными значениями реперных отношений элементов, позволяющих предполагать наименьшие постседиментационные изменения в изучаемых породах (табл. 2).

Химическое разложение проб и определение содержания элементов в карбонатной вытяжке атомно-абсорбционным методом выполнены в ЦКП МИИ СО РАН. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ измерено на масс-спектрометре Triton Plus “Thermo Fisher” (Екатеринбург, ИГГ УрО

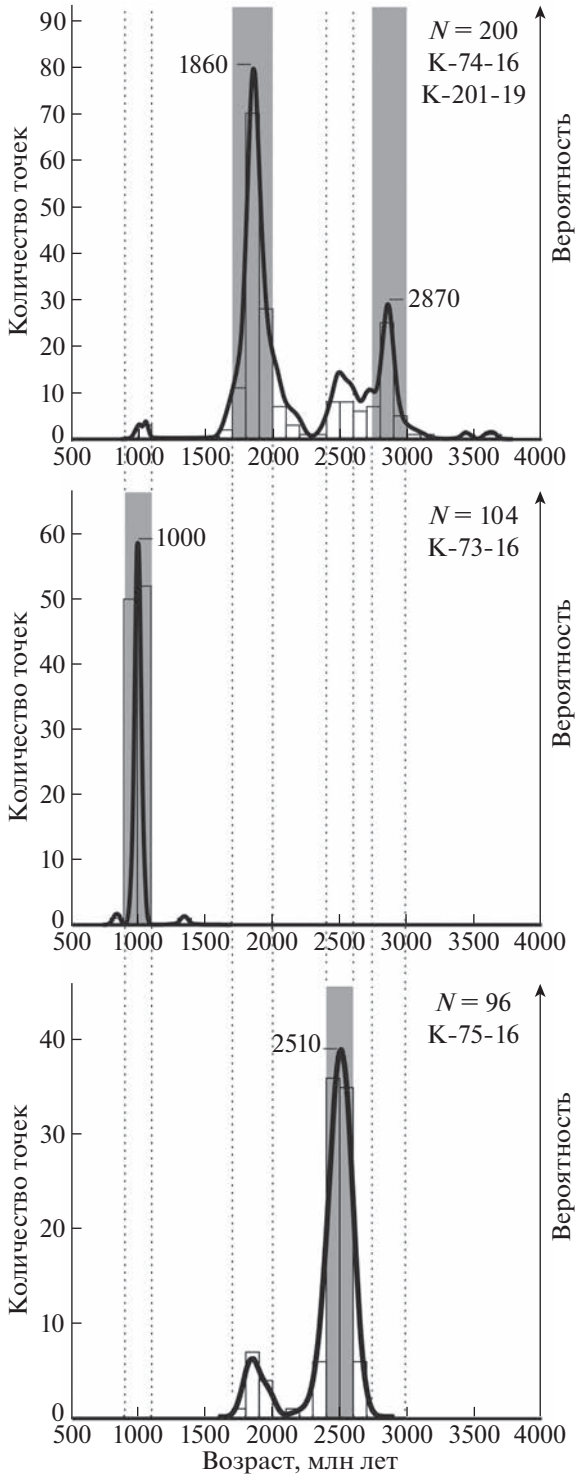

Рис. 4. Распределение возраста зерен циркона на гистограммах и кривых относительной вероятности для песчаников деревнинской свиты (обр. K75/16), трахита (обр. K73/16) и шамозитовых песчаников (обр. K74/16, K201/19) нижнетунгусской свиты.

РАН) с использованием изотопного стандарта SRM987. В результате установлено, что значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных породах верхней части нижнетунгусской свиты изменяются в интервале 0.70532–0.70573 и отвечают изотопному составу воды в палеоокеане 970–960 млн лет назад. Отмечены вариации этого отношения в разрезе нижнетунгусской свиты. Наблюдаются увеличение

Таблица 2. Химический и изотопный состав карбонатных вытяжек изученных карбонатных пород нижнетунгусской (обр. К100/19 – К187/19) и шорихинской (обр. К202/19 – К210/19) свит

Номер образца	Доля СП, %*	Содержание, г/т						Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ измеренное	$^{87}Sr/^{86}Sr$ первичное**
		Mn	Fe	Sr	Rb	Mg	Ca						
К100/19	22.33	4040	7530	254	–	2150	393000	29.653	15.909	0.005	–	–	–
К101/19	14.28	3640	4670	222	–	2100	424000	21.030	16.392	0.005	–	–	–
К109/19	26.15	4590	16000	257	–	5030	464000	62.209	17.846	0.011	–	–	–
К112/19	21.55	6210	12900	266	–	4260	399000	48.441	23.319	0.011	–	–	–
К 116/19	22.56	7770	12100	279	–	4320	393000	43.309	27.811	0.011	–	–	–
К 118/19	27.71	6660	8680	330	–	3560	383000	26.297	20.178	0.009	–	–	–
К 123/19	28.60	4960	16400	355	–	3870	394000	46.230	13.982	0.010	–	–	–
К 125/19	26.48	5110	10700	344	–	3900	416000	31.088	14.847	0.009	–	–	–
К 129/19	27.43	3080	11400	321	–	3790	383000	35.541	9.602	0.010	–	–	–
К 130/19	27.94	3340	9600	335	–	4070	378000	28.669	9.974	0.011	–	–	–
К 133/19	30.72	2970	14000	334	–	4530	390000	41.878	8.884	0.012	–	–	–
К 134/19	29.46	6390	6020	252	–	3750	400000	23.911	25.380	0.009	–	–	–
К 138/19	17.01	2440	7760	212	–	3300	375000	36.675	11.532	0.009	–	–	–
К 140/19	12.80	1350	3760	199	–	2630	393000	18.941	6.801	0.007	–	–	–
К 143/19	8.42	708	4100	252	0.36	3150	383000	16.244	2.805	0.008	0.00357	0.70578	0.70573
К 144/19	12.58	729	9030	272	–	4810	395000	33.249	2.686	0.012	–	–	–
К 146/19	11.79	698	4590	236	–	3010	397000	19.456	2.960	0.008	–	–	–
К 147/19	10.07	591	5330	236	–	3370	410000	22.602	2.506	0.008	–	–	–
К 148/19	7.21	523	4660	332	–	3760	393000	14.056	1.576	0.010	–	–	–
К 149/19	7.82	554	4630	387	0.41	3990	384000	11.977	1.433	0.010	0.00281	0.70564	0.70556
К 151/19	8.71	669	5370	321	–	3500	410000	16.715	2.083	0.009	–	–	–
К 154/19	11.67	607	3770	345	0.51	4060	396000	10.929	1.760	0.010	0.00389	0.70578	0.70573
К 155/19	11.79	750	3900	341	–	4200	406000	11.445	2.200	0.010	–	–	–

Таблица 2. Окончание

Номер образца	Доля СП, %*	Содержание, г/т						Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ измеренное	$^{87}Sr/^{86}Sr$ первичное**
		Mn	Fe	Sr	Rb	Mg	Ca						
K 156/19	8.90	667	4270	276	–	4130	396000	15.475	2.417	0.010	–	–	–
K 157/19	7.22	567	4000	264	–	4720	387000	15.167	2.149	0.012	–	–	–
K 159/19	11.54	478	4940	255	–	3810	386000	19.347	1.873	0.010	–	–	–
K 161/19	5.40	660	2040	192	0.29	2620	407000	10.653	3.448	0.006	0.00387	0.70578	0.70572
K 162/19	7.83	876	2700	228	–	5720	408000	11.824	3.837	0.014	–	–	–
K 163/19	6.08	900	3050	245	–	9900	389000	12.471	3.680	0.025	–	–	–
K 167/19	7.29	466	3810	262	–	22400	377000	14.555	1.779	0.059	–	–	–
K 168/19	4.35	329	2660	298	–	16000	407000	8.937	1.105	0.039	–	–	–
K 174/19	7.96	648	2830	519	–	10000	409000	5.451	1.249	0.024	–	–	–
K 175/19	6.02	173	1720	774	0.30	11500	364000	2.223	0.223	0.032	0.00118	0.70546	0.70544
K 176/19	2.38	143	987	936	0.16	8730	376000	1.054	0.153	0.023	0.00054	0.70544	0.70543
K 177/19	5.44	90.8	1490	626	0.27	6070	374000	2.381	0.145	0.016	0.00133	0.70542	0.70541
K 179/19	2.42	65.8	700	1230	0.13	5150	391000	0.569	0.053	0.013	0.00032	0.70539	0.70538
K 180/19	1.57	40.8	1230	925	0.14	4000	419000	1.330	0.044	0.010	0.00044	0.70532	0.70532
K 182/19	1.58	57.8	496	952	0.12	4580	403000	0.521	0.061	0.011	0.00036	0.70534	0.70533
K 187/19	5.26	295	1290	679	0.55	7590	393000	1.901	0.435	0.019	0.00253	0.70539	0.70536
K 202/19	85.23	108	245000	328	–	19000	55400	746.734	0.328	0.343	–	–	–
K 203/19	2.40	276	1130	132	0.17	7390	384000	8.592	2.098	0.019	0.00381	0.70587	0.70582
K 205/19	2.20	309	962	136	–	7890	419000	7.089	2.273	0.019	–	–	–
K 208/19	1.27	288	1160	130	–	12400	385000	8.955	2.226	0.032	–	–	–
K 209/19	1.92	370	1150	123	–	12300	382000	9.322	2.997	0.032	–	–	–
K 210/19	0.85	255	487	127	0.09	4030	400000	3.825	2.003	0.010	0.00201	0.70584	0.70581

* – доля некарбонатной составляющей. ** – первичный изотопный состав Sr рассчитан на возраст 960 млн лет. Прочерк – измерения не проводились.

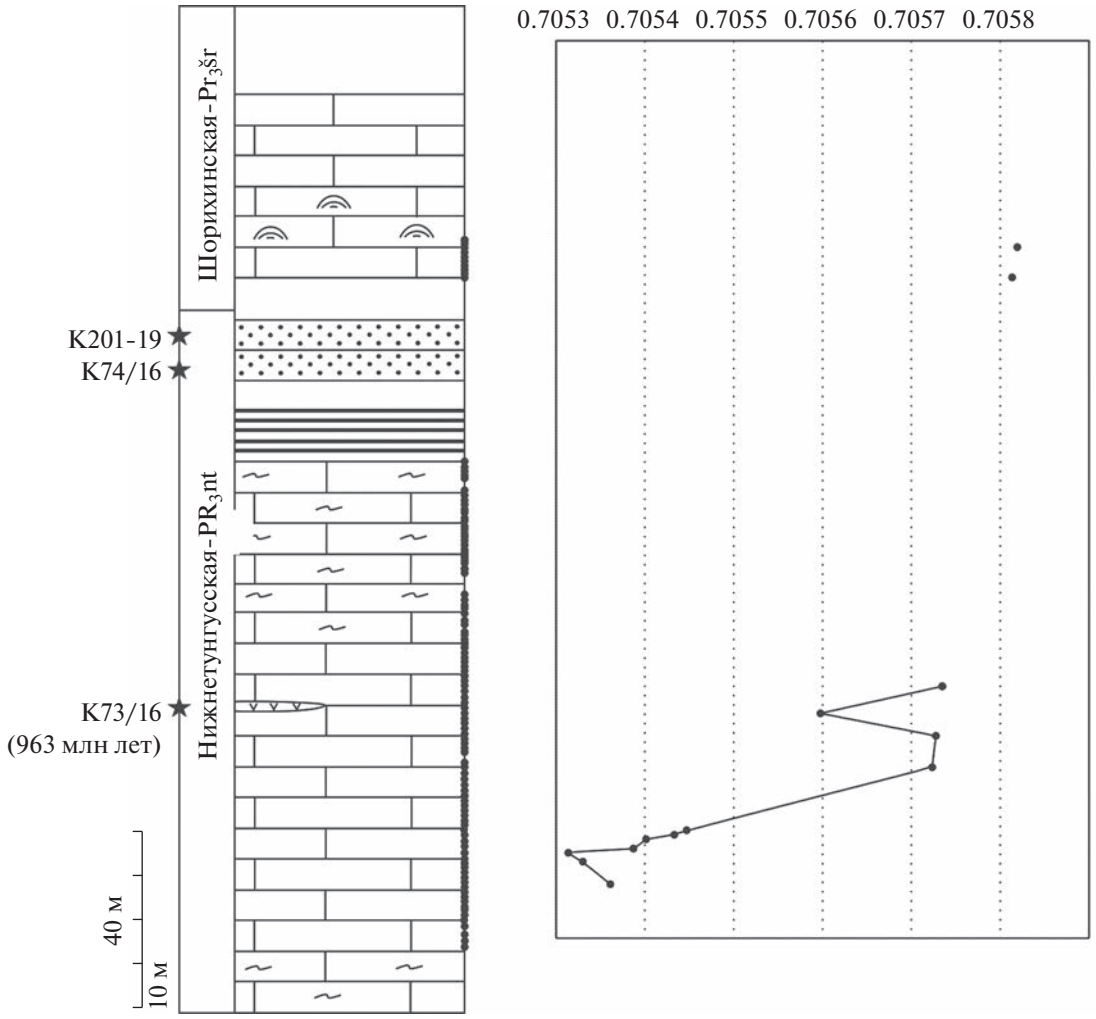

Рис. 5. Вариации изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных породах верхней части нижнетунгусской свиты. Условные обозначения см рис. 1. Черными точками в правой части литологической колонки показано местоположения отбора проб для проведения геохимических и изотопных исследований карбонатных пород.

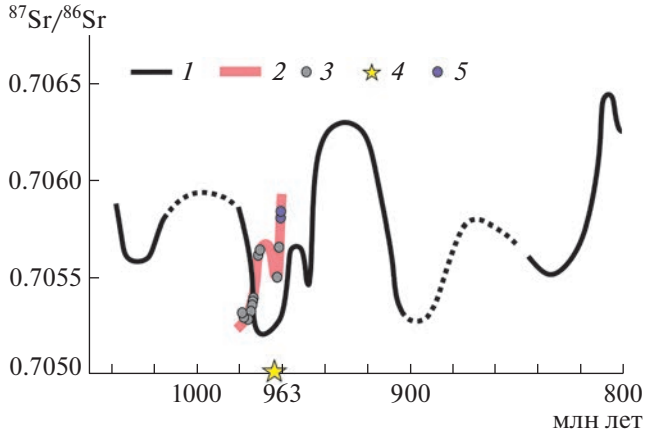

Рис. 6. Сопоставление данных Sr-хемостратиграфии для ранненеопротерозойских карбонатных пород. *1* – кривая вариаций изотопного состава Sr в воде ранненеопротерозойского океана [2, 3], *2* – фрагмент уточненной кривой вариаций состава Sr в воде ран-неопротерозойского океана на основе данных, полученных в данной работе, *3* – значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных породах верхней части нижнетунгусской свиты, *4* – возраст вулканитов, синхронных с накоплением карбонатных отложений нижнетунгусской свиты, *5* – значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных отложениях основания шорихинской свиты.

вверх по разрезу значений этого отношения с 0.70532 до 0.70573 и его снижение в горизонте, контактирующем с трахитами до 0.70559 и вновь подъема значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0.70573 в вышележащих известняках этой свиты (рис. 5). В базальных известняках шорихинской свиты отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ увеличивается до 0.70581–0.70582 (табл. 2, рис. 5).

Полученные изотопные характеристики совпадают с таковыми для карбонатных пород формации Huainan Северо-Китайской платформы [3], возраст которых определен на основе данных U–Pb-датирования зерен детритового циркона из подстилающих и перекрывающих песчаников. Наши исследования вносят коррективы в полученные ранее китайскими коллегами данные в виде смещения кривой вариаций изотопного состава Sr на 10 млн лет древнее. Таким образом, в настоящее время для двух удаленных разрезов Мира получены сопоставимые данные об изотопном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде палеоокеана в самом начале раннего неопротерозоя (рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение верхней части нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия северо-запада Сибирской платформы позволило не только выявить и датировать эпизод щелочного вулканизма, синхронного с накоплением карбонатных отложений этой свиты, но и установить широкое проявление процессов химического выветривания (вплоть до образования бедных бокситовых и шамозитовых руд) на палеоводосборах этого осадочного бассейна на рубеже 960 млн лет назад. Отмечено изменение в составе источников сноса: неоархейские для песчаников подстилающей деревнинской свиты и мезоархейские, палеопротерозойские для шамозитовых песчаников на границе с вышележащей шорихинской свитой.

Геохронологическое обоснование времени накопления пород верхней части нижнетунгусской свиты дало возможность впервые определить изотопный состав Sr воды палеоокеана 960 млн лет назад. Для наименее измененных известняков верхней части нижнетунгусской свиты получены значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70532–0.70573, близкие к тем, что установлены в карбонатных породах формации Huainan Северо-Китайской платформы, временной интервал формирования которых ограничен только данными об U–Pb-изотопном возрасте обломочного циркона. Изученный разрез нижнетунгусской свиты выгодно отличается от формации Huainan тем, что является единственной корректно геохронологически обоснованной (по субсинхронным вулканитам) карбонатной последовательностью раннего неопротерозоя Мира.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 19-17-00099 – экспедиционные, петрографические, минералогические исследования, геохронология вулканитов, Sr-хемостратиграфия; грант 21-17-00052 – петрографическое и минералогическое исследования терригенных пород, U–Pb-датирование цирконов деревнинской и нижнетунгусской свиты).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

2. *Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., Alvarenga S.J., Banerjee D.M., Bekker A., Bleeker W., Brasier A., Chakraborty P.P., Collins A.S., Condie K., Das K., Evans D.A.D., Ernst R., Fallick A.E.., Frimmel H., Fuck R., Hoffman P.H., Kamber B.S., Kuznetsov A.B., Mitchell R.S., Poiré D.J., Poulton S.W., Riding R., Sharma M., Storey C., Stueeken E., Tostevin R., Turner E., Xiao S., Zhang S., Zhou Y., Zhu M.A.* template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian timescale // Journal of the Geological Society. 2021. V. 179. № 1.

3. *Zhou Y.* Reconstructing the strontium isotopic composition of Neoproterozoic seawater // A dissertation submitted to University College London in accordance with the requirements for award of the degree of Doctor of Philosophy in the Faculty of Mathematical and Physical Sciences Department of Earth Sciences. 2017. https://discovery.ucl.ac.uk/id/eprint/10039126/1/Shields–Zhou_10039126_thesis.

4. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 213 с.

5. *Petrov P.Y., Semikhatov M.A.* Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // Precambrian Research. 2001. V. 111. P. 257–281.

6. *Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-O.* Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

7. *Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К.* U–Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.

8. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The Composition of Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Sr-ISOTOPIC COMPOSITION OF PALEOOCEAN WATER ON THE BORDER OF 960 Ma (DATA FOR NIZHNY TUNGUSKA FORMATION OF TURUKHAN UPLIFT OF SIBERIAN PLATFORM)

E. F. Letnikova[a,b,#], A. A. Zhdanov[a], A. V. Ivanov[a], Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov[a,c], A. E. Izokh[a], A. F. Letnikova[d], and N. G. Soloshenko[e]

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

[b] *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

[c] *Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[d] *Irkutsk state university, Irkutsk, Russian Federation*

[e] *Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

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

At the boundary of the Meso- and Neoproterozoic, Grenville collision events were widely manifested on the margins of ancient continental blocks. Most of the sedimentary sequences that had accumulated by that time had undergone significant thermal–metamorphic changes. In many ways, this is the main reason for the lack of isotopic data for carbonate deposits in the interval of 1200–900 Ma in world practice. Sr–isotopic composition in carbonate rocks with an age of 980–920 Ma was determined in the only section of the World – the Huainan Formation of the North China Platform with accumulation time determined by U–Pb dating of detrital zircon grains. In the upper part of the Nizhny Tunguska suite of the Turukhansk uplift, among carbonate deposits, we established the presence of altered volcanic rocks, as well as weathering crust products along them – poor bauxite and chamosite ores. Based on U–Pb zircon isotope dating, the age of the volcanic rocks is 964 Ma. For the least altered limestones of the upper part of the Nizhny Tungusska Formation, received $^{87}Sr/^{86}Sr$ values are 0.70532–0.70578, which are close enough to those found in the rocks of the Huainan Formation. Geochronological age of the studied limestones gives us more correct data. These data can be used to refine the previously proposed configuration of the Sr–isotopic composition variation curve in the Early Neoproterozoic. The Nizhny Tunguska Formation is the only carbonate section of the Early Neoproterozoic in the world with correctly geochronologically substantiated dating (based on zircon from subsynchronous volcanic rocks). This compares favorably with the Huainan formation.

Keywords: Siberian Platform, volcanic rocks, early neoproterozoic, chemostratigraphy, detrital zircons

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 77–82

ГЕОХИМИЯ

УДК 550.42

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th/He-ДАТИРОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ПИРИТА ИЗ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

© 2023 г. О. В. Якубович[1,2,*], Н. А. Васильева[1,2], К. Ю. Васильева[1], М. О. Аносова[3], член-корреспондент РАН А. Б. Котов[2], М. М. Подольская[3], Б. М. Гороховский[2]

Поступило 18.06.2023 г.
После доработки 10.07.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

Впервые U–Th/He-метод применен для определения возраста эпигенетического пирита из нефтематеринских пород баженовской свиты, Западная Сибирь. Показана принципиальная возможность определения возраста постседиментационных процессов в осадочном бассейне по аутигенному пириту U–Th/He-методом. Изохронное значение U–Th/He-возраста пирита ($n = 7$) из доломитов баженовской свиты в пределах Фроловской мегавпадины существенно моложе возраста осадконакопления и соответствует сантон-сеноманским ярусам верхнего мела (90 ± 8 млн лет).

Ключевые слова: пирит, баженовская свита, Западная Сибирь, U–Th/He-датирование, бассейновый анализ

DOI: 10.31857/S2686739723601047, **EDN:** LBIVUB

Пирит является распространенным минералом в богатых органическим веществом осадочных породах. В нефтеносных бассейнах его образование связывают с непосредственно осадкообразованием, созреванием и миграцией углеводородов, и другими постаккумуляционными изменениями [1–4].

Определение возраста постседиментационных процессов в осадочных бассейнах является сложной изотопно-геохимической задачей ввиду отсутствия надежных минералов-геохронометров. По этой причине бассейновое моделирование в настоящее время основывается главным образом на геологических наблюдениях о мощности перекрывающих отложений, наличии перерывов в осадконакоплении и предположениях о палеогеотермическом градиенте [5]. Поэтому привлечение новых изотопных систем для изучения постседиментационных преобразований осадка является важной научно-практической задачей.

Недавние исследования сохранности радиогенного гелия в пирите позволяют рассматривать этот минерал как U–Th/He-геохронометр [6]. Результаты определения возраста пирита U–Th/He-методом из ряда рудных месторождений подтверждают перспективность такого подхода [7, 8].

В данной работе мы приводим первые результаты определения U–Th/He-возраста эпигенетического пирита из пород баженовской свиты Фроловской мегавпадины (восток Западной Сибири).

Объект исследования. Баженовская свита Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (мощность ~30 м) является одной из самых крупных нефтематеринских пород в мире. Ее возраст по многочисленным остаткам фауны определяется как волжский-ранневаланжинский ~150–143 млн лет. Отложения представлены преимущественно породами глинисто-кремнистого состава с карбонатными прослоями и линзами разной мощности; повсеместно породы битуминозные и содержат кристаллы пирита разного размера (от долей мм до нескольких см) и габитуса (фрамбоэдры, октаэдрические или кубические кристаллы, их изометричные или удлиненные сростки) [9]. Комплексный анализ морфологических и изотопно-геохимических особенностей пирита в породах баженовской свиты позволяет выделить несколько этапов его образования, связанных как с действием сульфатредуцирующих бактерий на этапе осадкообразования, так и с более поздними, вероятно, катагенетическими, преобразованиями пород [10, 11].

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: olya.v.yakubovich@gmail.com*

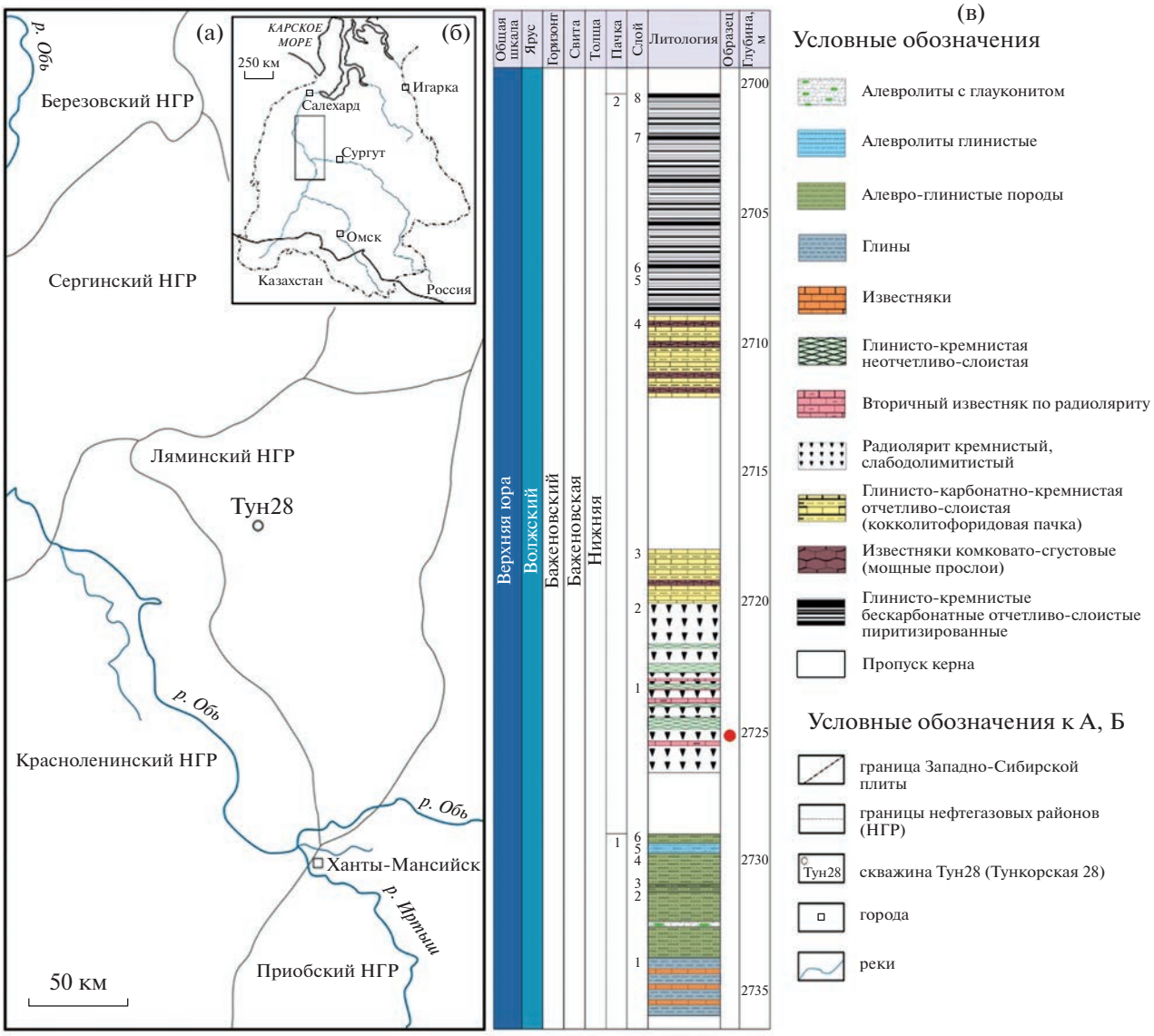

Рис. 1. Положение скважины Тун28 в пределах Западно-Сибирского мегабассейна (а, б) и стратиграфическая колонка (в). Красной точкой показано место отбора пробы.

Методика. Для определения U–Th/He-возраста несколько крупных (1 мм) зерен пирита были механически выделены (отколоты) из фрагмента керна скважины Тун28 (Фроловская мегавпадина; рис. 1); вмещающие породы представлены апорадиоляриевым известняком. Глубина отбора пробы 2725 м (102°C). Степень зрелости органического вещества, определенная методом пиролиза, МК2, что соответствует середине главной зоны нефтеобразования (100–130°C).

Анализ фрагмента керна в полированном аншлифе с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенном детектором AzTec Energy 350, (РЦ “Геомодель”, СПбГУ) показал наличие в пирите включений кальцита, доломита, кварца, альбита, сфалерита, рутила и апатита (рис. 2).

В основе U–Th/He-метода лежит альфа-распад изотопов урана, тория и членов их радиоактивных семейств. По количеству гелия, накопленного минералом, зная концентрацию урана и тория в образце, можно определить его возраст. Ядерно-физические особенности U–Th/He-метода, связанные с большой длиной пробега альфа-частицы, исключают накопление гелия в зернах размером менее 20 мкм, а для надежного определения возраста этим методом предпочтительно использовать зерна размером более 200 мкм, чтобы вкладом этого эффекта можно было пренебречь [12].

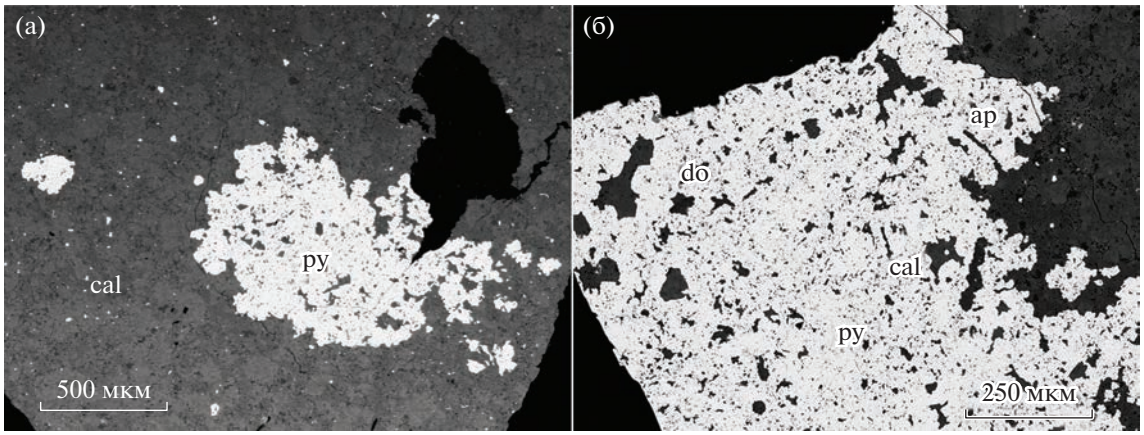

Рис. 2. Электронная микрофотография фрагмента апорадиоляриевого известняка доломитов баженовской свиты с крупным выделением пирита. (а) общий вид; (б) укрупненное изображение пирита. py – пирит; cal – кальцит; do – доломит; ap – апатит.

Для определения U–Th/He-возраста фрагменты пирита размером 500–1000 мкм помещались в кварцевую ампулу, которая запаивалась в условиях вакуума (10^{-3} торр). Концентрация радиогенного гелия определялась на магнито-секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. Содержание U и Th измерялось методом изотопного разбавления с использованием комбинированного трассера ^{230}Th–^{235}U. Соотношения изотопов ^{235}U/^{238}U и ^{230}Th/^{232}Th измерялись в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELEMENT XR [7]. Пустые кварцевые ампулы использовались для определения фоновых концентраций урана, тория и гелия (холостой опыт). Апатит Дуранго – международный стандарт для U–Th/He-метода – использовался для мониторинга качества аналитических данных. Расчет U–Th/He-возраста выполнялся в программе IsoplotR [13].

Результаты. В общей сложности нами было изучено шесть фрагментов пирита из образца керна скважины Тун28 с глубины 2725 м. Для всех зерен большая часть гелия (>90%) выделилась при температуре >400°C, что указывает на связь гелия с кристаллической решеткой пирита. Содержание гелия в пирите варьирует в диапазоне (3.6–6.9) × 10^{-6} см^3/г; концентрация урана 0.24–0.58 мкг/г. Th/U лежит в диапазоне от 0.6 до 0.7 (табл. 1).

Рассчитанное значение U–Th/He-возраста соответствует верхнему мелу (сантон-сеноманские ярусы). Изохронное значение U–Th/He-возраста пирита 90 ± 8 млн лет (рис. 3), существенно моложе, чем возраст баженовской свиты (~150–143 млн лет).

Существует два основных фактора, которые могли бы привести к омоложению U–Th/He-возраста: (а) потери гелия; (б) привнос урана, тория.

Таблица 1. Содержание ^{4}He, U, Th и U–Th/He-возраст пирита из скважины Тун28, баженовская свита, Западная-Сибирь

обр.	ID	Навеска, мг	He, 10^{10} ат	1σ	U, 10^{10} ат	1σ	Th, 10^{10} ат	1σ	Th/U	U–Th/He, млн лет	± (2σ)
1	1008	2.56	42.8	0.6	299	4	219.4	2.7	0.7	95	3
2	1014	2.03	36.0	0.4	295	5	183.3	2.5	0.6	83	3
3	1023	4.16	73.7	0.4	607	14	420	9	0.7	81	3
4	1026	4.46	80.9	0.4	637	16	392	38	0.6	86	4
5	1074	1.2	21.3	0.6	124.5	2.6	239	61	–	92	6
6	1077	3.7	66.8	0.7	434	7	278	10	0.7	104	4
7	обоб*	18.1	321.4	3	2397	48	1731	124	–	89	3
Qu	холостой опыт	28–56	1.1	0.4	1.3	1.2	6.0	4.4			

* Обобщенное (“pooled”) значение возраста [14]. ** Th/U-отношение в образце 5 не рассчитывалось из-за большой ошибки определения содержания тория в нем.

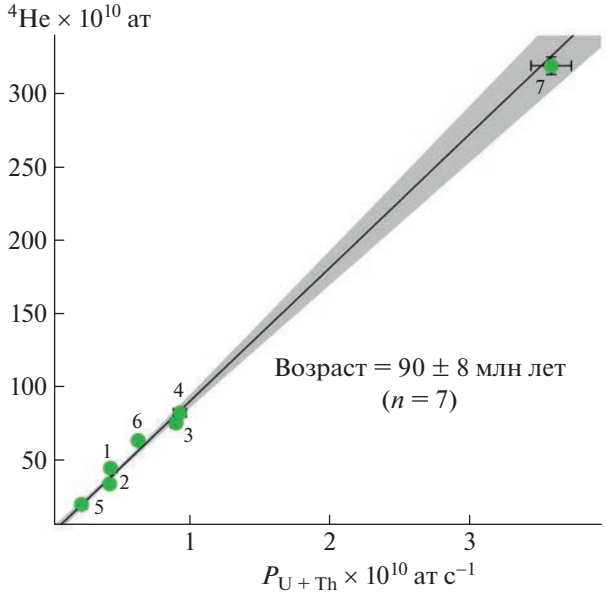

Рис. 3. U–Th/He-изохрона для эпигенетического пирита из баженовской свиты (скважина Тун28). Ошибки соответствуют 2σ. По оси абсцисс отложена современная скорость образования изотопа ^{4}He в образце [14].

Температура закрытия U–Th/He-изотопной системы в пирите оценивается как >400°C [6], что существенно выше, чем температура преобразования пород баженовской свиты. Косвенно, высокая сохранность радиогенного гелия в пирите подтверждается и результатами U–Th/He-датирования пирита из месторождения Узельга. Метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации, проявленный в пределах этого месторождения, не привел к перезапуску U–Th/He-изотопной системы в пирите [8].

В пирите содержится достаточно много включений карбонатных минералов (рис. 2), которые также могут содержать примесь урана [15]. В случае, если размер этих включений больше 20 мкм, то в них может накапливаться радиогенный гелий. Также радиогенный гелий может быть имплантирован в такие включения. Сохранность гелия в карбонатных минералах существенно ниже, чем в пирите, поэтому существует вероятность его частичной потери. Однако полученные значения возраста характеризуются неплохой воспроизводимостью, несмотря на неоднородное распределение включений. Вероятно, подобные включения “капсулированы” оболочкой пирита от окружающей среды, поэтому потери гелия из них не происходит. Аналогичный механизм используют для объяснения высокой сохранности гелия в газово-жидких включениях в пирите [16].

Пирит известен как отличный сорбент урана из водных растворов [17]. В случае, если пирит взаимодействовал с содержащими уран поровыми/грунтовыми водами, то его поверхность могла сорбировать некоторое количество урана. Однако, так как для датирования были выбраны относительно крупные фрагменты пирита, то отношение их площади поверхности к объему незначительно. Учитывая, что отсутствует корреляция между содержанием урана и U–Th/He-возрастом образца, этот сценарий кажется маловероятным. Следовательно, полученное значение U–Th/He-возраста пирита отражает время его образования, соответствующее сантон-сеноманскому ярусу верхнего мела.

Для значений U–Th/He-возраста пирита наблюдается незначительная овердисперсия относительно аналитической ошибки, которая может отражать вклад минеральных включений, либо указывать на наличие разновозрастных генераций пирита и/или его длительное формирование.

Геологическая интерпретация результатов U–Th/He-датирования затруднена в связи с тем, что данных о связи образования этого пирита с каким-либо из этапов созревания и/или миграции углеводородов недостаточно. Можно лишь ограничиться общими соображениями о том, что мощность перекрывающих отложений пород баженовской свиты в пределах Фроловской мегавпадины к сантон-сеноманскому времени составляла порядка 1500–1800 м, что могло обеспечить нагрев толщи до температуры 60–100°C [18, 19]. Такая температура соответствует начальной стадии метакатагенеза (МК1). Альтернативно образование пирита можно связать с тектонической активизацией, так как именно в посттуронское время в Западно-Сибирском бассейне начинает

формирование крупная Колтогорско-Уренгойская депрессия [20].

ВЫВОДЫ

На примере эпигенетического пирита из карбонатов баженовской свиты показана принципиальная возможность U–Th/He-датирования аутигенного пирита. Результаты U–Th/He-датирования эпигенетического пирита ($n = 6$) из отложений баженовской свиты в пределах Фроловской мегавпадины указывают на его формирование в сантон-сеноманское время (90 ± 8 млн лет) на 55–60 млн позже осадконакопления.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность И.В. Панченко (ЗАО "МиМГО") за предоставленные образцы и сопроводительную документацию и С.Ю. Лапшину (ГЕОХИ РАН) за помощь в проведении лабораторных исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-77-10088 и госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Страхов Н.М.* Основы Теории Литогенеза; Бушинский Г.И., Ред.; Издательство Академии наук СССР: Москва, 1960.
2. *Berner R.A.* Sedimentary Pyrite Formation: An Update // Geochim. Cosmochim. Acta 1984. V. 48. № 4. P. 605–615. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90089-9
3. *Leventhal J.S.* Carbon-Sulfur Plots to Show Diagenetic and Epigenetic Sulfidation in Sediments // Geochim. Cosmochim. Acta 1995. V. 59. № 6. P. 1207–1211. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00036-Y
4. *Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R.* Products and Distinguishing Criteria of Bacterial and Thermochemical Sulfate Reduction // Appl. Geochemistry. 1995. V. 10. № 4. P. 373–389. https://doi.org/10.1016/0883-2927(95)00008-8
5. *Hantschel T., Kauerauf A.I.* Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling; 2009. https://doi.org/10.1007/978-3-540-72318-9
6. *Якубович О.В., Гедз А.М., Викетьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б.М.* Миграция Радиогенного Гелия в Кристаллической Решетке Сульфидов и Возможности Их Изотопного Датирования // Петрология. 2019. V. 27. № 1. P. 1–22. https://doi.org/10.1134/S0869590318050084
7. *Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A.* U–Th–He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia) – The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes // Geosciences. 2021. V. 11. № 10. P. 408. https://doi.org/10.3390/geosciences11100408
8. *Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A.* U-Th-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals) – New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes // Minerals. 2020. V. 10. № 629. P. 1–20. https://doi.org/10.3390/min10070629
9. *Zanin Y.N., Eder V.G., Zamirailova A.G.* Composition and Formation Environments of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Black Shale Bazhenov Formation (the Central Part of the West Siberian Basin) // Mar. Pet. Geol. 2008. V. 25. № 3. P. 289–306. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.07.009
10. *Эдер В.Г.* Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 3. С. 257–271. https://doi.org/10.31857/s0024497x20030027
11. *Idrisova E., Gabitov R., Karamov T., Voropaev A., Liu M.C., Bogdanovich N., Spasennykh M.* Pyrite Morphology and Δ34S as Indicators of Deposition Environment in Organic-Rich Shales // Geosci. 2021. V. 11. № 9. https://doi.org/10.3390/geosciences11090355
12. *Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T.* The Effects of Long Alpha-Stopping Distances on (U-Th)/He Ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 21. P. 4223–4229. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7
13. *Vermeesch P. IsoplotR*: A Free and Open Toolbox for Geochronology // Geosci. Front. 2018. V. 9. № 5. P. 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001
14. *Vermeesch P.* Three New Ways to Calculate Average (U-Th)/He Ages // Chem. Geol. 2008. V. 249. № 3–4. P. 339–347. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.01.027
15. *Jahn B., Ming, Cuvellier H.* PbPb and UPb Geochronology of Carbonate Rocks: An Assessment // Chem. Geol. 1994. V. 115. № 1–2. P. 125–151. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90149-X
16. *Burnard P.G., Polya D.A.* Importance of Mantle Derived Fluids during Granite Associated Hydrothermal Circulation: He and Ar Isotopes of Ore Minerals from Panasqueira // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 7. P. 1607–1615. https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.008
17. *Descostes M., Schlegel M.L., Eglizaud N., Descamps F., Miserque F., Simoni E.* Uptake of Uranium and Trace Elements in Pyrite (FeS2) Suspensions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. № 5. P. 1551–1562. https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.12.004
18. *Nieuwenhuis G., Lengyel T., Majorowicz J., Grobe M., Rostron B., Unsworth M.J., Weides S.* Regional-Scale Geothermal Exploration U Sing Heterogeneous Industrial Temperature Data; a Case Study from the Western Canadian Sedimentary Basin // Proc. World Geotherm. Congr. 2015. № April, 1–5.
19. *Genter A., Giot D., Guillou-frottier L., Calcagno P., Courtois N., Courrioux G., Dagallier A., Giraud-petelet E., Goyeneche O., Lieutenant N., Martelet G., Negrel P.,*

Rocher P., Serra H., Serrano O., Laplaige P. Low to Medium Temperature Geothermal Resources in the Limagne Basin (France) // Proceeding World Geotherm. Congr. 2005. № April, 24–29.

20. *Конторович В.А.* Мезозойско-Кайнозойская Тектоника и Нефтегазоносность Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 461–474.

FIRST RESULTS OF U–Th/He DATING OF EPIGENETIC PYRITE FROM ROCKS OF THE BAZHENOV FORMATION, WESTERN SIBERIA

O. V. Yakubovich[a,b,#], N. A. Vasilyeva[a,b], K. Yu. Vasilyeva[a], M. O. Anosova[c], Correspondent Member of the RAS A. B. Kotov[b], M. M. Podolskaya[c], and B. M. Gorokhovskiy[b]

[a] *St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[c] *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: olya.v.yakubovich@gmail.com*

U–Th/He method was applied to determine the age of epigenetic pyrite from the oil source rocks of the Bazhenov Formation, Western Siberia. Results indicate the possibility to date the post-sedimentation processes in a sedimentary basin by authigenic pyrite U–Th/He dating. The U–Th/He isochron age of pyrite ($n = 7$) from the dolomites of the Bazhenov Formation within the Frolovskaya megadepression is much younger than the age of sedimentation and corresponds to the Santonian-Cenomanian stages of the Upper Cretaceous (90 ± 8 Ma).

Keywords: pyrite, Bazhenov formation, Western Siberia, U–Th/He dating, basin analysis

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 83–89

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552+549+550.4

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКИХ МИНЕРАЛОВ ПРИ МАЛОГЛУБИННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И МЕТАСОМАТОЗЕ

© 2023 г. Академик РАН В. В. Ревердатто[1], И. И. Лиханов[1,*], О. П. Полянский[1]

Поступило 08.06.2023 г.
После доработки 04.07.2023 г.
Принято к публикации 12.07.2023 г.

Необычный состав протолита, его структурно-текстурная неоднородность, ограниченный массоперенос и высокие температуры являются причинами возникновения редких минералов и минеральных ассоциаций при метаморфизме и метасоматозе. Чаще всего это наблюдается в малоглубинных условиях (давление до 3 кбар) при поступлении в породы дополнительного тепла магматическими интрузиями. В статье эти вопросы обсуждаются на ряде отечественных примеров, в которых детально исследованы процессы минералообразования.

Ключевые слова: метаморфизм, метасоматоз, редкие минералы и минеральные ассоциации
DOI: 10.31857/S2686739723601254, **EDN:** LFUNOC

Изучение метаморфических пород в ряде районов России позволило обнаружить несколько редких минералов и минеральных ассоциаций, генезис которых необычен. Очевидно, что это обычно случается в неглубинных условиях при привносе в породы земной коры дополнительного тепла магматическими интрузиями. Причины необычного минералообразования могут быть разными, но они в той или иной мере экстремальны. Ниже мы проанализируем эти причины.

Начнем с высокотемпературного метаморфизма в контактах Анакитского траппового массива на р. Нижней Тунгуске в Красноярском крае [1]. Здесь между апофизами и дайками траппов метаморфизуются кремнистые известняки, что приводит к образованию волластонитовых нодулей среди спуррит-кальцитовых мраморов. На границах между волластонитом и спурритом формировались узкие зоны ранкинита [2]. Рост температуры метаморфизма до экстремальных 900°С за 150 лет (см. рис. 1) сопровождался такими минеральными превращениями: кальцит + кварц $\rightarrow$ $\rightarrow$ волластонит + CO_2, волластонит + кальцит $\rightarrow$ $\rightarrow$ спуррит + CO_2, волластонит + спуррит $\rightarrow$ ранкинит + CO_2 [3]. Образования ларнита по реакции: ранкинит + спуррит $\rightarrow$ ларнит + CO_2, не происходило, поскольку соответствующие температуры декарбонатизации не достигались [1, 4]. Возможно, что P_{CO2} составляло только часть $P_{общ}$ (до 0.6–0.8 $P_{общ}$) из-за выделения воды при метаморфизме близлежащих алевролитов и добавления летучих компонентов из базальтовой магмы [2]. Однако базальтовая магма недосыщена водой, и выделение ее во вмещающие породы происходит только после затвердевания большей части расплава. В чем необычность появления ранкинита в контактах Анакитского траппового массива? На плоском контакте тела спокойно остывающей базальтовой магмы (без конвекции и течения) температура составляет 600–700°С [5]. В контактах Анакитского массива имело место сложение температурных полей между соседними базальтовыми апофизами, что, согласно расчетам, повысило температуру экзоконтактовых пород до 900°С [3] (рис. 1). Именно это обстоятельство, а также попадание в контакт с траппами не столь уж часто встречающихся в природе кремнистых известняков, позволяет считать данный случай образования ранкинита и спуррита необычным.

Следующий пример высокотемпературного метаморфизма также связан с траппами. Дайковидное пологозалегающее тело троктолитовых долеритов на р. Кочумдек, правом притоке р. Подкаменной Тунгуски, мощностью около 60 м, залегает среди полосчатых мергелей [6, 7]. В кровле дайки мергеля метаморфизуются с образованием 4 зон (рис. 2).

Во внутренней зоне устойчива ассоциация: мервинит + спуррит + геленит ± ранкинит ± бредигит, в следующей зоне – спуррит, в третьей зоне: тиллиит + волластонит + мелилит, во внеш-

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
*****E-mail: likh@igm.nsc.ru*

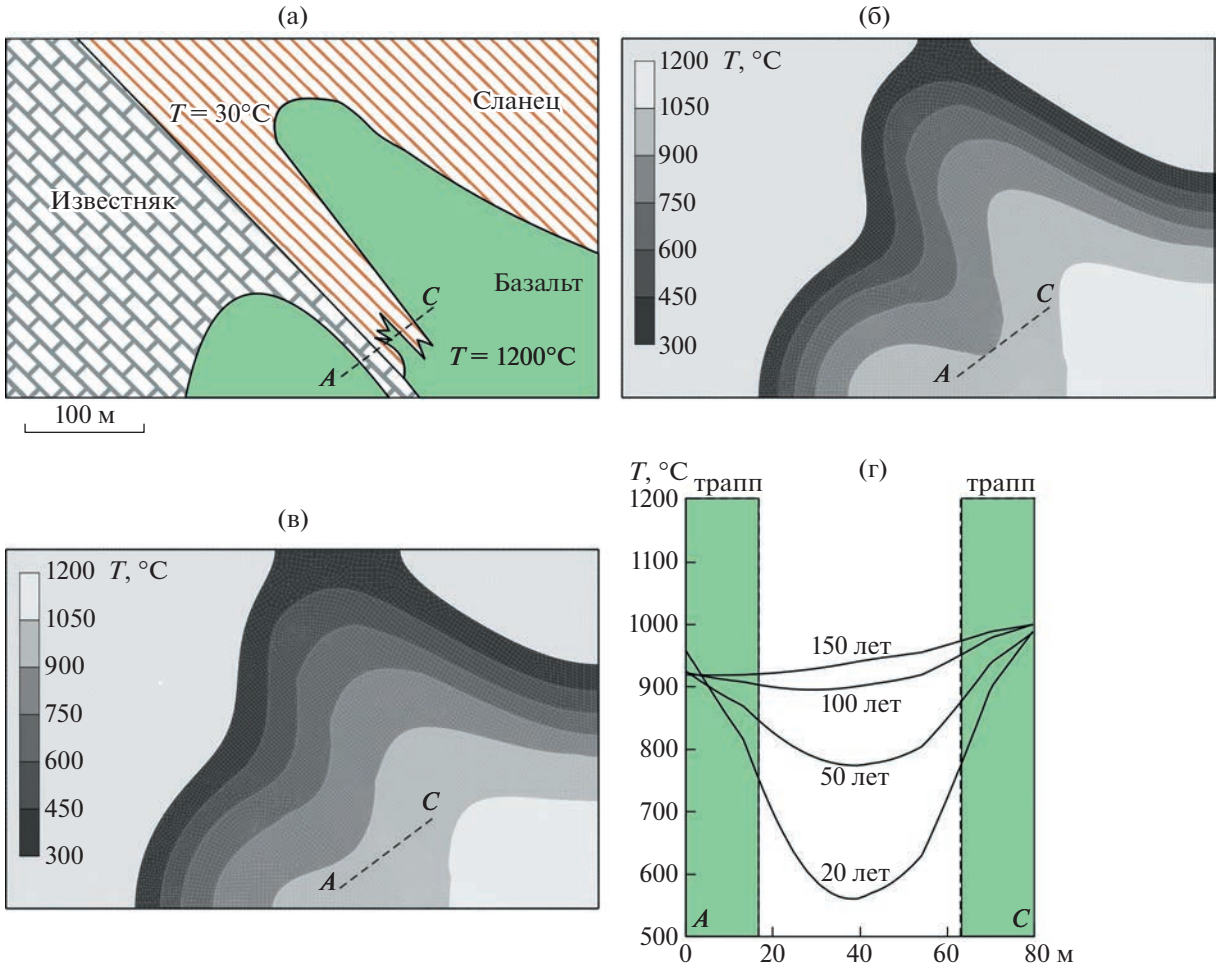

Рис. 1. Эволюция температуры в контактовой зоне северо-западной части Анакитского траппового массива. (а) Схема расположения траппов и вмещающих пород и начальное распределение температуры; принимается, что внедрившаяся базальтовая магма имеет температуру 1200°C, вмещающие породы – 30°C; (б) распределение температуры спустя 100 лет после внедрения магмы; шкала температур в °C показана слева в тонах от светло-серого (максимальные температуры) до черного (минимальные температуры); (в) распределение температуры спустя 150 лет; (г) распределение температур (кривые линии) вдоль разреза A–C на моменты времени 20, 50, 100 и 150 лет после внедрения магмы; температуры в °C показаны на вертикальной оси, расстояние вдоль разреза A–C в метрах – на горизонтальной оси. Положение разреза A–C на рисунках а–в показано пунктиром.

ней зоне устойчивы диопсид, амфибол и гроссуляр. Данные с использованием соответствующих минеральных равновесий позволили оценить температуру образования минералов внутренней зоны – 900°C и более, во второй зоне – более 750°C, в третьей зоне – более 700°C, в четвертой зоне – 500–550°C. Показано, что при метаморфизме $P_{общ} \approx 200$ бар, $P_{CO_2} \approx 0.5P_{общ}$. Математическое моделирование прогрева экзоконтактовых пород позволило установить, что температуры, полученные по силикатно-карбонатным минеральным равновесиям, достижимы только при следующих условиях. Начальная температура магмы – 1200°C, мощность дайки – 60 м, длительность прогрева экзоконтакта – 6 мес, включая время течения расплава по трещине в течение 1 мес (рис. 2). При отсутствии течения достижение на контакте температуры порядка 900°C невозможно [6].

Комплекс разнообразных минералов, в том числе редких, найден в ксенолитах измененных известняков в риолитовых и риодацитовых игнимбритах вблизи вулканического жерла в Верхнечегемской кальдере, на Северном Кавказе [8]. Авторы находки предполагают метасоматический генезис минерализации. Насыщение кислых магм водой обычно достигается на ранней стадии становления интрузивных тел. Минерализация формировалась в широком температурном интервале: от 800–1000°C до 100°C. К наиболее ранним минералам относятся кальцио-оливин (γ-Ca_2SiO_4), рондорфит ($CaMgSiO_4 \cdot 4Cl_2$) и спур-

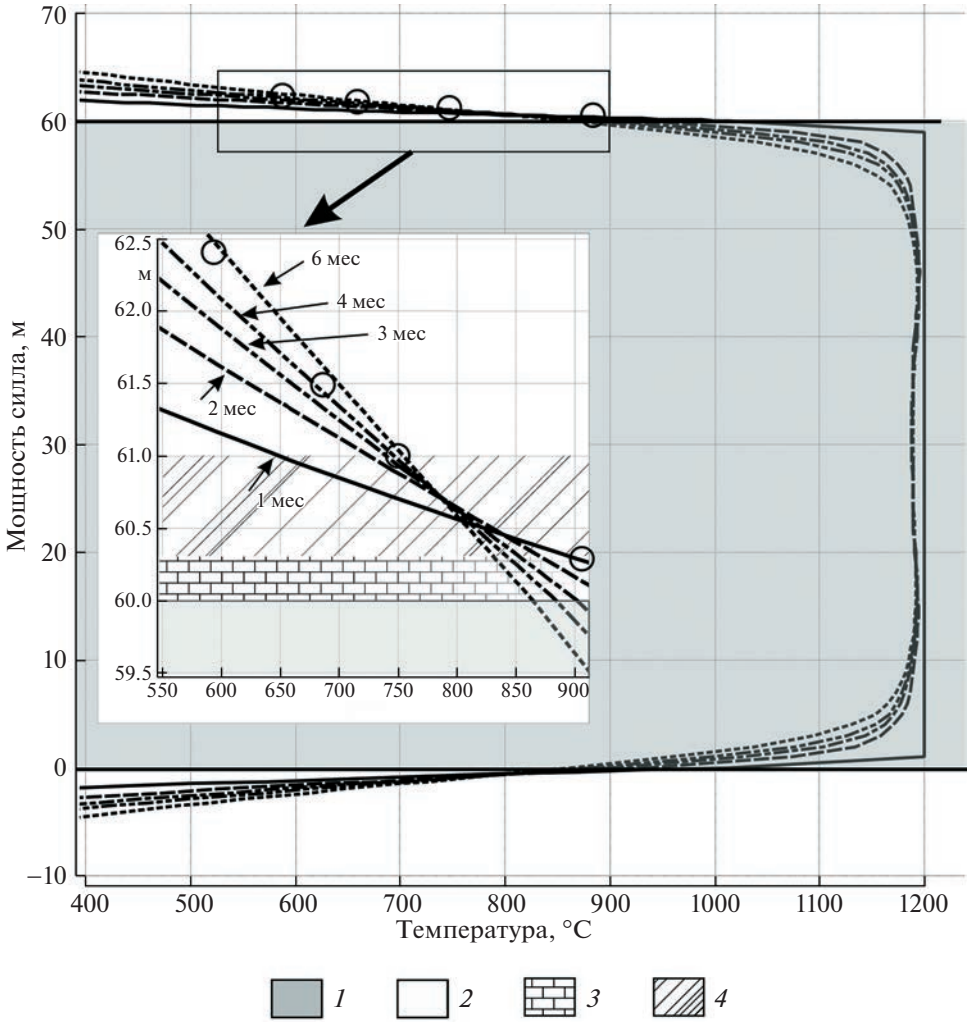

Рис. 2. Результат расчета в модели течения магмы с начальной температурой 1200°С по плоской трещине мощностью 60 м под действием избыточного входного давления 1 МПа. Показаны профили температуры в интервале времени 1–6 мес. На врезке увеличенный фрагмент верхнего экзоконтакта магматитического тела. Кружками показаны оценки температуры на разном удалении от контакта, установленной по минеральным термометрам. Условные обозначения: *1* – магматическое тело, *2* – вмещающая порода, *3* – первая метаморфическая зона, *4* – вторая зона [7].

рит; отмечались также фассаит, монтичеллит и феррит кальция. Считается, что кальцио-оливин образовался по ларниту [9]. Более поздними минералами являются куспидин, вадалит, тиллиит и др. При низких температурах возникают гиллебрандит, афвилит, эттрингит, таумасит и бемит. Находка редких минералов – кальцио-оливина, заместившего ларнит, рандорфита и спуррита, возникших при высокотемпературном метасоматозе, связанном с кислым вулканизмом, является уникальной. Это экстремальное минералообразование еще недостаточно изучено, прежде всего, с точки зрения его генезиса. Возможно, метасоматозу предшествовал метаморфизм.

Также весьма необычная минеральная ассоциация: Fe-апатит + Fe-кордиерит + фаялит + куммингтонит + плагиоклаз, найдена в контакте габбро-диоритового лакколита Аю-Даг на южном берегу Крыма. Содержание FeO в апатите – 6.16 мас. %, в кордиерите – 13.3 мас. %. Ассоциация образовалась при температуре около 600°С и общем давлении – 0.5–1.0 кбар. Контактовому метаморфизму подверглась сидероплезитово (с кальцитом)-фосфатно-кремнисто-глинистая конкреция, залегающая в песчанико-алевролитовой толще [10, 11].

Появление арфведсонита при метаморфизме миндалекаменных диабазов вблизи Харловского габбрового массива в Алтайском крае [12, 13] также может рассматриваться как пример необычного минералообразования, т.к. этот минерал обычно не образуется при изохимическом метаморфизме горных пород. Это объясняется тем, что для его образования необходимо, чтобы исход-

ные породы были обогащены железом и натрием при существенном дефиците алюминия. Как правило, арфведсонит возникает при гидротермально-метасоматических процессах, сопровождающихся привносом натрия и железа. В метаморфической зональности вблизи Харловского массива состав миндалекаменных диабазов, состоящих в основном из хлорита, роговой обманки, кальцита, плагиоклаза и магнетита, в целом оставался неизменным, здесь имели место изохимические минеральные преобразования. С учетом особенностей изменения характера зональности в зернах плагиоклаза, в которых происходило локальное замещение альбита олигоклазом, была рассчитана реакция образования арфведсонита при $T = 520–550$°C: хлорит + кальцит + альбит + магнетит $\rightarrow$ арфведсонит + олигоклаз + CO_2 + H_2O [12]. Анализ баланса петрогенных компонентов показал, что перераспределение петрогенных компонентов с сохранением материального баланса ограничено локальным объемом 0.07–0.1 мм^3 [14, 15]. Образование арфведсонита внутри и вблизи кальцит-хлоритовых миндалин происходило в условиях локального насыщения порового раствора, состоящего из H_2O и CO_2, кремнеземом и щелочью из альбита и железом из магнетита, а повышение основности плагиоклаза связано с миграцией кальция из кальцита. Преобладающим механизмом этой реакции является инконгруэнтное растворение плагиоклаза с частичным выносом компонентов (Na и Si) в раствор и их миграцией к центрам роста новых устойчивых фаз. По-видимому, образование арфведсонита явилось следствием редкой комбинации состава кальцитсодержащих метабазитов, их минеральной неоднородности, *PT*-параметров ($T = 520–550$°C при $P = 0.5–1$ кбар) и ограниченной длительности метаморфизма. Рассчитанные кинетические параметры контролируемой диффузией реакции (эффективные коэффициенты диффузии и скорость метаморфической реакции), во многом определяющие, как быстро происходит перемещение значительного количества вещества, находятся между средними оценками значений скоростей, вычисленных для контактового метаморфизма с использованием модели простого нагревания и оценками значений скоростей для регионального метаморфизма в соответствующем интервале температур [15].

Детальным петрологическим исследованием высокоглиноземистых и железистых пород вблизи Аяхтинского гранитоидного массива, расположенного в северной части Енисейского кряжа, в среднем течении р. Большой Пит, выявлено развитие редких для зонального метаморфизма умеренных давлений [16, 17] минеральных ассоциаций: хлоритоид + биотит, хлоритоид + биотит + + андалузит и кордиерит + гранат + мусковит. По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые (<1.5 мас. %) и умеренно-насыщенные K_2O (3–4 мас. %) метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %). На известных петрохимических диаграммах эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO/[FeO + MgO + MnO) = 0.6–0.8$ на мольной основе) и глиноземистым ($X_{Al} = [Al_2O_3 – 3K_2O]/[Al_2O_3 – 3K_2O + FeO + MgO + MnO] = 0.4–0.6$) метапелитам по сравнению со средними составами типичных метапелитов, характеризующихся значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$. В отличие от обычных метапелитов, на треугольной диаграмме AFM область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (рис. 3, вставка вверху слева). Метапелиты существенно железисто-глиноземистого состава изначально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа [18]. Было установлено, что при метаморфизме вблизи Аяхтинского массива: (1) образование хлоритоида и его редких парагенезисов с биотитом и андалузитом объясняется сочетанием давления (около 3 кбар) с составом метапелитов, одновременно обогащенных алюминием и железом; (2) причиной появления парагенезиса кордиерит + гранат + + мусковит служат не особые *PT*-условия метаморфизма, а особенности химических составов граната, обогащенного марганцем, и пород, характеризующихся высокой глиноземистостью и железистостью; (3) развитие кордиерит-андалузитовых парагенезисов и отсутствие ставролитсодержащих ассоциаций при метаморфизме связано с расширением области сосуществования марганцевого граната с хлоритом и сужением, до полного исчезновения, поля устойчивости St + Bt [17, 19] (рис. 3).

Полученные данные позволяют критически проанализировать информативность имеющихся петрогенетических решеток для метапелитов низких давлений, которые соответствуют в основном условиям контактового метаморфизма. Анализ литературных источников показывает, что причина противоречий состоит главным образом в определяющем влиянии химического состава метапелитов на возникновение тех или иных минеральных ассоциаций. Ключевым моментом являются железистость и глиноземистость сосуществующих минералов. С учетом этих данных был разработан новый вариант петрогенетической решетки для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH [20]. Сравнение петрогенетических решеток для типичных и железисто-глиноземистых метапелитов позволило установить, что средне- и высокотемпературные области большинства известных диаграмм практически идентичны, за исключением появле-

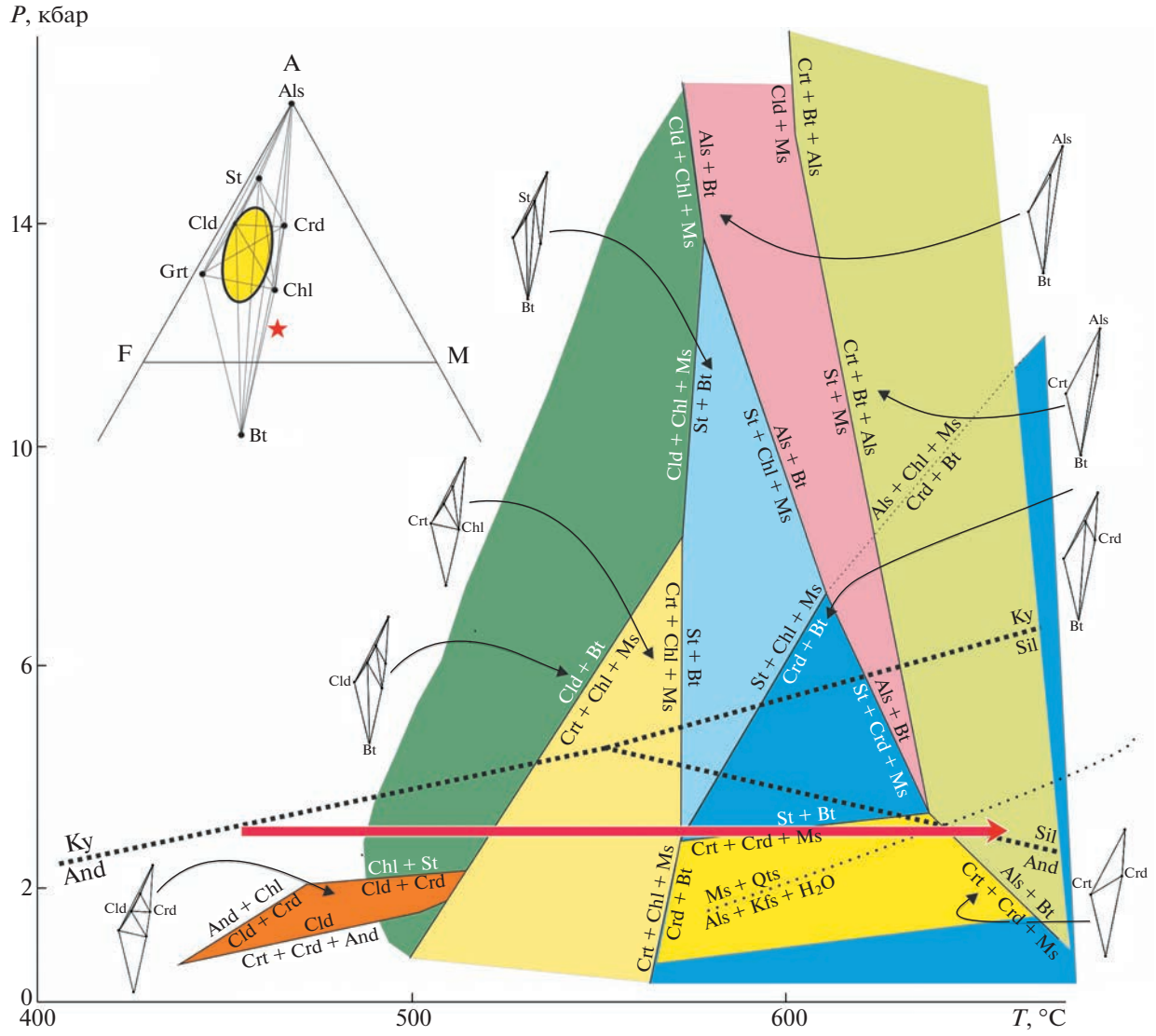

Рис. 3. Поля устойчивости важнейших минеральных парагенезисов железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH [20]. Разноцветные области различной интенсивности соответствуют полям устойчивости восьми минеральных ассоциаций, обозначенных на треугольных диаграммах AFM. На врезке в левом верхнем углу рисунка расположена треугольная AFM-диаграмма, показывающая область химических составов железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс) и составы сосуществующих минералов; звездочкой показан средний состав типичного метапелита. Красной стрелкой показана эволюция минерального состава железисто-глиноземистых метапелитов вблизи Аяхтинского гранитного массива, Енисейский кряж.

ния в железисто-глиноземистых метапелитах поля устойчивости ассоциации кордиерит + гранат + + мусковит при низких давлениях. Существенные отличия в топологии диаграмм фиксируются на низких и средних ступенях метаморфизма при $T \le 570$°C, где для железисто-глиноземистых метапелитов характерна следующая последовательность минеральных превращений с ростом температуры: хлоритоид + биотит → гранат + хлорит + + мусковит → кордиерит + биотит при низких давлениях или ставролит + биотит при умеренных давлениях (рис. 3). Результаты термодинамического моделирования согласуются с данными по метаморфической эволюции железисто-глиноземистых метапелитов низких и умеренных давлений во многих регионах мира [20].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Уместно сделать замечание в отношении характера минеральных превращений в аспекте нашего исследования. Повышение температуры увеличивает скорость минеральных реакций. Первичное распределение концентраций химических компонентов, унаследованное от протолита, в ходе метаморфизма мало изменяется. Ми-

грация компонентов при минеральных превращениях незначительна. При диффузионном метасоматозе формируются узкие зоны обмена компонентами, если минеральная реакция сопровождается локальным массопереносом. При инфильтрационном метасоматозе массоперенос существенен и зависит от проницаемости пород и концентрации привносимого вещества во флюиде. Фильтрация межзернового флюида способствует эффективной передаче тепла. Состав протолита при метасоматозе может претерпеть сильные изменения. Вероятность образования редких минералов при метасоматозе представляется меньшей, чем при изохимическом метаморфизме. По всей вероятности, инфильтрация сглаживает резкие колебания концентраций в системе. Однако при высокотемпературном метасоматозе в неоднородном протолите, по-видимому, могут возникнуть благоприятные условия для образования редких минералов.

Необычный состав протолита, его структурно-текстурная неоднородность, ограниченный массоперенос и высокие температуры являются причинами образования редких минералов при метаморфизме.

Очевидно, что при контактовом метаморфизме может образовываться корунд за счет бокситов и графит за счет угля. Но это не является чем-то необычным. Однако в некоторых случаях причиной образования редких минералов и их ассоциаций является именно необычный состав протолита. Примерами могут служить вышеупомянутая уникальная Fe-апатит + Fe-кордиерит + + фаялитовая ассоциация, возникшая при метаморфизме железисто-кальциево- карбонатно-фосфатно-алюмосиликатной конкреции, и образование нетипичного для зонального метаморфизма умеренных давлений хлоритоида и устойчивость редких парагенезисов (хлоритоид + биотит и хлоритоид + андалузит + биотит) в железисто-глиноземистых метапелитах вблизи Аяхтинского гранитоидного массива.

Необычно высокие температуры контактового метаморфизма при образовании редких минералов достигаются в случае течения жидкой магмы по подводящему каналу, при сложении температурных полей между апофизами (и дайками) или на вогнутом контакте (или в ксенолитах) магматического интрузива.

Особенности пространственного распределения растворяющихся твердых фаз в локальном объеме структурно-неоднородной метаморфизованной породы могут быть причиной для возникновения необычных минералов (например, вблизи Харловского массива). Это интересный факт, открывающий перспективы в исследованиях по кинетике метаморфизма.

Как видим, причины образования редких минералов при малоглубинном метаморфизме могут быть разными. Однако именно необычность условий, обстоятельств, состава среды или параметров обусловливают неординарную возможность их появления.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания, плодотворную дискуссию и ценные рекомендации, способствующие значительному улучшению манускрипта.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0) с поддержкой полевых работ за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ревердатто В.В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.
2. *Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Пальчик Н.А., Ревердатто В.В.* Первая находка ранкинита в СССР // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1974. Ч. 103. Вып. 1. С. 136–139.
3. *Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Лиханов И.И., Полянский О.П.* Скорости движения фронтов метаморфизма в горных породах вблизи магматических интрузивных тел // ДАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 466–468.
4. *Жариков В.А., Шмулович К.И.* Высокотемпературные минеральные равновесия в системе CaO–SiO_2–CO_2 // Геохимия. 1969. № 9. С. 1039–1056.
5. *Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.* Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: СО РАН, 2017. 331 с.
6. *Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятиярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В.* Контактовый метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь): свидетельства режима течений расплава // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 456–471.
7. *Сокол Э.В., Девятиярова А.С., Кох С.Н., Ревердатто В.В., Артемьев Д.А., Колобов В.Ю.* Сульфидная минерализация мраморов спуррит–мервинитовой фации (р. Кочумдек, Восточная Сибирь) // ДАН. 2019. Т. 489. № 2. С. 174–178.
8. *Газеев В.М., Задов П.Е., Гурбанов П.Г., Перцев Н.Н., Мохов П.В., Докучаев П.Я.* Редкие минералы Верхнечегемской кальдеры // Вестник Владикавказского научного центра. 2006. Т. 6. № 1. С. 18–27.
9. *Задов А.Е., Газеев В.М., Перцев Н.Н., Гурбанов А.Г., Ямнова Н.А., Гобечия Е.Р., Чуканов Н.В.* Открытие и исследование природного аналога кальциооливина γ-CA_2SIO_4 // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 520–523.

10. *Ананьев В.А.* Контактовый метаморфизм Аю-Дага. Автореф. канд. дисс. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1999. 20 с.
11. *Ананьев В.А., Ревердатто В.В.* Уникальная минеральная ассоциация Fe-апатит+Fe-кордиерит+фаялит на Аю-Даге как результат контактового метаморфизма // ДАН. 1997. Т. 353. № 6. С. 362–364.
12. *Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I.* The origin of arfvedsonite in metabasites from the contact aureole of the Kharlovo gabbro intrusion (Russia) // European Journal of Mineralogy. 1995. V. 7. № 2. P. 379–389.
13. *Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Полянский О.П.* Определение глубины становления магматического интрузива на основании данных о распределении изоград в окружающей метаморфической зональности (модельное приближение) // ДАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 802–805.
14. *Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.* The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
15. *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
16. *Лиханов И.И.* Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 305–316.
17. *Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S.* Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos. 2001. V. 58. № 1–2. P. 55–80.
18. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Геохимия, обстановки формирования, состав и возраст протолита железисто-глиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 46–55.
19. *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
20. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Минеральные равновесия и *P-T* диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.

THE FEATURES OF FORMATION OF RARE MINERALS DURING SHALLOW METAMORPHISM AND METASOMATOSIS

Academician of the RAS V. V. Reverdatto[a,#], I. I. Likhanov[a], and O. P. Polyansky[a]

[a]Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

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

The unusual composition of the protolith, its structural and textural heterogeneity, limited mass transfer and high temperatures are the causes of rare mineral formation and mineral associations during metamorphism and metasomatism. Most often, this is observed in shallow conditions (pressure up to 3 kbar) when additional heat is supplied to the rocks by magmatic intrusions. In the article, these issues are discussed on a number of geological complexes, in which the manifestations of metamorphism with the development of rare minerals and mineral associations have been studied in detail.

Keywords: metamorphism, metasomatism, rare minerals and mineral associations

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 90–95

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 550.4:551.2 (470.13)

СВИДЕТЕЛЬСТВА УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2023 г. В. Р. Шмелев[1,*], Ф-С. Мэн[2]

Представлено академиком РАН Л.Я. Арановичем 02.06.2023 г.
Поступило 02.06.2023 г.
После доработки 16.06.2023 г.
Принято к публикации 20.07.2023 г.

В гранатовых перидотитах Марункеусского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) впервые установлены сегрегации карбонатов в ассоциации с хлорапатитом. Они содержат реликты доломита, который "замещается" кальцитом с симплектитовыми (графическими) вростками брусита и гидрокарбоната. Формирование перидотитов с необычными структурами карбонатов является результатом разноглубинной эволюции пород комплекса. В ходе глубинной субдукции и прогрессивном метаморфизме с образованием гранатовых перидотитов доломит сегрегаций испытал на пике давлений (≥5 Гпа) твердофазный распад на арагонит и магнезит. При эксгумации и ретроградном метаморфизме гранатовые перидотиты совместно с сегрегациями подверглись дальнейшей трансформации; арагонит был замещен кальцитом, а магнезит – бруситом и гидрокарбонатом. Присутствие карбонатов со структурами глубинного распада подтверждает принадлежность гранатовых перидотитов и эклогитов Полярного Урала к ультравысокобарическим комплексам.

Ключевые слова: Слюдяная горка, Марункеу, гранатовые перидотиты, карбонаты, симплектитовые структуры, твердофазный распад, гидратация, ретроградный метаморфизм, субдукция, эксгумация

DOI: 10.31857/S2686739723601187, **EDN:** LECSPI

Метаморфические комплексы зон субдукции, представленные эклогитами и гранатовыми перидотитами, проходят длительную структурно-вещественную эволюцию в широком диапазоне температур и давлений [11]. На завершающих стадиях, в ходе эксгумации и ретроградного метаморфизма происходит трансформация раннего минерального парагенезиса и его переуравновешивание при относительно низких *PT*-параметрах, с полным или частичным "стиранием" следов ранней высокобарической истории. Соответственно, при реконструкции истории комплексов крайне важным становится обнаружение минералов-индикаторов (алмаз, коэсит и др.), либо реакционных структур, маркирующих глубинные фазовые переходы. В данной работе на примере гранатовых перидотитов Слюдяной горки впервые приведены свидетельства их формирования в условиях сверхвысоких давлений, установленные по продуктам твердофазного распада карбоната.

[1]*Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия*
[2]*Институт геологии Китайской академии геологических наук, Пекин, 100037, Китай*
*****E-mail: shmelev@igg.uran.ru*

Гранатовые перидотиты и эклогиты Полярного Урала [3] образуют серию небольших тел (район г. Слюдяная горка) в пределах докембрийского Марункеусского эклогит-гнейсового комплекса, расположенного в подошве офиолитового массива Сыум-Кеу (рис. 1). Протолитом этих пород являются габбро и перидотиты с реликтами первичных магматических структур [1, 3, 4], которые по геохимическим признакам близки рифтогенным окраинно-континентальным образованиям [13]. Данные изотопного датирования свидетельствуют о позднекембрийском (500–490 млн лет) возрасте протолита; эклогитовый метаморфизм проявился позднее в верхнем девоне (360–370 млн лет) [5, 9, 13]. Формирование гранатовых перидотитов и эклогитов Слюдяной горки было сопряжено с позднепалеозойской субдукцией континентальной [9, 13] коры, в режиме умеренных (640–800°С) температур и давлений (1.2–2.1 ГПа) [1, 5, 14]. Существуют и значительно более высокие (до 3.9 ГПа) оценки давления [2], однако убедительных доказательств этому не было представлено.

При детальном изучении гранатовых перидотитов Слюдяной горки впервые было установлено присутствие сегрегаций карбонатов с необычной симплектитовой (графической) структурой (рис. 2), которые рассматриваются нами в каче-

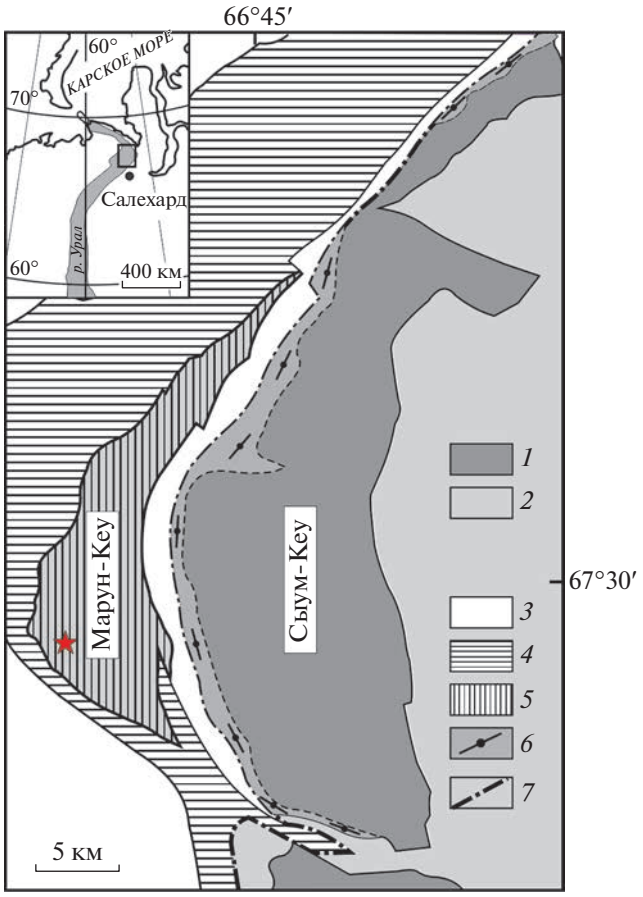

Рис. 1. Тектоническая схема области сочленения Марункеусского комплекса с офиолитами массива Сыум-Кеу по [12] с изменениями. *1–2* – офиолиты массива Сыум-Кеу: *1* – мантийные перидотиты, *2* – габбро; *3–6* – метаморфические докембрийские образования: *3* – сланцы няровейской серии, *4* – ханмейхойский гнейсо-мигматитовый комплекс, *5* – марункеусский эклогит-гнейсовый комплекс, *6* – серпентинитовый меланж. *7* – Главный Уральский разлом. Звездочкой отмечена позиция гранатовых перидотитов и эклогитов Слюдяной горки.

стве ультравысокобарических образований, модифицированных в процессе эксгумации и ретроградного метаморфизма.

Гранатовые перидотиты с сегрегациями карбонатов обнаружены в коренных выходах юго-восточного склона г. Рыжей, вблизи контакта с эклогитами ([13], рис. 2, точка 7). Породы характеризуются массивной текстурой с элементами гнейсовидного строения, в которых отмечаются согласные жило/пластообразные тела (мощностью до 1 м) ортопироксен-гранатовых пород. Они образованы агрегатом крупных ксеноморфных зерен оливина (60%), орто и клинопироксена, граната, амфибола, рудного минерала (хромита и хроммагнетита); вторичные минералы представлены клинохлором и серпентином (рис. 2 а). В пироксенах повсеместно проявлены структуры тонко-пластинчатого распада с ильменитом и Cr-магнетитом. Гранат представлен крупными (до 1 мм) порфиробластами и мелкими рекристаллизованными необластами. Амфибол (паргасит) присутствует в виде кайм на границе с гранатом и выполняет межзерновые промежутки. Оливин и пироксены характеризуются низкой магнезиальностью в сравнении с минералами мантийных перидотитов; гранат относится к высокомагнезиальному (пироп-альмандиновому) типу (табл. 1). Ильменит (пикроильменит) обнаруживает повышенные содержания оксида магния (5.82 мас. %).

Сегрегации карбонатов присутствуют в породе в виде единичных ксеноморфных обособлений небольшого (0.2–0.5 мм) размера, которые выполняют межзерновые промежутки в оливиновой матрице, отделяясь от нее магнетитовой (магнетит-серпентиновой) или хлоритовой каймой (рис. 2 б). Они сложены преимущественно агрегатом зерен кальцита с многочисленными симплектитовыми графическими врастками (толщиной 1–5 до 10 мкм) темного оттенка; в кальците также отмечаются включения серпентинизированного оливина. Значительная часть врастков имеет форму пластинок неоднородного строения, ориентированных в основном по спайности. В отличие от кальцита они имеют существенно железомагнезиальный состав, но не относятся к магнезиту (см. ниже), как первоначально предполагалось. Однородных зерен кальцита без симплектитов не было обнаружено. В сегрегациях также отмечаются реликтовые зерна доломита, которые “замещаются” кальцитом с симплектитовыми врастками (рис. 2 б, низ рисунка). Мелкие участки доломита были встречены и внутри зерен кальцита с симплектитовым строением. Особенностью карбонатных сегрегаций является присутствие небольших (50–100 мкм) зерен апатита (рис. 2 б).

Карбонаты характеризуются обычным химическим составом (табл. 1). В кальците отмечаются небольшие примеси оксида железа (0.20–0.83%) и магния (0.2–3.4%); в доломите содержание оксида железа возрастает до 2.2–3.6%. В рамановских спектрах (рис. 3) для обоих минералов фиксируются интенсивные полосы колебаний CO_3 (1087 и 1098 $см^{-1}$ соответственно); спектров, присущих арагониту не было обнаружено. Апатит характеризуется повышенными содержаниями хлора (2.4–4.0%), лантана (900–1800 г/т) и стронция (4200–9700 г/т) (табл. 1). В рамановских спектрах наряду с полосой PO_4 (960 $см^{-1}$) отмечается небольшой пик CO_3 (1087 $см^{-1}$), указывающий на его принадлежность к карбонат-хлорапатиту (рис. 3).

Симплектиты, в отличие от кальцитовой матрицы, соответствуют бруситу либо гидрокарбонату. Симплектиты *бруситового* типа характеризу-

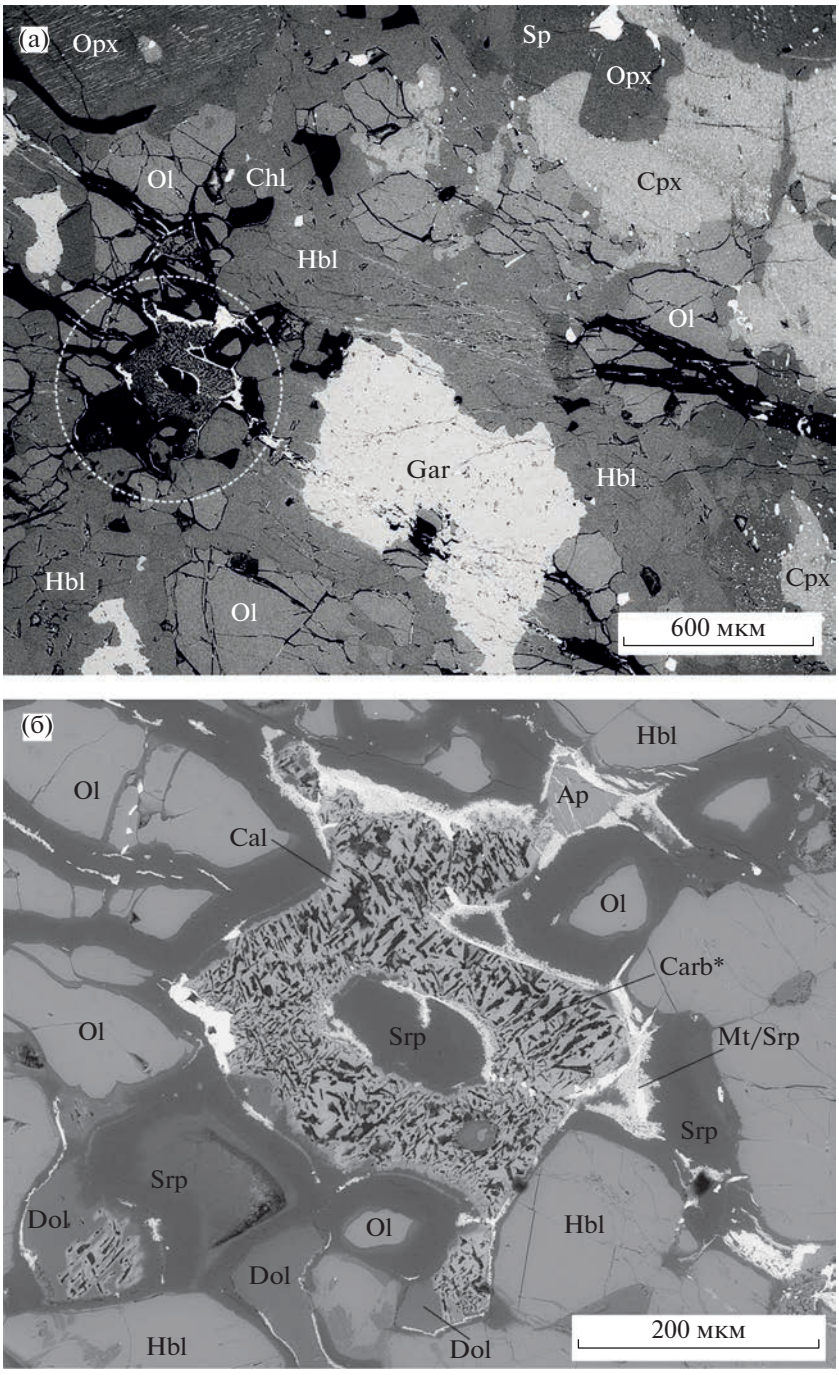

Рис. 2. Гранатовый перидотит с сегрегациями карбонатов (обр. П17- 21/1, снимки в отраженных электронах). А – обзорный вид структуры гранатового перидотита; белым кружком (слева) отмечено положение карбонатных сегрегаций. Б – детальное строение сегрегаций; в центре снимка находится крупное зерно кальцита (светлое) с включениями серпентинизированного оливина и симплектитовыми врастками (темное). Обозначения на рисунке: Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Sp – шпинель, Hbl – амфибол (паргасит), Srp – серпентин, Mt/Srp – агрегат магнетита и серпентина, Cal – кальцит, Dol – доломит, Carb* – гидрокарбонат, Ap – апатит.

ются преобладанием оксида магния (57–63%), при относительно невысоком (5–10%) содержании оксида железа (табл. 1). В рамановском спектре они обнаруживают интенсивную полосу колебаний ОН-группы (3650 $см^{-1}$) и мало интенсивную "бруситовую" (443 $см^{-1}$) полосу. Примечательно, что в спектрах брусита постоянно отмечается "чуждая" полоса (1088 $см^{-1}$) переменной интенсивности, отвечающая кальциту матрицы (рис. 3). Симплектиты, отнесенные к *гидратированным*

Таблица 1. Представительные анализы минералов в гранатовом перидотите Слюдяной горки

Оксиды	Ap	Ol	Opx	Cpx	Gar	Hbl	Ilm	Cal	Dol	Brucite	Carb*
SiO_2	0.00	40.00	56.15	54.40	40.63	44.55	0.16	0.03	0.13	0.01	2.06
TiO_2		0.00	0.04	0.04	0.00	0.25	51.80				
Al_2O_3	0.01	0.01	1.16	0.78	23.21	12.21	0.17				
Cr_2O_3		0.01	0.07	0.12	0.03	0.65	0.27				
FeO	0.63	15.56	10.61	3.08	16.43	5.57	38.85	0.25	2.43	9.88	13.38
MnO		0.14	0.17	0.08	0.91	0.07	0.36	0.06	0.12	0.36	0.09
MgO	0.06	43.60	31.10	16.82	13.88	17.31	5.82	0.21	19.63	57.07	17.38
CaO	53.63	0.01	0.12	24.35	5.57	12.46		55.41	29.33	0.30	0.71
Na_2O	0.03		0.00	0.21	0.00	2.64					
NiO		0.30	0.00	0.09	0.02	0.07	0.07				
CO_2								43.89	46.00		27.80
H_2O										32.39	40.50
X(mg)		0.83	0.84	0.90	0.59						

Содержания в апатите: P_2O_5 – 41.93, Cl – 3.07, F – 0.32, La – 900, Sr – 4900 г/т. X(mg) = Mg/Mg + Fe^{2+}. Остальные обозначение приведены на рис. 2, 3.

карбонатам имеют железомагнезиальный состав с примесью кремнезема (1.5–2.5%) и оксида кальция (1–5%); в отличие от карбонатов и гидроксидов они характеризуются низким (29–35%) суммарным содержанием оксидов железа и магния (табл. 1). В их рамановском и ИК-спектрах присутствуют полосы H_2O (3100 и 3447 $см^{-1}$ соответственно), а также кальцитовая полоса (1087 $см^{-1}$) матрицы (рис. 3). По расчетным содержаниям CO_2 и H_2O (табл. 1) гидрокарбонаты близки несквегониту, обогащенному железистым компонентом – (Mg, Fe) CO_3*$3H_2O$. Состав и локализация симплектитов позволяют рассматривать их в качестве продуктов низкотемпературной гидратации и замещения ранее существовавшего магнезита (ферромагнезита). Обогащенность гидрокарбонатов железом, возможно, была обусловлена его привносом из вмещающей матрицы.

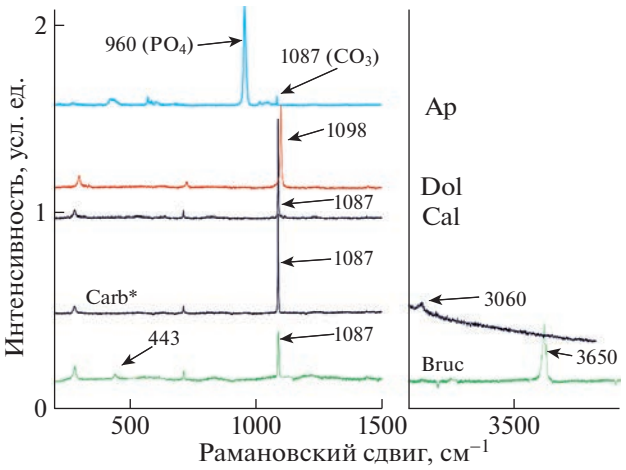

Рис. 3. Рамановские спектры минералов из карбонатных сегрегаций в гранатовом перидотите: Ap – апатит, Dol – доломит, Cal – кальцит, Bruc – брусита Carb*– гидрокарбонат.

Природа обнаруженных сегрегаций карбонатов в гранатовых перидотитах Слюдяной горки недостаточно ясна, однако очевидно, что по отношению к вмещающей матрице они являются структурно и минералогически чуждыми образованиями. Сегрегации могут представлять собой ксеногенный материал (ксенокристы), захваченный магматическим расплавом, либо являться продуктами кристаллизации просачивающихся углекислых флюидов (расплавов). Присутствие хлорапатита (обогащенного лантаном и стронцием), в большей степени отражает флюидно-мантийную [16] природу этих образований.

Вне зависимости от природы сегрегаций установленная структурная картина (рис. 2 б) ясно свидетельствует о том, что в перидотитах реализовался процесс трансформации исходного карбоната (доломита) с образованием кальцита и агрегата симплектитов. Формально подобная картина может являться результатом низкотемпературной гидратации доломита с образованием псевдоморфоз кальцита и брусита (гидрокарбоната); примером таких преобразований считаются, например карбонат-содержащие гранатовые перидотиты Восточных Альп [8]. Вместе с тем развитие симплектитовых структур в карбонатах в отсутствие других морфологических проявлений (например кайм, прожилков), а также их связь исключительно с комплексами высоких давлений, дают основания полагать, что гидратация доломита не является пер-

вопричиной их возникновения. Формирование симплектитов, вероятно, было полистадийным и первоначально было связано с процессом твердофазного распада доломита, а не с его гидратацией. Такой распад согласно экспериментальным данным [6, 12, 17] реализуется при ультравысоких (≥5 Гпа) давлениях с образованием арагонита и магнезита, которые впоследствии модифицируются. Реальным геологическим подтверждением подобного процесса пока являются только мантийные перидотиты (с симплектитами магнезита в кальците) ультравысокобарического террейна Сулу (Китай), испытавшие глубокое (свыше 150 км) погружение в зоне субдукции [15]. В сравнении с ними гранатовые перидотиты Слюдяной горки являются примером протораспада доломита, поскольку его продукты в результате ретроградного метаморфизма испытали значительные преобразования: первичный арагонит трансформировался в кальцит, а магнезит (ферромагнезит) симплектитов испытал гидратацию с замещением бруситом и гидрокарбонатом.

Следует отметить, что наблюдаемый в орто- и клинопироксенах, а также хромшпинелиде перидотитов распад с выделением пикроильментита, возможно, был комплементарен протораспаду доломита.

Вышеизложенное дает основание предложить следующую последовательность эволюции гранатовых перидотитов и эклогитов Слюдяной горки в ходе субдукции – эксгумации Марункеусского комплекса (рис. 4). В магматическую стадию происходит формирование позднекембрийского рифтогенного перидотит-габбрового комплекса Слюдяной горки, который испытал инфильтрацию мантийными (?) углекислыми флюидами и импрегнацию карбонатным веществом. В субдукционную стадию (I) в ходе прогрессивного метаморфизма протолит был преобразован в эклогиты и гранатовые перидотиты, а доломит сегрегаций при достижении пика давлений (P ≥ 5 Гпа, глубина ≥150 км) трансформировался в арагонит и магнезит. В стадию эксгумации и высокобарического (до 2 ГПа) ретроградного метаморфизма (II) произошло окончательное становление гранатовых перидотитов и эклогитов; арагонит сегрегаций испытал фазовую трансформацию и был замещен кальцитом. На завершающих стадиях (III) при выведении на малоглубинный коровый уровень гранатовые перидотиты испытали низкотемпературный водный метаморфизм (серпентинизацию); при гидратации первичный магнезит симплектитов был замещен бруситом и гидрокарбонатом (рис. 4).

Таким образом, обнаружение в эклогит-перидотитовой ассоциации Полярного Урала сегрегаций карбонатов с симплектитовым строением, вероятно, являющихся результатом глубинного твердофазного распада доломита, подтверждает их исходную принадлежность к ультравысокобарическим (потенциально алмазоносным) образованиям.

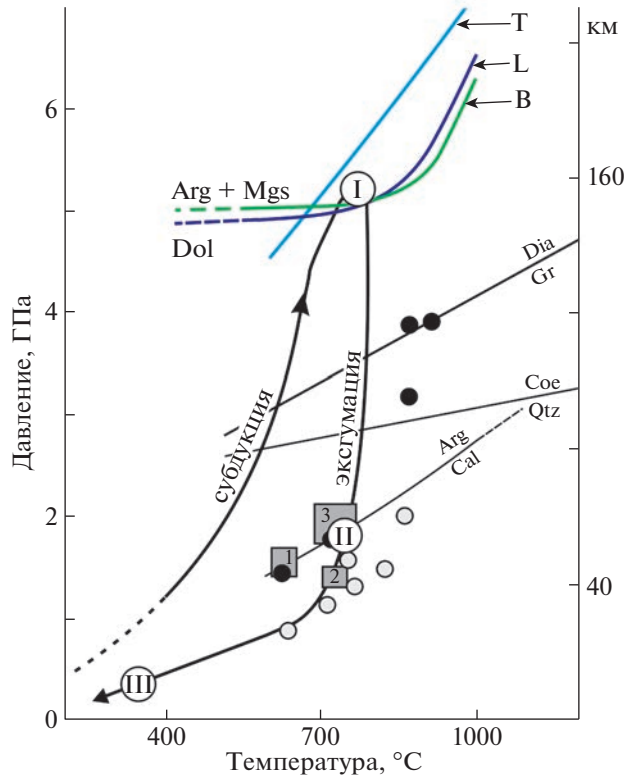

Рис. 4. *PT*-тренд эволюции гранатовых перидотитов с сегрегациями карбонатов в ходе субдукции и эксгумации Марункеусского блока. Стадии эволюции (цифры в кружках): I – субдукционная стадия, завершившаяся распадом доломита с образованием симплектитов; II – стадия эксгумации и ретроградного метаморфизма, завершившаяся формированием гранатовых перидотитов и эклогитов; III – стадия низкотемпературного метаморфизма перидотитов с замещением магнезита бруситом и гидрокарбонатом. Залитые кружки – параметры метаморфизма гранатовых перидотитов (черное) и эклогитов (белое) по [2]. Квадраты с номерами (1, 2, 3) – параметры метаморфизма по [13], [5], [1]. Границы фазовых переходов (линии): доломит = арагонит + магнезит (Dol = = Arg + Mgs) – T, L, B по [6, 11, 16]; алмаз–графит (Dia – Gr) и коэсит – кварц (Coe – Qtz) по [7]; арагонит – кальцит (Arg – Cal) по [9].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00177) и Национального фонда естественных наук Китая (41672031). Исследования проведены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9), с использованием оборудования ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляются при финансовой поддержке Мини-

стерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение № 075-15-2021-680).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А.* Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 138–160.
2. *Селятицкий А. Ю., Куликова К. В.* Первые данные о проявлении UHP-метаморфизма на Полярном Урале // ДАН. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.
3. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.
4. *Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Панфилов А.В., Потапов И.Т.* Две серии первично-магматических пород в Марункеусском эклогит-гнейсовом комплексе (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2015. № 11 (251). С. 3–12.
5. *Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э. и др.* Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // ДАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519–523.
6. *Buob A., Luth R.W., Schmidt M.W., Ulmer P.* Experiments on $CaCO_3$–$MgCO_3$ solid solutions at high pressure and temperature // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 435–440.
7. *Day H.W.* A revised diamond-graphite transition curve // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 52–62.
8. *Forster B., Braga R., Aulbach S., Lo Pò D., Bargossi G.M., Mair V.* A petrographic study of carbonate phases in the Ulten Zone ultramafic rocks: insights into carbonation in the mantle wedge and exhumation-related decarbonation // Ofioliti. 2017. V. 42 (2). P. 105–127.
9. *Glodny J., Pease V.L., Montero P., Austrheim H., Rusin A.I.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society of London. Memoirs. 2004. V. 30. P. 87–105.
10. *Johannes W., Puhan D.* The calcite–aragonite transition, reinvestigated // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1971. V. 31. P. 28–38.
11. *Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G.* Very high-pressure orogenic garnet peridotites // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2007. V. 104 (22). P. 9116–9121.
12. *Luth R.W.* Experimental determination of the reaction aragonite + magnesite = dolomite at 5 to 9 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 141. P. 222–232.
13. *Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V.* Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 187. 104087. P. 1–12.
14. *Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A.* The eclogite of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. V. 61. P. 55–78.
15. *Su B., Chen Y., Guo S., Liu J.B.* Dolomite dissociation indicates ultra-deep (>150 km) subduction of a garnet-bearing dunite block (the Sulu UHP terrane) // American Mineralogist. 2017. V. 102 (11). P. 2295–2306.
16. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.
17. *Tao R., Zhang L., Zhang L.* Redox evolution of western Tianshan subduction zone and its effect on deep carbon cycle // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. P. 915–924.

EVIDENCE OF ULTRAHIGH-PRESSURE EVOLUTION OF GARNET PERIDOTITES IN THE POLAR URALS

V. R. Shmelev[a,#] and F-C. Meng[b]

[a] *Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

[b] *Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037 China*

[#] *E-mail: shmelev@igg.uran.ru*

Presented by Academician of the RAS L.Y. Aranovich June 2, 2023

In garnet peridotites of the Marunkeu eclogite-gneiss complex (Polar Urals), segregations of carbonates in association with chlorapatite were first established. They contain relics of dolomite, which is "replaced" by calcite with symplectite (graphic) intergrowths of brucite and hydrocarbonate. The formation of peridotites with unusual carbonate structures is the result of the evolution of this complex at different depths. During deep subduction and progressive with the formation of garnet peridotites, segregated dolomite experienced a solid-phase breakdown into aragonite and magnesite at the pressure peak (≥5 GPa). During exhumation and retrograde metamorphism, garnet peridotites, together with segregations, underwent low-temperature transformations; aragonite was replaced by calcite, and magnesite by brucite and hydrocarbonate. The presence of carbonates with deep-seated structures confirms that the garnet peridotites and eclogites of the Polar Urals belong to ultrahigh-pressure complexes.

Keywords: Mica hill, Marunkeu, garnet peridotites, carbonates, symplectite structures, solid-phase breakdown, hydration, retrograde metamorphism, subduction, exhumation

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 96–105

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.21

БОКСИТЫ ТАТАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ): ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КОНТАКТОВО-КАРСТОВОГО ГЕНЕЗИСА

© 2023 г. Н. М. Боева[1,*], А. Д. Слукин[1], М. А. Макарова[1], Е. С. Шипилова[1], Ф. П. Мельников[1], Д. А. Внучков[1], Е. А. Жегалло[2], Л. В. Зайцева[2], академик РАН Н. С. Бортников[1]

Поступило 15.07.2023 г.
После доработки 09.08.2023 г.
Принято к публикации 10.08.2023 г.

Татарское месторождение бокситов на территории РФ сформировалось в результате седиментации в контактово-карстовых депрессиях продуктов денудации латеритных кор выветривания амфиболитов. Детальные минералогические исследования бокситов дали возможность достоверно восстановить условия их образования. Как выяснилось, из-за близкого расположения областей питания и аккумуляции, происходила денудация как уже выветрелых, так и исходных пород. При этом в карстовых депрессиях продолжались химические процессы. Впервые для контактово-карстовых бокситов выявлено присутствие наночастиц аморфного оксида алюминия. Эта характерная особенность формы выделения глинозема связана с последующим прекращением процессов латеритизации и затуханием их с глубиной. Наличие аморфного моногидрата алюминия необходимо учитывать при подборе схемы обогащения бокситов.

Ключевые слова: боксит, контактово-карстовый, гиббсит, рентгеноаморфный моногидрат алюминия, редкие и редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S2686739723601825, **EDN:** LOLEZN

ВВЕДЕНИЕ

Бокситы известны как первичное сырье для алюминия и обычно образуются в результате интенсивного химического выветривания в жарких и влажных зонах. Запасы бокситов в мире достигают нескольких десятков миллиардов тонн. Россия – одна из немногих стран, импортирующих бокситы или глинозем для работы алюминиевых заводов. Потенциал Сибирского региона, связанный с высокоглиноземистыми породами, вновь привлек внимание исследователей из-за введенного в эксплуатацию Богучанского алюминиевого завода в Красноярском крае. Наряду с осадочно-латеритными бокситами [1, 2], несомненный интерес представляют карстовые депрессии, заполненные дефицитным бокситовым сырьем. По опубликованным сведениям, запасы бокситов Нижнего Приангарья оцениваются в 300 млн т сырья [3].

Общепризнанными считаются три основные генетические типа бокситов: латеритные бокситы, полученные в результате латеритизации *in situ* подстилающих алюмосиликатных пород; бокситы тихвинского типа, являющиеся продуктами размыва существовавших ранее латеритных бокситов и залегающие на эродированной поверхности алюмосиликатных пород; карстовые бокситы, развитые на эродированной поверхности карбонатных коренных пород. Д. Бардошши выделяет следующие типы карстовых бокситов: средиземноморский, тиманский, казахстанский, арьежский, салентинский и тульский [4]. Среди сибирских месторождений выделяются четыре морфогенетических типа залежей: котловинный, лентообразный и долинообразный, залежи сложных карстовых бассейнов, а также контактово-карстовый – овражный или каньонообразный [5]. Последний отличается исключительной глубиной (до 260 м), намного превышающий глубину классического карста средиземноморского типа. Месторождения региона ближе всего к казахстанскому типу, характеризующемуся тем, что карбонатная подошва перекрывается бокситоносной толщей, имеющей литологически различное, но генетически единое строение.

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии Наук, Москва, Россия*
[2]*Палеонтологический институт им. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: boeva@igem.ru*

Бокситовые руды карстового типа обычно обогащены многими экономически важными (критическими) элементами, такими как V, Cr, Co, Ni, Nb, REE [6]. Поэтому неудивительно, что литература по месторождениям бокситов была сосредоточена на генетических механизмах, способствующих образованию этого типа осадочных пород [6, 7].

Высказаны разные гипотезы образования бокситов контактово-карстового типа – постседиментационная, как механокластические [8], так и кластогенные образования [9]; аутигенная; взрывного происхождения [10]; гидротермально-осадочная [11].

Дискуссия о происхождении контактово-карстовых месторождений Сибири касается следующих вопросов: происходила ли денудация уже латеритизированных пород или обломки амфиболитов были латеритизированы после перемещения их в карстовые воронки. Остается также неясным, консервируются ли денудированные продукты выветривания в карстовых депрессиях, прекращаются или продолжаются в них химические процессы.

Чтобы пролить свет на спорные вопросы о механизмах и стадиях образования контактово-карстовых бокситов, нами было проведено изучение химического и минерального составов бокситов и кристалломорфологических особенностей, вновь образованных и реликтовых породообразующих минералов из бокситов Татарского месторождения. Оно расположено в верхнем течении р. Татарки и занимает эрозионно-тектоническую котловину на высотах 350–450 м над уровнем моря, обрамленную на севере, западе и юге высотами Татарского хребта (до 800 м), а на востоке – увалами Татарского гранитного массива (до 650 м) [9].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАТАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения бокситов приурочены к Центральному антиклинорию Енисейского кряжа, сложенного сильно дислоцированными метаморфизованными докембрийскими карбонатно-терригенными породами, прорванными интрузиями кислого и основного состава [5]. На многих из них были развиты и местами во впадинах сохранились латеритные коры выветривания. При крутом падении известняков и вдоль субвертикальных контактов с другими породами развивается глубокий карст, в котором располагаются рудные тела. Основная их часть, особенно верхние горизонты, были размыты и переотложены в виде бокситоносных осадков. Палеоцен-эоценовый возраст (мурожинская свита) пород был установлен на основании данных спорово-пыльцевых анализов [9]. С этой свитой связано несколько групп месторождений бокситов, сосредоточенных в трех регионах: в Центральном антиклинории, на восточной окраине и в юго-восточной части кряжа.

Бокситы залегают в карстовых воронках, вытянутых в виде цепи по простиранию известняков или вдоль контакта последних с амфиболитами. Размеры V-образных карстовых депрессий достигают 500 × 250 м, глубиной – до 260 м, т.е. немного ниже современной гидросети (рис. 1а).

Месторождение сложено дислоцированными известняками, кварцитами и филлитами среднего протерозоя. Широко развиты секущие и пластовые тела амфиболитов. В Татарской котловине на этих породах были развиты коры выветривания, перекрывавшиеся палеоцен-эоценовыми бокситоносными отложениями, которые сохранились в карстовых депрессиях некоторых месторождений. В центральной части котловины преобладают глины и бокситы, а на окраинах – песчанистые и песчано-глинистые отложения с бокситами, содержащими обломки выветрелых и латеритизированных амфиболитов. На амфиболитах сохранилась кора выветривания, венчающаяся каолинитовой зоной (рис. 1б).

Татарское месторождение состоит из 12 рудных тел, заполняющих карстовые воронки, и 2 тел – в останцах древних долинах. Карстовые депрессии выполнены бокситоносными палеоцен-эоценовыми отложениями. Выделяется от одного до трех рудных горизонтов: обнаружена смена (снизу вверх) бурых песчанистых каолинитовых глин пестроцветными глинами, бокситовыми глинами и отбеленными бокситами, и, наконец, углистыми глинами и углями, переполненными обломками и стяжениями каменистого боксита [5]. Каменистые или вермикулярные бокситы, как правило, находятся в верхних частях бокситоносных отложений, а глинистые расположены в нижней, наиболее глубокой части. В бокситах выявлены крупные обломки свежих, выветрелых и полностью латеритизированных амфиболитов. В рудах основную роль играют рыхлые и глинистые бокситы, составляющие соответственно 47.4 и 40.4% запасов месторождения соответственно [9].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Было отобрано и изучено около 30 образцов бокситов и сопутствующих пород из скважин и обнажений Татарского месторождения.

Химический состав бокситов определен с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios “RANalytical”.

Исследование минерального состава проводилось рентгенофазовым методом (РФА) на дифрактометре Ultima-IV “Rigaku”, методом синхронного термического анализа (СТА) и с помощью скани-

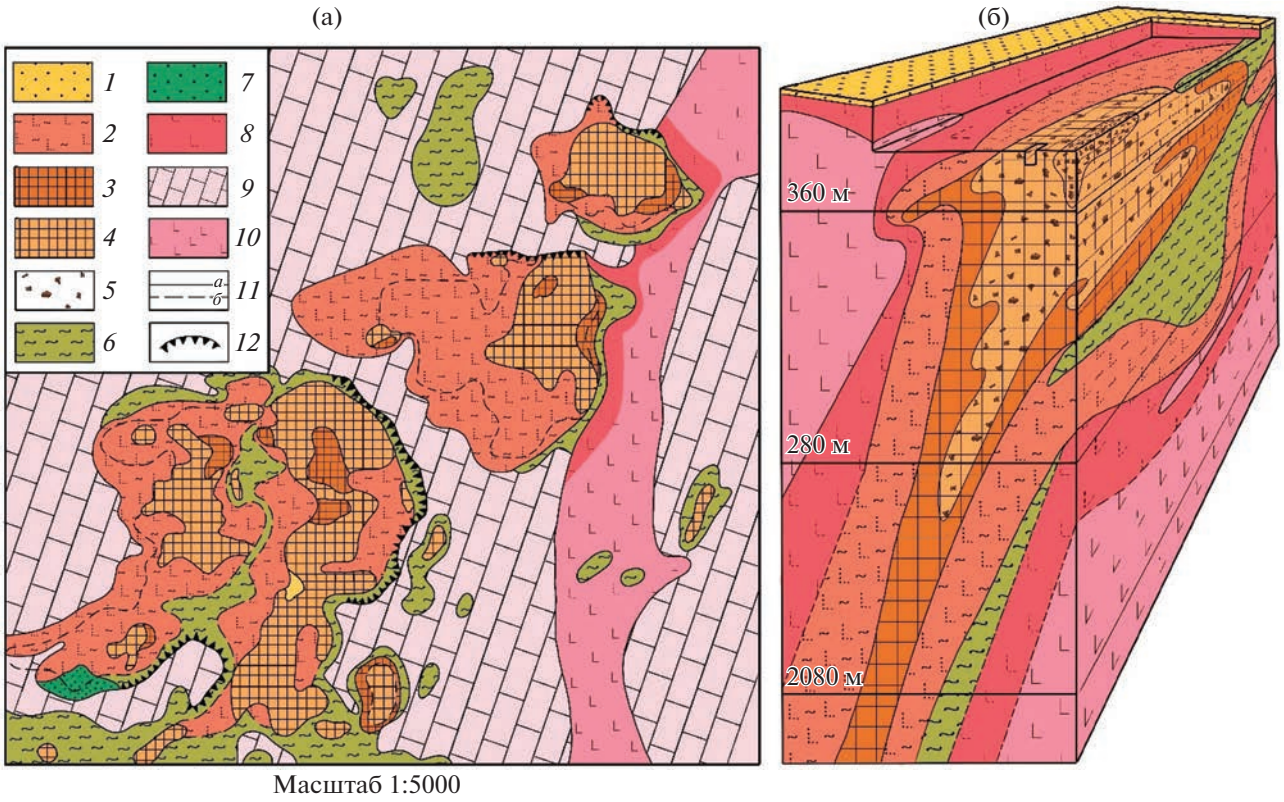

Рис. 1. Геологическая карта центральной части Татарского месторождения бокситов, Енисейский кряж (по Е.И. Пельтеку, [9] (а) и перспективная блок-диаграмма рудного тела 9 (по Р.А. Цыкину, [12]) (б) с дополнениями. Четвертичные отложения: *1* – покровные суглинки и глины; палеогеновые отложения мурожинской свиты отложения (продуктивная подсвита): *2* – глины пестроцветные, каолинитовые, *3* – бокситы глинистые, *4* – бокситы рыхлые, *5* – бокситы каменистые, *6* – брекчиевидные глины и алеврито-глинистые отложения с обломками пород фундамента и бокситов, *7* – известковистый кварцевый песок; *8* – кора выветривания амфиболитов; протерозойские отложения: *9* – известняки; протерозойский Индыглинский интрузивный комплекс: *10* – амфиболиты *11* – границы пород (а), контуры погребенных рудных тел (б); *12* – уступы карстового рельефа.

рующих (СЭМ) CamScan 4 “Cambridge” и TESCAN VEGA IIXMU “Tescan” микроскопов с энергодисперсионной приставкой (ЭДС).

Синхронный термический анализ (СТА) выполнялся на приборе (STA 449 F1 Jupiter “Netzsch”). Съемка производилась со скоростью 10°/мин в атмосфере воздуха в тигельках с закрытыми крышками до температуры 1050°С. Масса навески составляла ~40 мг.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав

Были проанализированы каменистые, рыхлые и глинистые породы Татарского месторождения.

Содержание Al_2O_3 в каменистых или вермикулярных бокситах составляет от 41.44 до 59.45, в среднем 50.6 мас. %. Содержание SiO_2 изменяется от 1.48 до 7.97 мас. %, среднее значение составляет 3.3 мас. %. Значения TiO_2 меняются от 1.17 до 4.08, в среднем 2.9 мас. %. Содержание Fe_2O_3 варьируется достаточно широко – от 6.86 до 34.05 мас. %, в среднем составляет 19.62 мас. %. Содержание Na_2O от 0.05 до 0.39 мас. %; CaO – от 0.01 до 0.4 мас. %; MnO – от 0.02 до 0.04 мас. %; P_2O_5 – от 0.08 до 0.3 мас. %; MgO от 0.01 до 1.28 мас. %. По сравнению с другими исследуемыми образцами в каменистых бокситах повышенные содержания Cr от 570 до 1238, в среднем 938 г/т.

Содержание Al_2O_3 в рыхлых бокситах изменяется от 33.5 до 56.35 мас. %, в среднем составляет 44.2 мас. %. В данной группе образцов отмечается пониженное содержание воды, не соответствующее составу тригидрата алюминия. Значения SiO_2 меняются от 0.87 до 9.18 мас. %; TiO_2 – от 1.79 до 8.07 мас. %. Содержание Fe_2O_3 в этих образцах варьирует от 10.09 до 42.42 мас. %, в среднем 32.67 мас. %; Na_2O – от 0.07 до 0.3 мас. %; Ka_2O – от 0.03 до 0.05 мас. %; CaO – от 0.02 до 0.3 мас. %; MnO – от 0.01 до 0.13 мас. %; P_2O_5 – от 0.1 до 0.39 мас. %. В рыхлых бокситах по сравнению с

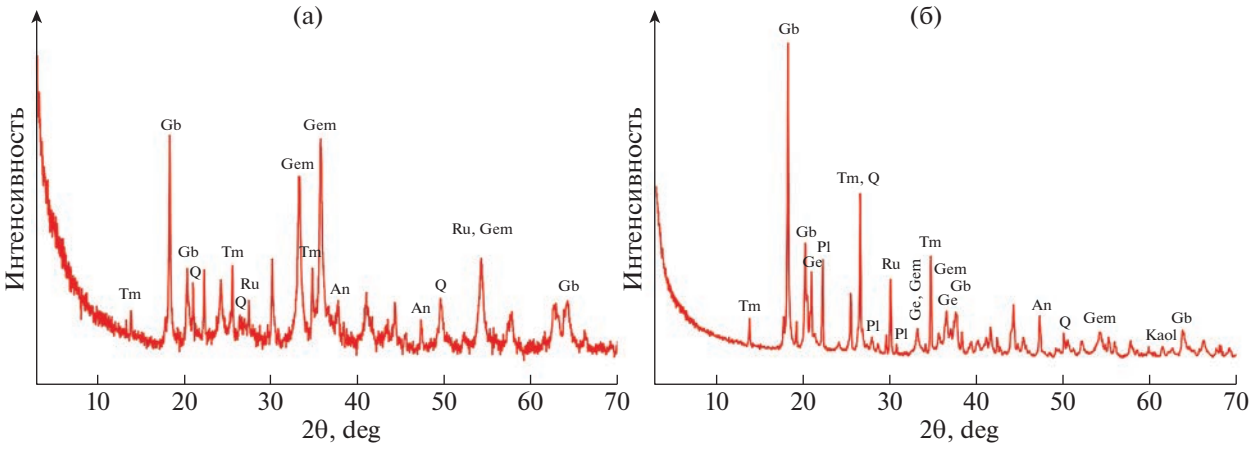

Рис. 2. Рентгенограммы бокситов: а – образец 06/74, б – образец 11/75. Gb – гиббсит, Ge – гетит, Gem –гематит, An – анатаз, Ru – рутил, Tm – турмалин, Q – кварц, Kaol – каолинит, Pl – плагиоклаз.

другими образцами отмечаются повышенные значения V и Nb от 509 до 946 и от 95 до 180 г/т соответственно.

Содержание Al_2O_3 в глинистых породах составляет от 15.89 до 26.29 мас. %, в среднем 22.75 мас. %. Значения SiO_2 изменяются от 36.89 до 46.6 мас. %, в среднем 41.21 мас. %. Содержания TiO_2 меняются от 1.58 до 7.2 мас. %, среднее значение – 3.59 мас. %. Содержание Fe_2O_3 варьирует от 14.02 до 17.08 мас. %, в среднем – 16.05 мас. %. Содержание других компонентов следующее (в мас. %): Na_2O от 0.1 до 0.5; K_2O – от 0.07 до 0.16; CaO – от 2.9 до 6.56; P_2O_5 – от 0.11 до 0.21. В образцах обнаружены повышенные содержания Ni, Cu, Zn и Ba по сравнению с другими. Это связано с отличными сорбционными свойствами глинистых пород. Содержание металлов (г/т): Ni от 95 до 254; Cu от 332 до 914; Zn от 125 до 401; Ba от 195 до 672.

Однако, по данным рентгенофлуоресцентного анализа, в некоторых пробах была установлена более высокая концентрация глинозема, чем его содержание в гиббсите.

Рентгенофазовый анализ

Результаты рентгенофазового анализа представлены в табл. 2 и на рис. 2. Во всех образцах бокситов основными минералами являются гиббсит, гематит и гетит. Помимо них в изученных образцах были обнаружены кварц, анатаз, каолинит, монтмориллонит, ильменит, рутил, плагиоклаз, турмалин и роговая обманка. Минералы были идентифицированы по наиболее важным и характерным межплоскостным расстояниям: гиббсит – 4.82 и 4.34 Å; гетит – 4.18, 2.69, 2.45 Å; гематит – 2.69, 1.69, 2.51 Å; кварц – 3.34, 4.25, 1.81 Å, анатаз – 3.51, 1.89, 2.37 Å, каолинит – 7.13, 1.49, 3.56 Å, монтмориллонит – 11.5, 1.49, 4.45 Å, ильменит – 2.74, 2.53, 1.72 Å, рутил – 1.68, 3.24, 2.48 Å, плагиоклаз – 2.95, 3.18, 4.03 Å, турмалин – 2.59, 4.48, 6.5 Å, роговая обманка – 1.05, 1.44, 2.71 Å.

Результаты рентгенофазового анализа позволили понять завышенное содержание глинозема. Поскольку не было выявлено в бокситах других минералов, содержащих алюминий, предполагается, что в них присутствует рентгеноаморфный оксид алюминия. Таким образом, впервые в бокситах Енисейского кряжа в образцах было обнаружено избыточное по сравнению с гиббситом содержание глинозема, обусловленное примесью рентгеноаморфной фазы, содержащей алюминий.

Синхронный термический анализ исследуемых образцов позволил установить влияние структурных особенностей, размера частиц гиббсита на характер полученных кривых. Отличительной особенностью гиббсита из осадочных бокситов является отсутствие на кривых ДСК дополнительных эндоэффектов в интервале дегидроксилизации минерала (250–400°C), что мы и наблюдаем в основной массе образцов (рис. 3 а). Однако встречаются пробы, отобранные из центральных частей крупных образцов, в которых на графиках ДСК выделяется поэтапная дегидроксилизация минерала, связанная с большими размерами кристаллов гиббсита, характерных для минералов, образованных исключительно *in situ* (рис. 3 б). В отдельных образцах было обнаружено присутствие турмалина, диссоциация которого отображается в виде эндоэффекта на кривой ДСК в температурном интервале 900–1050°C (рис. 3 в). Экзоэффект при температуре 1050–1200°C отвечает за переход γ-Al_2O_3 в α-Al_2O_3. На рисунке 3 г изображена термическая кривая гиббсита с одним максимумом при температуре 341°C. Эндоэф-

Таблица 1. Химический состав бокситов Татарского месторождения

Образец	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	P_2O_5	S	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ba	Nb
	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	мас. %	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т	г/т
	Каменистые бокситы																			
12/75	26.10	0.08	0.04	54.65	3.19	0.04	0.02	4.08	0.044	11.08	0.25	<0.02	1238	475	29	31	85	26	<10	68
12/2	27.71	0.05	0.01	55.35	1.48	0	<0.01	1.17	0.02	13.41	0.08	<0.02	570	314	33	22	114	121	11	16
11	28.37	0.07	0.00	59.45	1.51	0.04	0.02	2.89	0.028	6.86	0.30	<0.02	1095	449	27	18	57	19	41	54
09/75	11.75	0.39	1.28	42.09	7.97	0.03	0.41	2.82	0.033	32.71	0.16	0.04	704	468	46	117	68	63	15	28
10/75	17.60	0.07	0.05	41.44	2.44	0.03	0.03	3.59	0.047	34.05	0.25	0.04	1083	711	72	24	89	49	25	47
	Рыхлые бокситы																			
04/74	16.28	0.17	0.47	43.75	2.93	0.04	0.15	3.33	0.047	32.37	0.11	0.03	347	658	69	13	154	51	22	95
01/74	13.06	0.08	0.05	43.98	1.19	0.03	0.04	3.65	0.038	37.36	0.14	0.04	477	640	42	<10	76	37	23	154
11/75	19.99	0.30	1.16	56.35	9.18	0.05	0.32	1.79	0.013	10.09	0.39	0.02	975	509	32	14	73	52	31	47
06/74	11.54	0.23	0.62	43.59	3.60	0.03	0.15	3.20	0.037	36.44	0.13	0.04	709	647	59	39	91	49	11	123
08/74	15.05	0.08	0.04	43.88	1.13	0.03	0.04	4.38	0.038	34.85	0.10	0.04	414	660	44	14	97	42	15	180
09/74	13.93	0.07	0.04	33.50	1.02	0.03	0.02	8.07	0.131	42.42	0.22	0.07	448	946	41	21	339	115	30	105
3Т	14.80	0.07	0.02	44.37	0.87	0.03	0.02	4.14	0.042	35.15	0.11	0.03	419	640	49	<10	99	34	16	165
	Глинистые породы																			
15/74	6.41	0.53	3.70	26.17	36.89	0.16	6.56	1.58	0.231	17.05	0.16	<0.02	268	329	80	254	332	125	366	8
18/74	7.98	0.10	1.31	15.89	46.60	0.07	2.90	7.20	0.161	17.08	0.21	<0.02	100	637	60	95	914	149	195	42
19/74	11.11	0.11	1.67	26.19	40.15	0.11	3.81	2.00	0.303	14.02	0.11	<0.02	68	325	49	193	590	401	672	15

Таблица 2. Минеральный состав карстовых бокситов и глинистых пород с Татарского месторождения (мас. %)

Образец	Смектит	Каолинит	Кварц	Плагиоклаз	Роговая обманка	Турмалин	Анатаз	Ильменит	Рутил	Гетит	Гематит	Гиббсит	Рентгеноаморфная фаза
Каменистые бокситы													
12/75	н.о.	н.о.	3	н.о.	н.о.	н.о.	11	н.о.	н.о.	5	6	75	н.о.
12/2	н.о.	н.о.	1	н.о.	н.о.	н.о.	1	н.о.	н.о.	5	8	85	н.о.
11	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3	н.о.	н.о.	3	3	91	н.о.
9/75	н.о.	н.о.	2	1	н.о.	15	н.о.	н.о.	н.о.	10	21	48	3
10/75	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3	н.о.	н.о.	10	24	55	8
Рыхлые бокситы													
4/74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3	3	н.о.	н.о.	н.о.	32	50	12
1/74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3	н.о.	н.о.	н.о.	37	35	25
11/75	н.о.	1	2	6	н.о.	9	н.о.	н.о.	н.о.	5	5	52	20
6/74	н.о.	н.о.	2	н.о.	н.о.	5	1	н.о.	2	н.о.	34	32	24
8/74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4	н.о.	н.о.	н.о.	34	43	19
9/74	н.о.	н.о.	1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6	2	16	27	30	18
3Т	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4	н.о.	н.о.	н.о.	35	43	18
Глинистые породы													
19/74	20	39	11	2	6	н.о.	н.о.	н.о.	2	11	4	5	н.о.

фект имеет правильную форму, характерную для кристаллов гиббсита с упорядоченной структурой [13, 14], образованного по биопленкам в процессе латеритизации, продолжающейся после денудации (рис. 4 ж).

Количественное соотношение минералов в бокситах можно определить только сопоставлением трех методов – рентгенофлуоресцентного, рентгенофазового и термического: содержание гиббсита – от 30 до 90 мас. %, рентгеноаморфного оксида алюминия – от 3 до 25 мас. %, гематита – от 14 до 57 мас. %, гетита – от 6 до 22 мас. %. Также присутствуют минералы, характерные для материнских пород – амфиболитов: плагиоклаз, роговая обманка и турмалин. Результаты сведены в табл. 2.

Сканирующая электронная микроскопия

В СЭМ видно, что в тонкодисперсном глинистом матриксе присутствуют обильные поры, каверны и обломки древесины. Очертания пор имеют треугольные, призматические формы, свидетельствующие о растворении кварца. Квадратные и ромбовидные формы являются следами растворенных зерен кальцита. Фитоморфозы ожелезнены и в них хорошо прослеживаются гематитовые биоморфозы по бактериям (рис. 4 а, б). СЭМ позволила установить морфологию кристаллов. Свежие идиоморфные кристаллы амфиболов и полевых шпатов хорошо сохраняют первичные формы (рис. 4 в). В отдельных кристаллах имеются каверны, выполненные друзами кристаллов гиббсита (рис. 4 г). На поверхности кристаллов также наблюдаются новообразованные зерна гиббсита. Матрикс в интерстициях между кристаллами амфибола замещен смесью каолинита и гиббсита. Наконец, наблюдаются участки амфиболитов, которые полностью замещены гиббситом.

В осадочных бокситах в сильно диспергированной среде встречаются каверны, на стенках которых развиты новообразованные полусферические выделения таблитчатых кристаллов гиббсита. На поверхностях бобовин выявлены корки короткопризматических кристаллов гиббсита (рис. 4 д).

В тонкодисперсном матриксе встречаются крупные реликтовые кристаллы ильменита, хорошо сохранившие свою форму. В химическом составе ильменита имеется значительная – до 4 мас. % – примесь V (рис. 4 е). Выявлены также кварц, анатаз и рутил – реликтовые минералы амфиболитов. Их содержание колеблется в пределах первых процентов. Следует подчеркнуть, что часть титана не связана с этими минералами, а

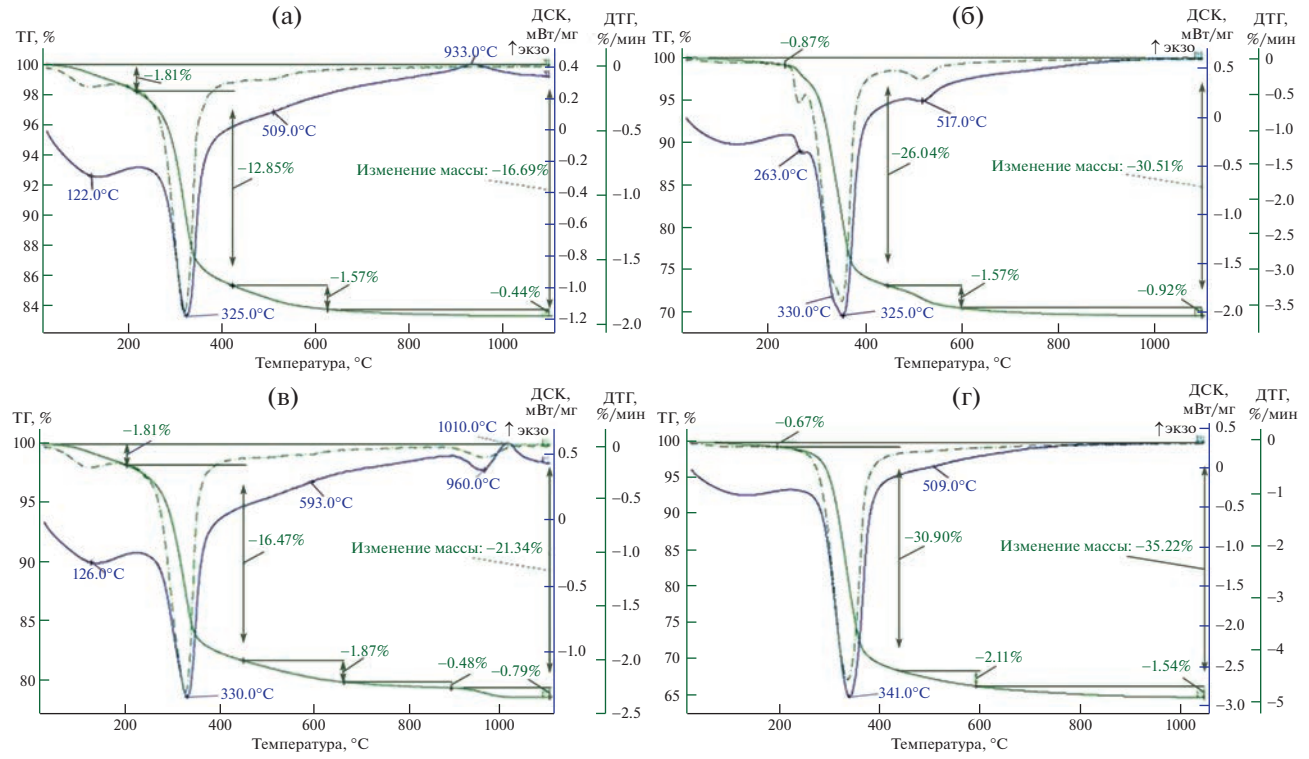

Рис. 3. Термические кривые бокситов: а – обр. 3Т, б – обр. 12Т/3, в – обр. 11/75, г – обр. 6Т.

сорбирована биопленками. Все минералы латеритизированных амфиболитов не имеют следов механического перемещения, т.е. все они залегают *in situ*.

Изредка в бокситах встречаются остатки не полностью растворенных зерен кальцита. Осадочные бокситы обильно пронизаны биоминеральными пленками. Они имеют разнообразный облик. Могут встречаться в виде тонких покровов, пушистых снегообразных налетов. Химический состав их очень разнообразен. По алюминиевым пленкам образуется биогенный гиббсит. По пленкам более сложного состава образуется гиббсит с примесями Fe, Dy, Yb (рис. 4 ж). Гематит находится в виде охристых псевдоморфоз по амфиболам, каркасных кристаллических решеток, биоморфоз и раскристаллизованных биоминеральных пленок. Нераскристаллизованные биопленки алюминиевого состава теряют воду и образуют рентгеноаморфный оксид алюминия (рис. 4 з).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволили сделать вывод о том, что Татарское месторождение бокситов возникло в результате седиментации в контактово-карстовых депрессиях продуктов денудации латеритных бокситов, образованных по амфиболитам и другим породам.

В районе Татарского месторождения в мел-палеогеновое время создались условия, при которых материнские породы – амфиболиты и продукты их переотложения: крупные обломки выветрелых и латеритизированных амфиболитов в контактово-карстовых бокситах оказались в теснейшем соседстве. Благодаря такой близости и крутым контактам выветрелых амфиболитов и известняков, в дезинтеграции, денудации и аккумуляции проявился ряд особенностей. Так, во всех бокситах карстовых и эрозионных депрессий на соседней Сибирской платформе очень редко встречаются обломки псевдоморфных бокситов размером даже в 1–2 см. В бокситах Татарского месторождения в изобилии обнаружены такие обломки даже более 10 см [15]. С ними смешаны обломки стволов и веток деревьев с биоморфозами гематита (рис. 4 а,б). Это свидетельствует об очень коротком пути транспортировки денудированных амфиболитов до бассейна их аккумуляции в карстовых депрессиях. В крупных обломках свежих и выветрелых амфиболитов сохранились текстурно-структурные особенности первичных, образованных *in situ* пород. Среди них выявлены идиоморфные кристаллы амфиболов (рис. 4 в). На графиках ДСК наблюдаются дополнительные эндоэффекты в интервале дегидроксилизации (рис. 3 б), свидетельствующие о том, что образование гиббсита в породе происходило *in situ* до того, как она была перемещена в карстовую депрес-

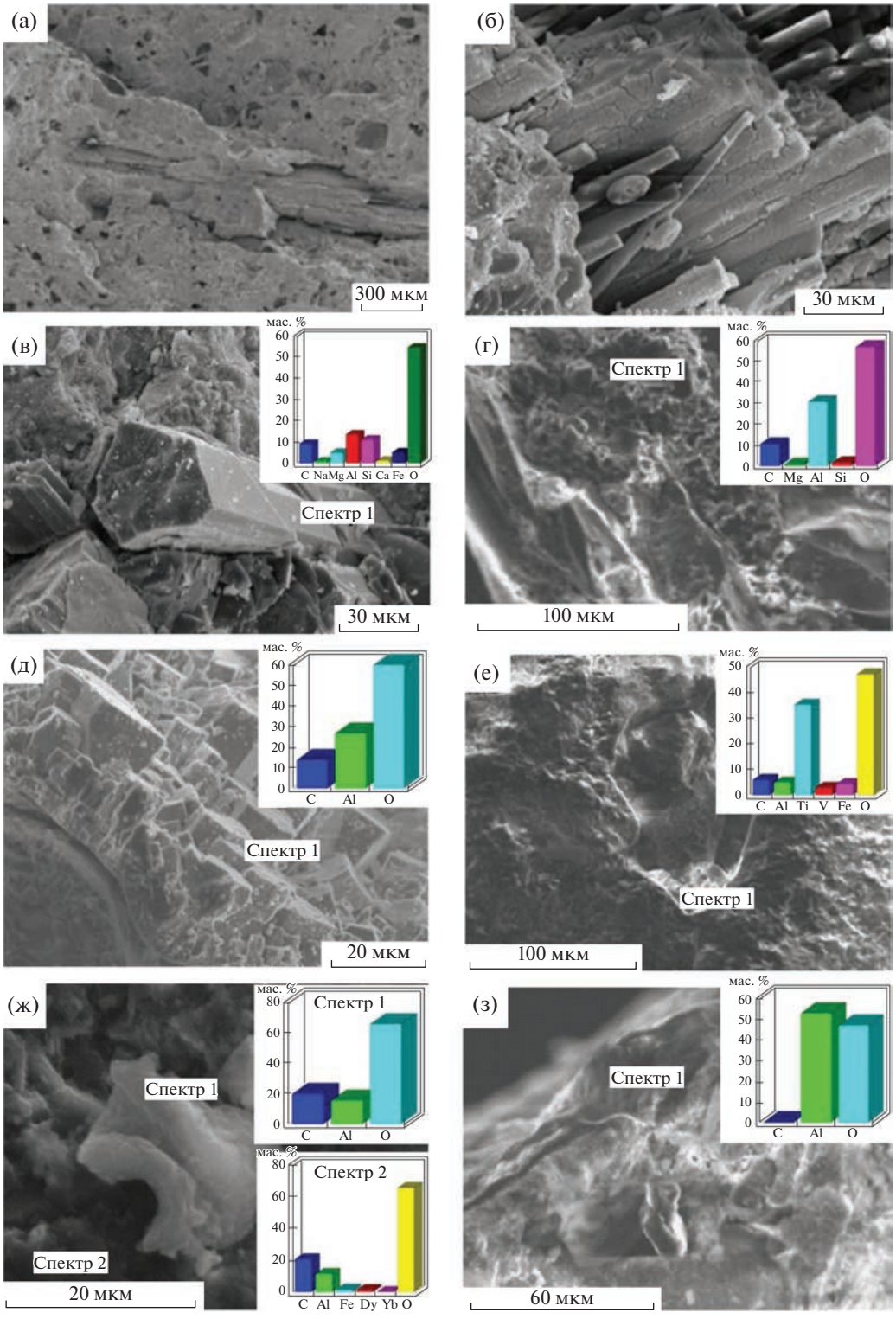

Рис. 4. Тонкодисперсный глинистый матрикс бокситов (а), фитоморфозы по древесине и биоморфозы по бактериям (б), идиоморфные кристаллы амфиболов (в), каверны, выполненные друзами кристаллов гиббсита (г), корки коротко-призматических кристаллов гиббсита (д), кристалл ильменита (е), биопленки сложного состава, биогенный гиббсит (ж), аморфный гидроксид алюминия (з) СЭМ. ЭДС состава.

сию. Сохранившиеся кристаллы гиббсита – подтверждение близкого контакта продуктов из областей питания и аккумуляции. Гиббсит – главный минерал латеритизированных амфиболитов. Его содержание в отдельных образцах достигает 91 мас. %. Он обнаружен в виде псевдоморфоз гексагональных таблитчатых кристаллов, замещающих полевые шпаты и амфиболы, в виде друз таблитчатых, призматических и пирамидальных кристаллов в кавернах и трещинах и скрытокристаллических гнездообразных выделений. Содержание гиббсита в боксите уменьшается с глубиной.

После денудации и аккумуляции в карстовые депрессии происходит преобразование осадка. В электронном микроскопе отчетливо видно, что диспергированные частицы тонкодисперсного матрикса бокситов находится в тесной беспорядочной смеси (рис. 4 а). Образуются многочисленные каверны, трещины, множество ходов роющих организмов, по которым фильтруются химически- и биохимически активные воды. Дождевые воды обогащаются органическими кислотами, проникают на глубину по трещинам, растворяя тонкодисперсные минералы. В преобразовании бокситов участвуют также поверхностные и подземные карстовые водотоки [15].

В крупных трещинах растворенный глинозем выделяется в виде корок и друз кристаллов гиббсита. В тонкодисперсном матриксе он растворяется и вновь кристаллизуется, облекая бобовины и стенки каверн (рис. 4 д). Наличие биогенного гиббсита подтверждается методом термического анализа (рис. 3 г). Эндоэффект на кривой ДСК имеет форму, характерную для кристаллов гиббсита с упорядоченной структурой. В то же время обводненные поверхности минералов покрываются обильными биоминеральными пленками (рис. 4 ж). Они обладают высокими сорбционными способностями, обогащая бокситы различными химическими элементами – Al, Ti, Fe, Dy, Yb и др. Редкоземельные элементы были привнесены поверхностными и карстовыми водами из Татарского массива нефелиновых сиенитов и проявлений карбонатитов [15]. Таким образом, мы можем подтвердить, что процесс латеритизации продолжался после осадконакопления.

Впоследствии, в результате изменившихся условий, процесс латеритизации был прерван, а оставшийся глинозем сохранился в виде аморфного моногидрата алюминия (рис. 4 ж). Содержание Al_2O_3 значительно превышает количество глинозема, который может входить в состав гиббсита, что отчетливо отражается на ЭДС состава (рис. 4 з). По мере увеличения глубины в карстовых воронках, содержание рентгеноаморфного оксида алюминия в бокситах увеличивается (табл. 2). Это объясняется затуханием процессов латеритизации с глубиной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили достоверно установить контактово-карстовый генезис Татарского месторождения и его особенности. Главным признаком является максимально близкое расположение областей питания и аккумуляции. Продукты разрушения материнских пород сносились непосредственно в карстовые депрессии. В них попадали не только продукты поверхностной плоскостной денудации, но и породы из вертикальных обнажений профиля коры выветривания. Таким образом, в рудных телах смешивались собственно латеритные бокситы и нижележащие породы.

В продуктах выветривания великолепно сохраняется реликтовая структура амфиболитов. В осадочных бокситах в карстовых депрессиях гиббсит хорошо сохраняется в обломках латеритизированных амфиболитов. Тонкодисперсный матрикс, испещренный точечными пустотами, оставшимися на месте растворенных зерен карбоната и кварца, а также обилие биоминеральных пленок и продуктов их кристаллизации – несомненные признаки продолжающихся процессов выветривания, свойственных латеритизации.

Для контактово-карстовых бокситов выявлено присутствие наночастиц аморфного оксида алюминия. Эта характерная особенность формы выделения глинозема связана с прекращением процессов латеритизации и затуханием их с глубиной. Наличие аморфного моногидрата алюминия необходимо учитывать при подборе схемы обогащения бокситов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боева Н.М., Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Макарова М.А., Балашов Ф.В., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В., Бортников Н.С.* Редкие и редкоземельные элементы в латеритизированных бокситах Чадобецкого поднятия (Сибирская платформа) // Доклады Академии наук. Науки о земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 17–25.
2. *Боева Н.М., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Мельников Ф.П., Каримова О.В., Бортников Н.С.* Два генетических типа бокситов Центрального месторождения и их редкометальная составляющая (Сибирская платформа) // Доклады Академии наук. Науки о земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 23–34.

3. Минеральные ресурсы Красноярского края. Кадастр месторождений полезных ископаемых / редактор С. С. Сердюк. Красноярск, РИЦ КНИИГиМС, кн.1,2, 2002. 581 с.

4. *Bardossy G.*, Karst bauxites: bauxite deposits on carbonate rocks. 1982. In: Dev. Econ. Geol. 14. Elsevier, Amsterdam, 441 p.

5. *Кирпаль Г.Р.* Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. М., Недра. 1977. 261 с.

6. *Mongelli G., Boni M., Oggiano G., Mameli P., Sinisi R., Buccione R., Mondillo N.* Critical metals distribution in Tethyan karst bauxite: The cretaceous Italian ores // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 526–536.

7. *Yang S., Wang Q., Deng J., Wang Y., Kang W., Liu X., Li Z.* Genesis of karst bauxite-bearing sequences in Baofeng, Henan (China), and the distribution of critical metals // Ore Geology Reviews. 2019. V. 115. 103161.

8. *Шибистов Б.В.* Латериты и континентальные бокситы. Красноярск, РИУ КНИИГиМС, 2000. 204 с.

9. Платформенные бокситы СССР /под ред. Д.Г. Сапожникова. М.: “Наука”, 1971. 387 с.

10. *Черкасов Г.Н.* Геодинамика бокситообразования на примере месторождений Аравии и Сибири // Проблемы геологии, рудогенеза и минерагении Сибири. Сб. науч. Трудов СНИИГГиМС. Новосибирск, 2000. С. 29–38.

11. *Разумова В.Н.* К вопросу о происхождении бокситов / в кн. Процессы континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР. В. 350 М., Наука. 1980. С. 60–92.

12. *Цыкин Ростислав Алексеевич*: биобиблиографический указатель / сост. Е.А. Наприенко, С.П. Аникина, Н.М. Сафонова; отв. за вып. В.А. Корешкова. – Красноярск: Сиб. федерал. ун-т, 2015. 113 с.

13. *Boeva N.M., Bortnikov N.S.* The Dimensional Effect and Crystal Morphological Peculiarities of Gibbsite in a Bauxite-Bearing Weathering Crust // Doklady Earth Sciences. 2023. V. 510. № 1. P. 525–531.

14. *Boeva N.M., Bortnikov N.S., Slukin A.D., Shipilova E.S., Makarova M.A., Melnikov F.P.* Biofilms and Biominerals in the Lateritic Weathering Crust as Exemplified by the Central Bauxite Deposit (Siberian Platform, Russia) // Minerals. V. 11. № 11. P. 1184–1195.

15. *Слукин А.Д.* Условия формирования бокситоносного карста Сибирской платформы и Енисейского кряжа / в кн.: Рудоносный карст Сибири. Сб. науч. Трудов. Новосибирск, СНИИГГиМС. 1989. С. 22–33.

BAUXITES OF THE TATAR DEPOSIT (YENISEI RIDGE, RUSSIA): THE FIRST EVIDENCE OF CONTACT-KARST GENESIS

N. M. Boeva[a,#], A. D. Slukin[a], M. A. Makarova[a], E. S. Shipilova[a], Ph. P. Melnikov[a], D. A. Vnuchkov[a], E. A. Zhegallo[b], L. V. Zaitseva[b], and Academician of RAS N. S. Bortnikov[a]

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

[b] *Paleontological Institute of Borisyak of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

The Tatar bauxite deposit on the territory of the Russian Federation was formed as a result of sedimentation in contact-karst depressions of the products of denudation of lateritic weathering crusts of amphibolites. Detailed mineralogical studies of bauxites made it possible to reliably reconstruct the conditions for their formation. As it turned out parent rocks and weathered before rocks occurred due to the close location of the areas of nutrition and accumulation and denudation. At the same time, chemical processes was continuing in karst depressions. For the first time, the presence of nanoparticles of amorphous aluminum oxide was revealed into contact-karst bauxites. This characteristic feature of the form of alumina precipitation is associated with the subsequent cessation of lateritization processes and their attenuation with depth. The presence of amorphous aluminum monohydrate must be taken into account when choosing a scheme for bauxite enrichment.

Keywords: bauxite, contact-karst, gibbsite, X-ray amorphous aluminum monohydrate, rare and rare earth elements

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 106–111

ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.385

СЛЕДЫ ПЛЮМОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СОВРЕМЕННОМ СКОРОСТНОМ СТРОЕНИИ ЛИТОСФЕРЫ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО УЗЛА

© 2023 г. Академик РАН В. В. Адушкин[1], А. Г. Гоев[1,*]

Поступило 04.07.2023 г.
После доработки 06.07.2023 г.
Принято к публикации 06.07.2023 г.

В работе представлены новые модели глубинного скоростного строения земной коры и верхней мантии в районе Хибинско-Ловозерского тектонического узла, расположенного на Кольском полуострове. Обсуждаются артефакты плюм-литосферных взаимодействий, развивавшихся в изучаемом районе с протерозойского по палеозойское время. Проведено детальное сопоставление скоростного строения Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, Хибинской и Ловозерской интрузий и прилегающей к ним архейской части Фенноскандинавского щита. Показана существенная неоднородность строения коры, верхней мантии, а также структуры и глубины залегания коро-мантийного перехода. Выявлено присутствие зоны пониженных сейсмических скоростей в верхней мантии, связанной со средне-литосферной неоднородностью (MLD). Особенности строения зоны Мохо и верхней мантии в районе Хибинской и Ловозерской интрузий впервые интерпретированы как артефакты плюмового процесса.

Ключевые слова: Кольский регион, функции приемника, поперечные волны, верхняя мантия, плюм, средне-литосферная неоднородность

DOI: 10.31857/S2686739723601527, **EDN:** LMCMEG

Кольский полуостров является древней северо-восточной частью Фенноскандинавского щита и состоит из трех крупных мегаблоков – Мурманского, Кольского и Беломорского [1]. Кольский и Беломорский блоки, совместно с более мелкими Умбинско-Терским и Стрельнинским террейнами, объединяются в Лапландско-Кольский ороген (ЛКО).

ЛКО представляет собой хорошо экспонированный участок щита, обнажающий все важнейшие тектонические элементы, обеспечивая тем самым понимание закономерностей геодинамических процессов с неоархейского до палеопротерозкого возрастов. ЛКО был центром крупных плюмовых процессов [2] в позднем неоархее и до раннего палеопротерозоя, что привело к рифтогенезу и распаду суперконтинента Кенорланд [3]. ЛКО известен также обилием крупных месторождений никелевых и железных руд, апатита, платины, палладия, титана, бадделеита и т.д.

При изучении эволюции ЛКО особый интерес представляет исследование района расположения Хибинской и Ловозерской интрузий, где архейские метаморфические и ультраметаморфические образования Фенноскандинавского щита рассечены Имандра-Варзугской протерозойской рифтогенной структурой и соседствуют также с щелочными интрузиями (плутонами) палеозойского возраста (см. рис. 1). При этом формирование как Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, так и упомянутых плутонов, связывается с плюмовыми процессами [4, 5], следы которых могут быть различимы в глубинном строении и в наше время.

В представленной работе Хибино-Ловозерский тектонических узел впервые детально изучается с точки зрения выявления следов древних плюм-литосферных процессов, которые не только привели к формированию современной тектонической обстановки в Кольском регионе, но также и к генерации крупных месторождений полезных ископаемых [1].

Структура и строение изучаемого тектонического узла ранее, начиная с 60-х годов прошлого века, исследовались по комплексу геолого-геофизических данных. Отдельно необходимо выделить сейсмические исследования с применением

[1]*Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: andr.goev@gmail.com*

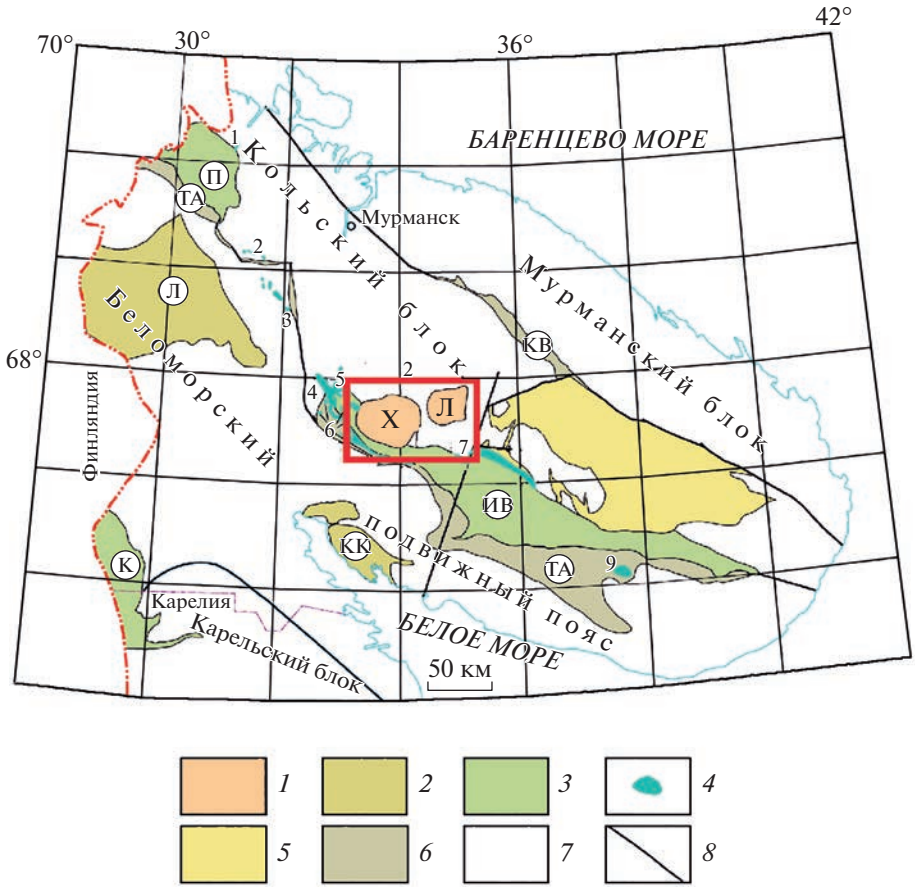

Рис. 1. Основные тектонические элементы Кольского полуострова по [1]. *1* – палеозойские плутоны нефелиновых щелочных сиенитов и фоидолитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); *2* – гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); *3* – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ) и Куолаярвинская (К); *4* – расслоенные базитультрабазитовые интрузии с возрастом около 2.45–2.52 млрд лет: г. Генеральская (*1*), Солозеро (*2*), Улитаозерская (*3*), Мончетундровская (*4*), Мончеплутон (*5*), Имандровский комплекс (*6*), Федорова тундра (*7*), Панские тундры (*8*), Песочная (*9*); *5* – неоархейская Кейвская структура с щелочными гранитами в ее обрамлении; *6* – неоархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); *7* – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования; *8* – разрывные нарушения. Регион исследования показан красным прямоугольником.

методов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по сверхдлинному профилю “Кварц” с применением мирных ядерных взрывов [6, 7], а также изучение локальной скоростной структуры методом функций приемника [8, 9]. Следует отметить, что в упомянутых работах мало внимания уделено обсуждению плюм-литосферных взаимодействий как причине формирования Хибино-Ловозерского тектонического узла.

В качестве методики исследования был использован метод функций приемника (см. [10] и ссылки в ней). В основе этого метода лежит использование данных об обменных волнах от удаленных сейсмических событий. Обычно его разделяют на две составляющие по типам используемых обменных фаз – *P*-функция приемника (или *PRF*) использует обменные и кратные волны *P*–*S* (*Ps*) и, соответственно, *S*-функция приемника (или SRF), использующая обменные и кратные волны *S*–*P* (*Sp*). Сейсмические события отбираются в соответствии с эпицентральными расстояниями: для *PRF* их диапазон составляет 30–100°, для SRF – 65–100°. В связи с большими эпицентральными расстояниями, события с магнитудами <5.5 не рассматривались. Для дальнейшего анализа отбирались события с импульсной формой колебания первой падающей волны (*P* для *PRF* и *S* для *SRF* соответственно) и высоким отношением сигнал/шум (более 3). Важно отметить, что итоговая функция приемника является совокупностью многих обменных фаз, сформированных на контрастных сейсмических границах. Таким образом, чтобы локализовать скоростную модель в рамках определенного тектонического элемента, необходимо вычислить точки формирования обменных волн для интересующей глубины и суммировать индивидуальные

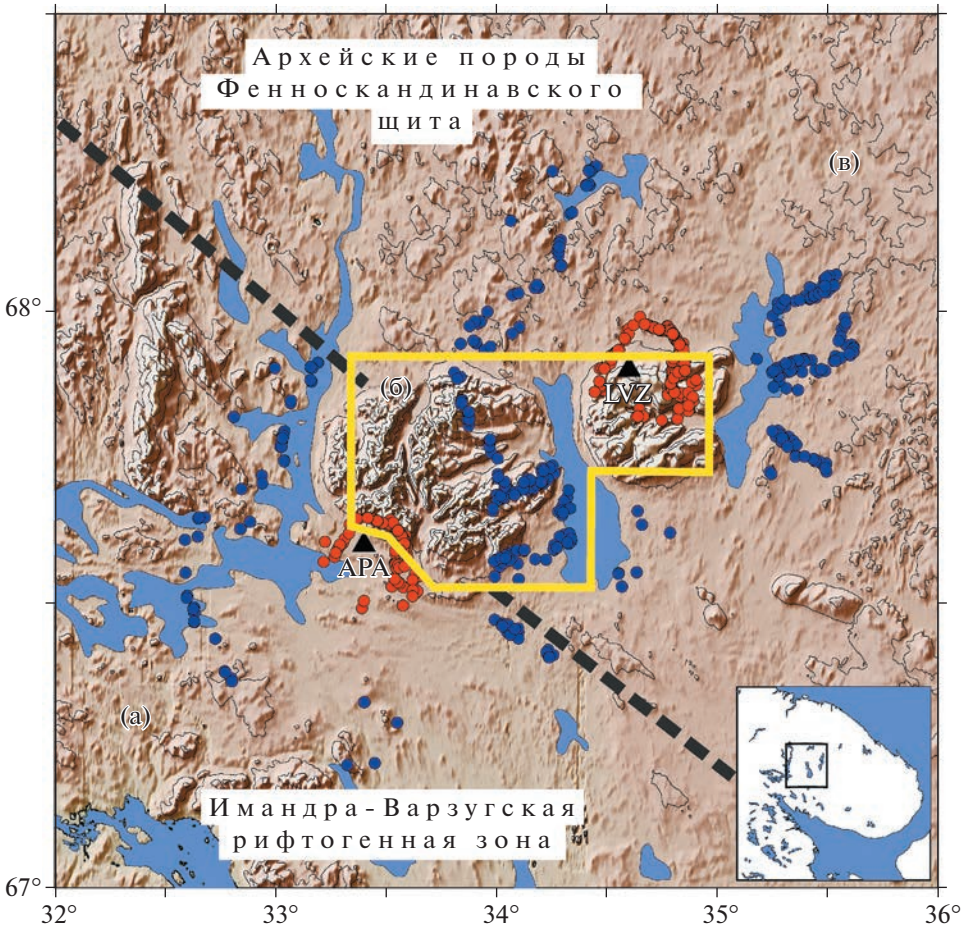

Рис. 2. Карта региона исследования с нанесенными на нее основными тектоническими элементами. Красными кружками показано расположение точек обмена для глубины 40 км для индивидуальных PRF; синими – для SRF. Черными треугольниками показано расположение сейсмических станций. Желтым выделена зона, характеризующая Хибинскую и Ловозерскую интрузии. На врезке показана карта Кольского полуострова, черным прямоугольником показан регион исследования.

PRF и SRF в соответствии с положением точек обмена [11]. Далее, по полученному таким образом наборам PRF и SRF решается обратная задача по методу, подробно описанному в [12]. Его суть такова – происходит генерация случайных начальных моделей, в которых варьируемыми параметрами являются скорости поперечных волн, отношение скоростей продольных и поперечных волн, а также мощности слоев. После этого производится решение обратной задачи с применением алгоритма Левенберга-Марквардта и генерация следующей начальной модели. После генерации 100 000 случайных начальных моделей отбирается 2–3% лучших, медианные значения по полученной таким образом выборке считаются итоговой моделью.

В исследовании были использованы данные двух широкополосных станций ФИЦ ЕГС РАН – “Апатиты” (APA) и “Ловозеро” (LVZ). Станции установленны в непосредственной близости от Хибинского и Ловозерского плутонов и ведут регистрацию начиная с 1991 г. В результате анализа более чем 10 000 исходных записей телесейсмических событий с применением описанных выше критериев, было рассчитано 414 индивидуальных PRF и 448 индивидуальных SRF. На рис. 2 показано расположение сейсмических станций, тектонических структур, а также точек обмена, рассчитанных для предполагаемой средней глубины залегания коро-мантийного перехода в изучаемом регионе (40 км), по всему набору индивидуальных функций приемника. Как видно, пространственное распределение точек формирования обменных волн и количество сейсмических данных позволяют выделить три представительные выборки PRF и SRF, характеризующие основные структуры изучаемого тектонического узла, на основе всего двух сейсмических станций. Первая группа данных характеризует строение Имандра-Варзугской рифтогенной структуры (а), вторая – Хибинской и Ловозерской щелочных интрузий (б),

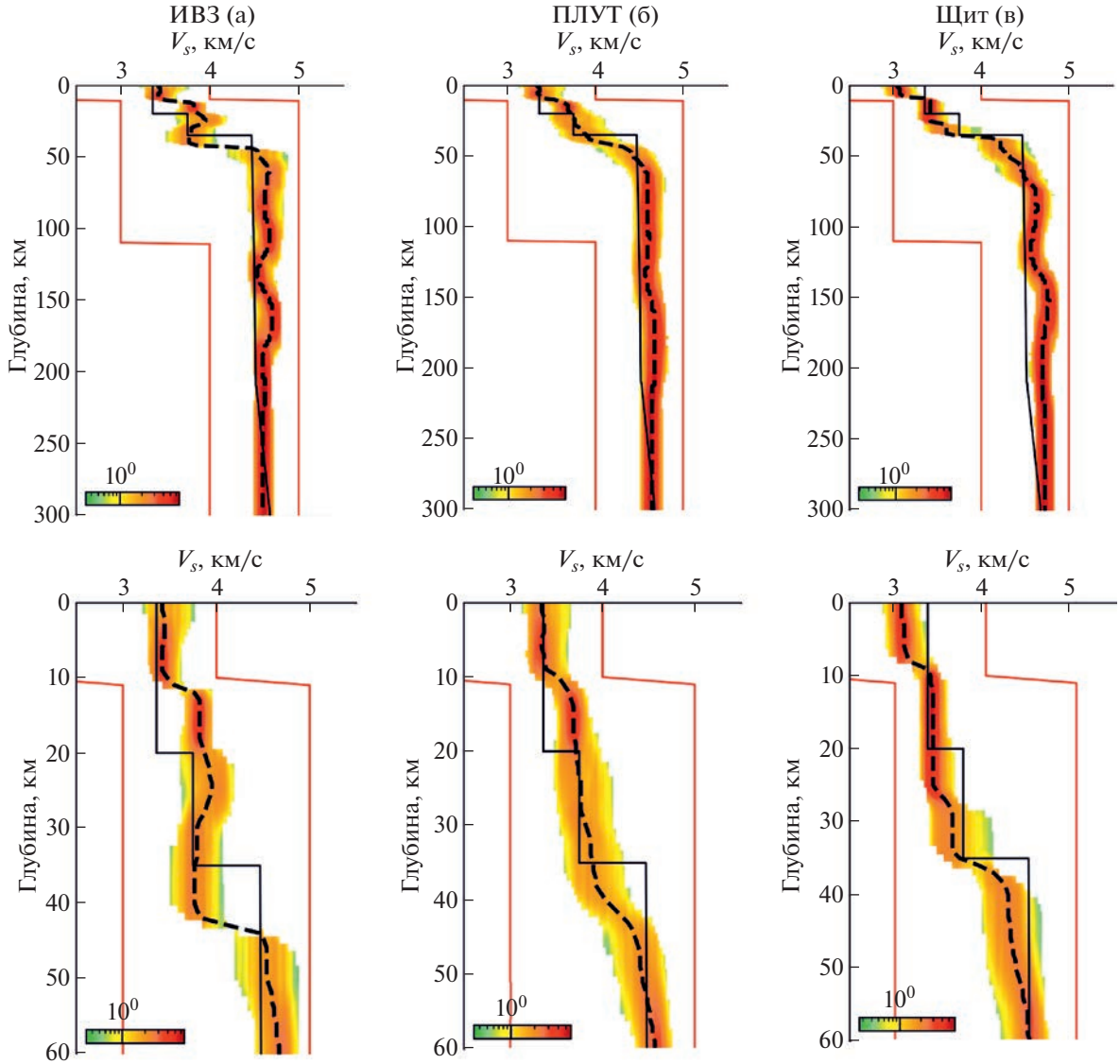

Рис. 3. Модели распределения значений скоростей поперечных волн (Vs) с глубиной для трех тектонических структур – Имандра-Варзугской зоны (а), Хибинского и Ловозерского плутонов (б), архейской части Фенноскандинавского щита (в). Цветами показаны поля сгущения индивидуальных минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны медианные модели. Красные линии обозначают границы формирования случайных начальных моделей. Черные линии представляют модель IASP91. Верхний ряд содержит полные скоростные модели до глубины 300 км. Нижний – те же модели с более подробной представленной корой до глубины 60 км.

третья – строение архейской части Кольского региона (в).

В результате разделения данных на три группы, в группу (а) было отобрано 88 PRF и 78 SRF; в группу (б) – 246 PRF и 140 SRF; (в) – 116 PRF и 223 SRF. Для каждой из полученных подгрупп была решена обратная задача для восстановления глубинного скоростного разреза земной коры и верхней мантии. Для этого было рассчитано по 100 000 случайных начальных моделей среды, представленной 16 слоями. Построенные таким образом одномерные скоростные модели приведены на рис. 3.

Скоростное строение верхней мантии изучаемого района представлено весьма неоднородно. На моделях (а) и (в) отчетливо выделяется слой пониженных скоростей в верхней мантии. Причем в модели Имандра-Варзугской зоны (а) этот слой выделяется на глубинах около 120–150 км, а в модели Фенноскандинавского щита (в) на глубинах 90–140 км. Таким образом, при схожей глубине залегания подошвы этого слоя, глубина его кровли существенно отличается. В модели строения верхней мантии в районе Хибинского и Ловозерского плутонов слой пониженных скоростей не выявляется.

В моделях строения земной коры выделяется граница на глубине около 10 км, однако, кроме этого, в скоростной структуре трех изучаемых тектонических элементов отсутствуют схожие детали. В модели строения Имандра-Варзугской зоны (а) скорости поперечных волн практически одинаковы на участках 10–20 км и 30–44 км, а в диапазоне глубин 10–20 км ярко выделяется высокоскоростной слой. Коро-мантийный переход проявлен резкой границей на глубине около 45 км. Сейсмические скорости в земной коре по модели, характеризующей среду под интрузиями (б), демонстрируют слабовыраженный градиентный рост с отсутствием особенностей на участке разреза 10–40 км, после чего выделяется переходная зона Мохо мощностью около 7 км. Строение земной коры области Фенноскандинавского щита может быть представлено тремя слоями с границами на глубинах 10 и 27 км. Граница Мохо выделяется единым разделом на глубине около 38 км.

Выявленная несхожесть глубинного строения изучаемых тектонических элементов, вероятно, отражает геологическую историю их формирования. Так, слой пониженных скоростей в верхней мантии, с учетом его относительно малой глубины залегания, вероятно маркирует средне-литосферную неоднородность (MLD). Генезис этого слоя, обнаруженный в настоящий момент практически под всеми кратонами [13], вызывает дискуссии [14–16]. В частности, высказываются предположения о его связи с выделением флюида при процессах субдукции или плюм-литосферных взаимодействий при формировании кратонов [13]. В этом случае можно сделать предположение о том, что MLD в Кольском регионе мог сформироваться в процессе протерозойского рифтогенеза, а потом быть разрушенным в районе Хибинского и Ловозерского массивов в рамках локального плюмового проявления, зафиксированного в этом районе в палеозойское время по комплексу геохимических данных [1]. Также возможным сейсмологическим свидетельством плюм-литосферного процесса является градиентная структура коро-мантийного перехода под Хибинской и Ловозерской интрузиями, которая свидетельствует о разрушении резкой границы Мохо, обнаруженной нами в близлежащих районах Имандра-Варзугской структуры и архейской части Фенноскандинавского щита.

Представленные новые данные о детальном глубинном скоростном строении Хибино-Ловозерского тектонического узла демонстрируют наличие в его современной структуре аномалий скоростного строения верхней мантии, а также коро-мантийного перехода, которые могут интерпретироваться как следы палеозойских, а возможно, и протерозойских плюмовых процессов.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке ФИЦ ГС РАН – “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, грант № 21-17-00161 и в соответствии с темой 122040400015-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chashchin V.V., Mitrofanov F.P.* The Paleoproterozoic ImandraVarzugavrifting structure (Kola Peninsula): intrusive magmatism and minerageny // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 1. P. 231–256.
2. *Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. Т. 2. С. 3–25.
3. *Pesonen L.J., Elming S.A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.
4. *Mitrofanov F.P., Bayanova T.B.* Duration and timing of orebearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // In: Mineral deposits: Processes to Processing. 1999. Balkena, Rotterdam, P. 87–93.
5. *Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Groshev N.Yu., Malitch K.N., Zhirov D.V., Mitrofanov A.F.* East Scandinavian and Noril'sk plume mafic large igneous provinces of Pd–Pt ores: geological and metallogenic comparison // Geology of Ore Deposits. 2013. V. 55. № 5. P. 305–319.
6. *Егоркин А.В., Галдин Н.Е., Зюганов С.К., Кагалова Л.И.* Выделение блоков древнейшей коры Балтийского щита по профилю МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Ручьи / Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Отв. ред. В.А. Глебовицкий, Н.В. Шаров. Л., Наука. 1991. С. 107–122.
7. *Павленкова Н.И., Павленкова Г.А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М., ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. Вып. 5. 192 с.
8. *Dricker I.G., Roecker S.W., Kosarev G.L., Vinnik L.P.* Shear-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Kola peninsula// Geophys. Res. Let. 1996. V. 23. № 23. P. 3389–3392.
9. *Гоев А.Г., Санина И.А., Орешин С.И., Резниченко Р.А., Тарасов С.А., Федоров А.В.* Скоростное строение литосферы Хибинского и Ловозерского массивов (северо-восточная часть Балтийского щита) методом функции приемника // Физика Земли. 2021. № 5. С. 30–40.

10. *Винник Л.П.* Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.
11. *Vinnik L., Deng Y., Kosarev G., Oreshin S., Makeyeva L.* Permian plume beneath Tarim from receiver functions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 9. P. 1179–1185.
12. *Алешин И.М.* Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // ДАН. Науки о Земле. Т. 496. № 1. 2021. С. 63–66.
13. *Fu H.Y., Li Z.H., Chen L.* Continental mid-lithosphere discontinuity: A water collector during craton evolution // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49. e2022GL101569.
14. *Thybo H.* The heterogeneous upper mantle low velocity zone // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 53–79.
15. *Karato S.I., Park J.* On the origin of the upper mantle seismic discontinuities // Lithospheric Discontinuities. 2018. P. 5–34.
16. *Eeken T., Goes S., Pedersen H.A., Arndt N.T., Bouilhol P.* Seismic evidence for depth-dependent metasomatism in cratons // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 491. P. 148–159.

IMPRINTS OF PLUME PROCESSES IN THE MODERN LITHOSPHERIC VELOCITY STRUCTURE OF THE KHIBINO-LOVOZERO REGION

Academician of the RAS V. V. Adushkin[a] and A. G. Goev[a,#]

[a]*Sadovskiy Institute of Geosphere Dynamics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#]*E-mail: andr.goev@gmail.com*

The paper presents new deep velocity of the earth's crust and upper mantle in the Khibiny-Lovozero tectonic region located on the Kola Peninsula. The artifacts of plume-lithospheric interactions that occurred in the investigated area from the Proterozoic to the Paleozoic time are discussed. A detailed comparison of the velocity structure of the Imandra-Varzug rift, the Khibiny and Lovozero plutons, and the adjacent Archean part of the Fennoscandinavian Shield has been carried out. A significant heterogeneity of the structure of the crust, upper mantle, as well as the structure and depth of the crust-mantle transition is shown. The presence of a zone of low seismic velocities in the upper mantle associated with the mid-lithospheric discontinuity (MLD) has been revealed. Structural features of the Moho zone and the upper mantle in the region of the Khibiny and Lovozero plutons were interpreted as artifacts of the plume process.

Keywords: Kola region, receiver functions, shear waves, upper mantle, plume, mid-lithospheric discontinuity

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 112–119

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.24.02:551.243

ВЗРЫВНОЙ КВАНТ ГЛУБИННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ

© 2023 г. Академик РАН В. Г. Бондур[1], М. Б. Гохберг[1,2], И. А. Гарагаш[1,2], Д. А. Алексеев[1,2,3,*]

Поступило 29.05.2023 г.
После доработки 03.07.2023 г.
Принято к публикации 04.07.2023 г.

При детальном анализе локальных особенностей напряженно-деформированного состояния в рамках геомеханической модели Южной Калифорнии выделена быстроразвивающаяся высокоамплитудная аномалия деформации сдвига в интервале верхней земной коры (на глубинах до 10 км) – т.н. “взрывной квант деформации” – с максимальным возрастанием амплитуды на два порядка в течение 0.5 мес. Подобные “кванты” могут являться неотъемлемыми элементами всего глубинного деформационного процесса, связанного с сейсмичностью. В работе обсуждаются количественные характеристики глубинных деформационных “квантов” и условия их возникновения.

Ключевые слова: сейсмичность, деформация, квант, напряженное состояние, разлом земной коры
DOI: 10.31857/S2686739723601126, **EDN:** LDPUJN

Изучение напряженно-деформированного состояния земной коры является неотъемлемой частью поиска путей прогнозирования сейсмической опасности. Вместе с тем прямые инструментальные глубинные наблюдения, особенно на больших глубинах, сильно ограничены и носят единичный характер (скважина Паркфилд) [1]. Поверхностные наблюдения различными геофизическими [2, 3] и геодезическими [4–8] методами дают лишь косвенное представление о глубинных деформационных процессах. Попытки обнаружить предвестники сейсмических событий в прямых геодезических измерениях на земной поверхности не принесли существенных успехов [9], и, по-видимому, деформационные наблюдения на поверхности Земли не могут отразить особенности развития деформаций на глубине, связанных, например, с подготовкой крупных сейсмических событий [10, 11].

Одним из эффективных способов изучения динамики глубинных деформационных процессов является детальное геомеханическое моделирование тектонически-активных регионов с использованием данных о текущей сейсмичности [12–16]. Настоящая работа выполнена на основе результатов мониторинга напряженно-деформированного состояния (НДС), полученных на геомеханической модели Южной Калифорнии, включающей детальную разломно-тектоническую структуру, текущую сейсмичность (рис. 1) и свойства земной коры, как это кратко описано ниже.

Модель позволяет проследить эволюцию напряженно-деформированного состояния (НДС)

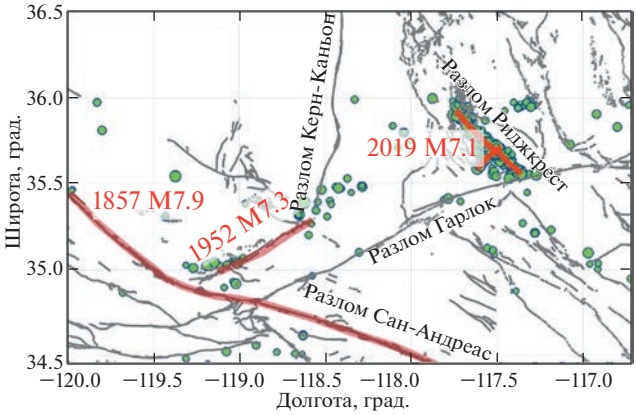

Рис. 1. Разломная тектоника (серые линии, база данных USGS) и сейсмичность (зеленые кружки, каталог ComCat) для фрагмента области моделирования. Бледно-коричневыми линиями показаны очаги наиболее сильных землетрясений в регионе по историческим данным. Очаги события Риджкрест 2019 г. и его форшока показаны ярко-красными линиями.

[1]*Научно-исследовательский институт “Аэрокосмос” Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
[3]*Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия*
*****E-mail: alexeevgeo@gmail.com*

Таблица 1. Значения геомеханических параметров (модель Мора-Кулона) для 6 латерально-однородных слоев, задаваемые на начальном этапе построения модели Южной Калифорнии (до учета поврежденности)

Слой модели	Модуль объемного сжатия, ГПа	Модуль сдвига, ГПа	Угол внутреннего трения, °	Сцепление, МПа	Плотность, кг/м^3
Слой 1 (L1) Верхняя кора	17.3	8	26	20	2600
Слой 2 (L2) Верхняя кора	19.5	9	30	35	2700
Слой 3 (L3) Средняя кора	16.2	7.5	27	32	2700
Слой 4 (L4) Средняя кора	14.5	6.7	25	29	2800
Слой 5 (L5) Средняя кора	11.9	5.5	24	26	2800
Слой 6 (L6) Нижняя кора	18.4	8.5	27	30	2800

рассматриваемой области земной коры. В плане область моделирования имеет размер 645 × 560 км (31°–36° с.ш. и 114°–121.2° з.д.) и дискретизируется прямоугольной сеткой с элементами (ячейками) 5 × 5 км. Модель включает в себя пять слоев земной коры и литосферы, охватывая интервал глубин от дневной поверхности (с учетом рельефа) до 35 км; разбиение в вертикальном направлении увязано с геометрией границ слоев, задаваемых на основе имеющихся геологических данных. Каждому слою присвоены определенные значения геомеханических параметров в рамках упругопластической моделью Кулона-Мора: модуль объемного сжатия K, модуль сдвига G, сцепление c и угол внутреннего трения φ (табл. 1).

Разломно-блоковая тектоника региона задается с использованием данных линеаментного анализа путем введения функции поврежденности, мультипликативно корректирующей (в сторону снижения прочности) значения указанных геомеханических свойств в соответствующих ячейках сетки с целью имитации ослабленных участков земной коры в каждом из слоев модели (см. карты параметров на рис. 2).

Функция поврежденности представляет собой нормированное пространственное распределение безразмерного параметра, принимающего значения в диапазоне (0, 1) и рассчитанного с использованием карт разломов, рельефа дневной поверхности и анализа спутниковых изображений.

На первом этапе геомеханического моделирования с использованием программного пакета FLAC3D выполняется расчет “стационарного” (начального) напряженного состояния модели, отражающего ее начальную поврежденность, связанную с разломно-блоковой тектоникой, учитывающего собственный вес и действие региональных тектонических сил. На последующем этапе проводится учет текущей сейсмической активности, что реализуется в виде итерационной процедуры пересчета текущего состояния (НДС) модели. При этом происходит последовательная коррекция значений геомеханических свойств (модулей объемного сжатия, сдвига, сцепления и угла внутреннего трения) тех элементов (ячеек) модели, которые оказались затронуты сейсмическими событиями в трехмесячный временной интервал. Информация о сейсмических событиях заимствуется из каталога USGS ComCat (U.S. Geological Survey, ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat), https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/); учитываются все события, попадающие в область моделирования с магнитудами $M > 1$ за период в 3 мес, предшествовавших дате моделирования. При этом массив координат гипоцентров событий проецируется на сетку модели, а по их магнитудам определяются значения выделившейся энергии. Далее полученные распределения энергии сглаживаются и используются для вычисления скорректированных значений функции поврежденности, которая, в свою очередь, применяется для коррекции массива геомеханических параметров, с учетом залечивания земной коры. Последнее означает, что если в данной ячейке сетки не фиксируется новых землетрясений, то ее параметры возвращаются к исходным значениям за 4 мес. Наконец, скорректированная модель используется для расчета нового НДС, т.е. полного набора компонент тензоров напряжений и деформаций. После расчета результирующих значений параметров НДС описанный цикл по-

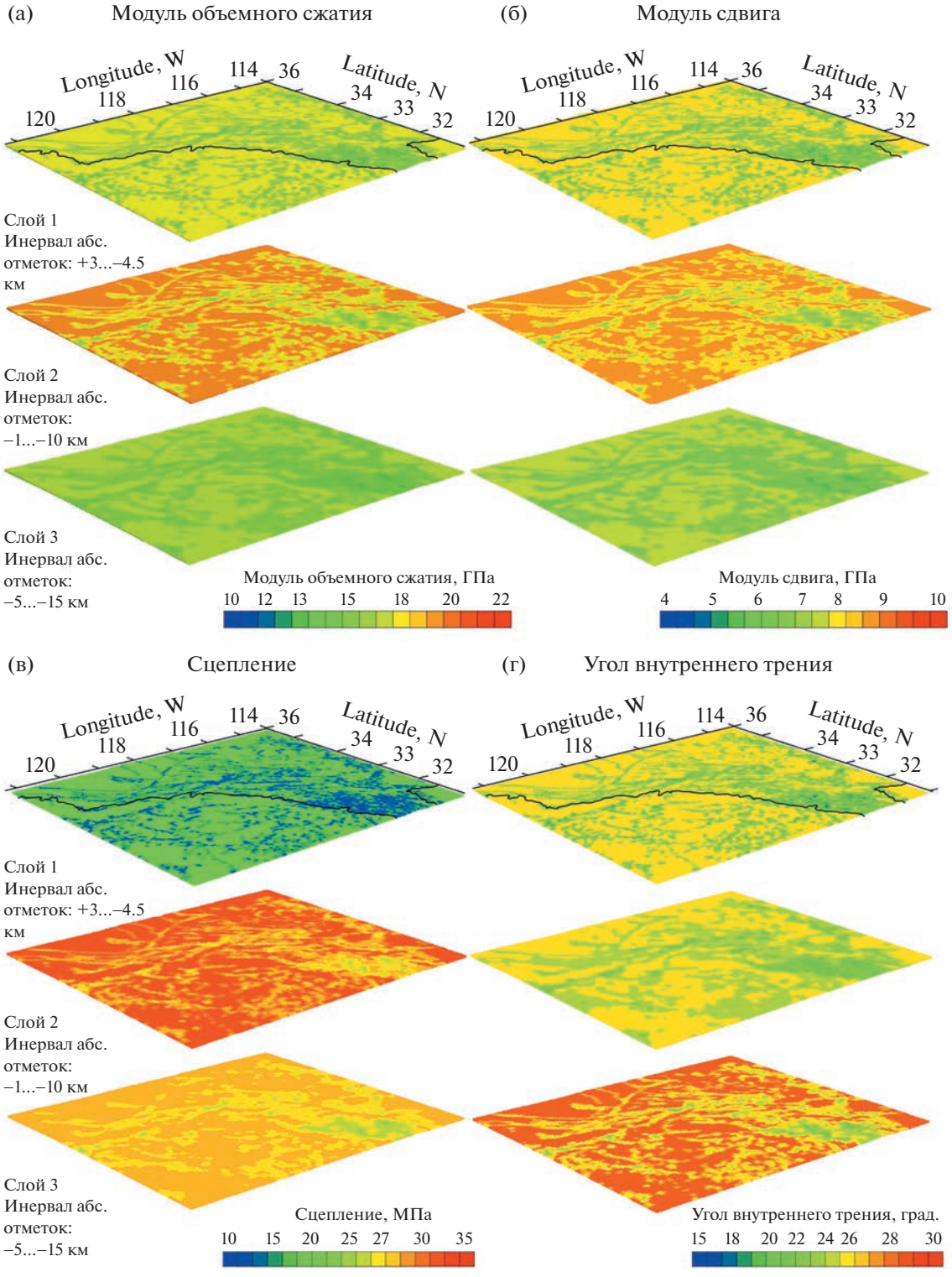

Рис. 2. Карты начальных распределений геомеханических параметров для трех верхних слоев модели: модуль объемного сжатия (а), модуль сдвига (б), сцепление (в) и угол трения (г). Неоднородности отражают разломную тектонику региона и получены с использованием функции поврежденности.

вторяется для нового трехмесячного интервала, сдвинутого на 0.5 мес относительно предыдущего.

В настоящей работе выявлен и описан единичный всплеск приращения глубинной сдвиговой деформации, который является основной частью

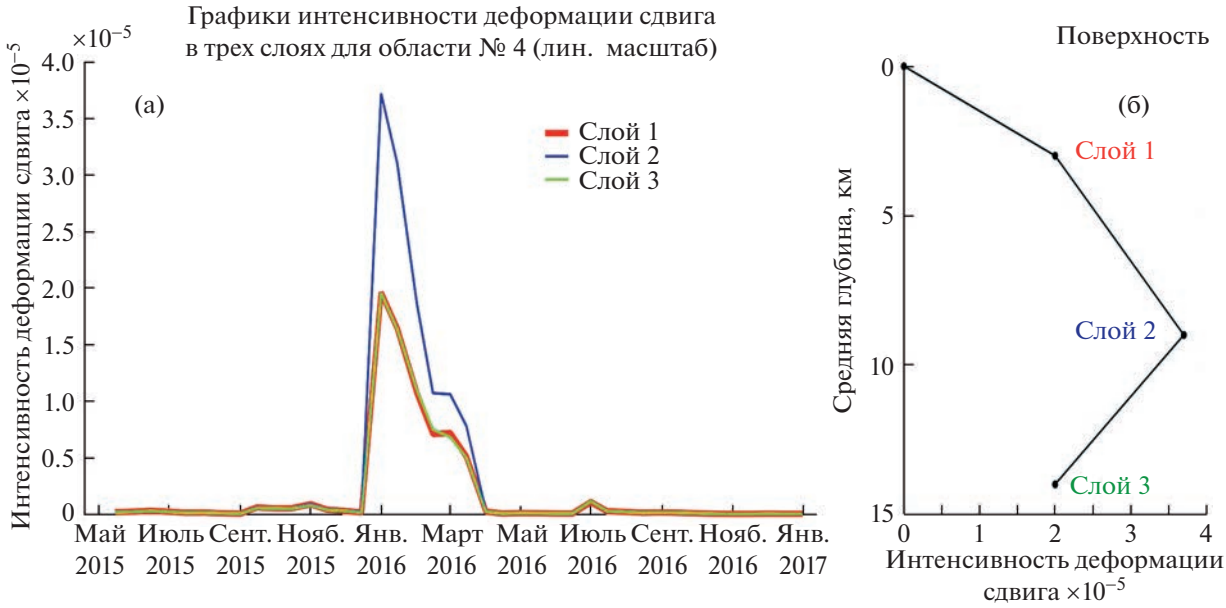

Рис. 3. Изолированный всплеск приращений сдвиговой деформации для слоев верхней и средней земной коры, рассчитанный в рамках геомеханической модели Южной Калифорнии по интервалам 0.5 мес с расчетами через каждые 0.5 мес (а) и распределение максимальной амплитуды всплеска по глубине (б).

всего деформационного процесса. Для анализа выбран типичный сейсмоактивный разлом Керн-Каньон, находящийся в непосредственной близости к западу от т.н. Восточно-Калифорнийской Сейсмоактивной Зоны (ECSZ) и являющийся северным меридиональным отрогом разлома Гарлок на долготе около 118 з.д. На рис. 3 а представлен всплеск интенсивности сдвиговой деформации (СД), выявленный на локальном участке разлома, а на рис. 3 б – распределение его максимальной амплитуды по глубине.

Уникальной особенностью такого всплеска является резкое возрастание амплитуды примерно на 2 порядка относительно фоновых значений (около 10^{-7}) до максимальных, достигающих 5×10^{-5} за временной интервал в 0.5 мес. Такие величины деформации на глубинах 8–10 км соответствуют смещениям порядка 0.5 м, и подобный процесс потенциально может являться отражением т.н. тихих землетрясений, не проявляющихся сейсмичностью и деформациями на поверхности Земли. Смещения масс среды такого объема и амплитуды имеют уровень энергии порядка 10^{16}–10^{17}, что соответствует энергии, выделяющейся при землетрясениях с магнитудой порядка 3–4.

Данный всплеск можно назвать “Взрывным Квантом Глубинной Деформации” (ВКГД). Максимальная амплитуда ВКГД соответствует глубине порядка 10 км, т.е. той области, где в основном сосредоточена сейсмичность Южной Калифорнии. Подобные “кванты” не отражаются в деформационных измерениях на поверхности Земли и возникают в модельных расчетах только при развитии глубинных деформационных процессов. Характерная длительность “кванта” составляет первые месяцы, а периоды отсутствия выраженных деформаций (периоды “затишья”) могут достигать нескольких месяцев, как это видно из рис. 4, где представлено пространственно-временное распределение данного ВКГД.

Как видно, “взрывные” приращения СД приурочены к участку разлома Керн-Каньон, имеют размеры порядка первых десятков километров и представляют фрагмент локального деформационного процесса на разломе в течение около трех месяцев, начиная с января 2016 г.

Это неотъемлемая составная часть всего процесса разрушения разлома, когда индикатором разрушения служит текущая сейсмичность, которая и приводит к таким резким возмущениям сдвиговых деформаций. В подтверждение данного положения на рис. 5 приведены распределения текущей сейсмичности за трехмесячные интервалы и связанные с ними приращения СД для всего разлома за 2018–2019 гг.

Видно, что ВКГД появляются тогда и там, когда отсутствует сейсмичность или имеется спад ее активности. Иными словами, деформация не накапливается там, где идет разрушение. В свою очередь, возникновение локальной деформации приводит к дальнейшему развитию текущей сейсмичности.

Это две стороны одного процесса разрушения земной коры под действием внешних тектониче-

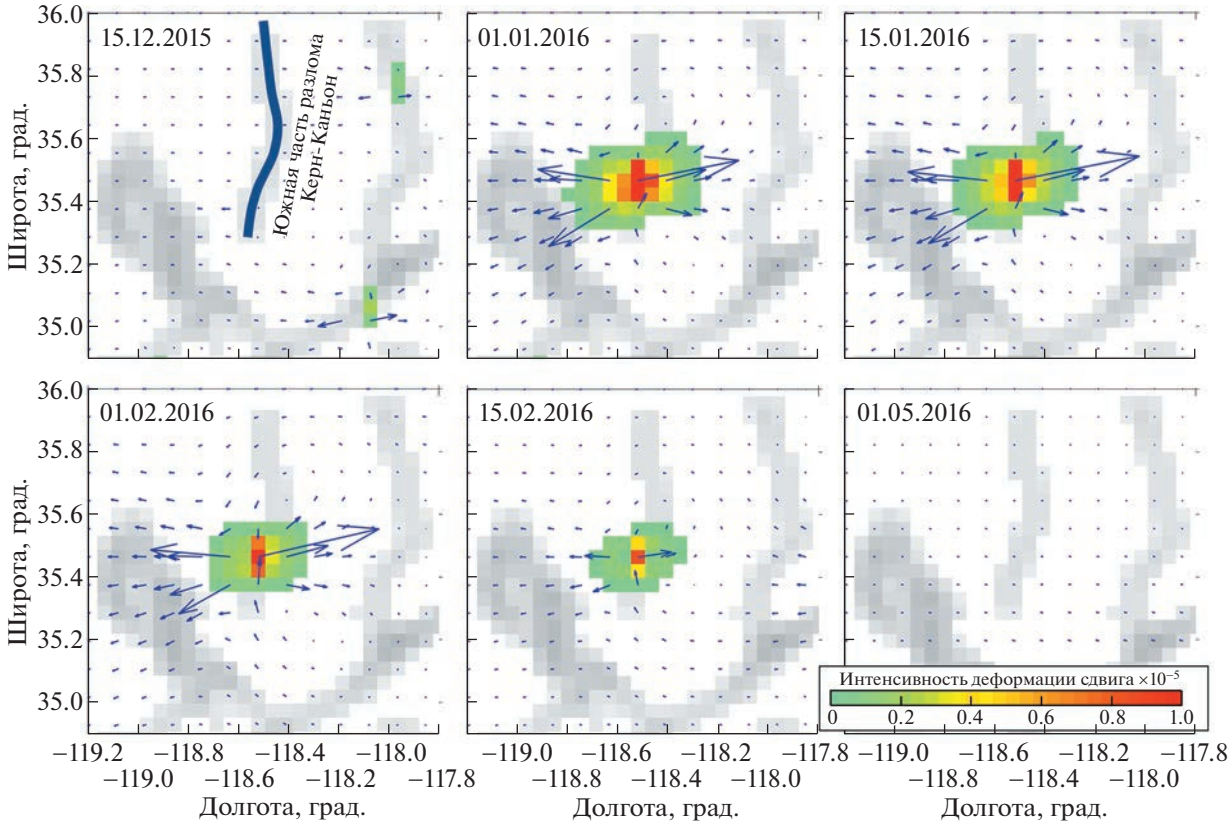

Рис. 4. Пространственное распределение локального всплеска приращений сдвиговой деформации на глубине порядка 10 км (слой 2 верхней коры) на участке разлома Керн-Каньон с 15.12.2015 г. по 01.05.2016 г.

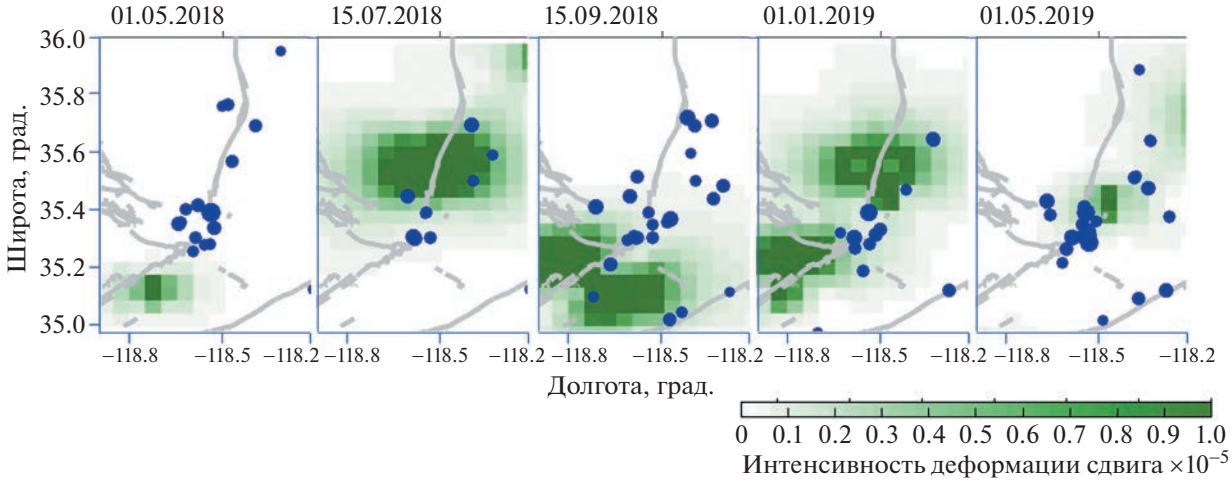

Рис. 5. Фрагмент цикла перераспределений текущей сейсмичности в 3-месячном интервале (землетрясения с магнитудой в соответствии с размерами синих кружков) и ВКГД (зеленые области) на глубине порядка 10 км для района разлома Керн-Каньон за 2018–2019 гг.

ских сил, когда происходит перераспределение сейсмической энергии и деформационной. Проведенные расчеты показывают, что характерные периоды таких перераспределений, как видно из рис. 5, имеют продолжительность в несколько месяцев, а расстояния, на которых происходят такие взаимодействия, исчисляются величинами порядка 1–10 км.

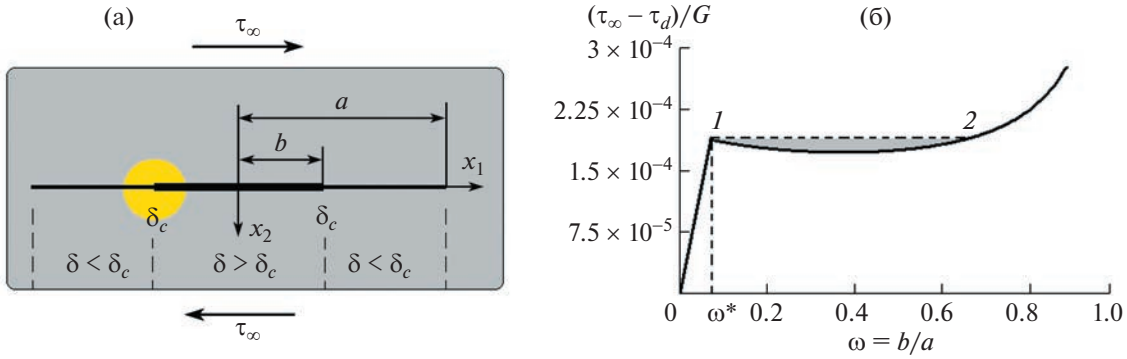

Рис. 6. Модель разлома (а) и график перехода разлома в новое состояние равновесия (б).

Данные выводы и оценки получены при анализе динамики напряженно деформированного состояния одного типичного сейсмоактивного разлома и, вообще говоря, должны быть дополнены обширным анализом взаимодействия сейсмичности и глубинных деформационных процессов на различных разломах Южной Калифорнии за длительные промежутки времени.

Всплески приращений глубинной сдвиговой деформации можно объяснить развитием самоподдерживающегося процесса неустойчивости и переходом разлома в новое несмежное состояние равновесия [17]. В результате накопление значительных перемещений и деформаций происходит без сейсмической активности, что характерно для тихих землетрясений. Эти события медленного проскальзывания длятся от недель до месяцев, по сравнению с секундами и минутами для землетрясений. Тихие землетрясения были открыты более двух десятилетий назад [18], когда в декабре 1992 г. два скважинных тензометра недалеко от разлома Сан-Андреас в Калифорнии зафиксировали событие медленной деформации продолжительностью около недели.

Для исследования перехода разлома в несмежную форму равновесия рассмотрим упругий слой с разрезом длиной $2a$, нагруженный на бесконечности сдвигающими усилиями τ_∞ (рис. 6 а). Напряжения, действующие в зоне разлома перед разрушением, заменим распределенными силами взаимодействия бортов разреза. Будем считать, что они распределены равномерно и уменьшаются от уровня τ_u до уровня остаточной прочности τ_d при критической деформации δ_c. Поэтому в наиболее нагруженной центральной части, где превышено значение δ_c, имеется область с шириной $2b$, где силы сухого трения равны τ_d, а вне этой зоны действуют силы τ_u. Решение задачи позволяет связать разность напряжений $(\tau_\infty - \tau_d)$ с размером трещины a, величиной $\omega = b/a$ и скачком напряжений $(\tau_u - \tau_d)$ при заданном значении δ_c соотношением [17]

$$\frac{(\tau_\infty - \tau_d)}{G} = \frac{1}{2(1-\nu)\sqrt{1-\omega^2}} \times \left[\delta_c - 2\frac{(1-\nu)(\tau_u - \tau_d)}{\pi G}\omega \ln\left(\frac{1}{\omega^2}\right)\right] + \frac{2}{\pi}\frac{(\tau_u - \tau_d)}{G}\arccos\omega \quad (1)$$

Здесь G – модуль сдвига среды, ν – коэффициент Пуассона.

Анализ выражения (1) показывает, что увеличение зоны с пониженной прочностью происходит в режиме самоподдерживающегося процесса. На рис. 6 б по формуле (1) при $G = 2\times10^{10}$ Па, $\tau_u = 8\times10^7$ Па, $\tau_d = 7.85\times10^7$ Па, $\nu = 0.2$, $\delta_c = 2 \times \times 10^{-4}$ построена кривая равновесных состояний разлома (сплошная черная линия). Любой из точек этой кривой соответствует некоторое состояние равновесия системы, характеризуемое парой значений $(\tau_\infty - \tau_d)/G$ и ω. Рассмотрим теперь монотонный процесс нагружения от нуля до состояния, характеризуемого точкой 1 при $\omega = \omega^*$ после чего должен произойти переход системы по пунктирной линии в точку 2. Область, выделенная серым цветом на рис. 6 б, соответствует выделяющейся при этом энергии. За точкой 2 увеличение ω будет уже происходить при возрастании нагрузки. В момент перехода в точку 2 накапливаются деформации, и скачок смещений $[u_1]$ на разломе длиной $2a = 10$ км достигает 0.5 м, что соответствует величинам, полученным для ВКГД (рис. 3).

Рассмотренная модель объясняет всплески деформации. Если на отдельных участках разлома воспроизводится ситуация, показанная на рис. 6, то можно сказать, что при $\omega \le \omega^*$ происходит прорабатывание зоны разлома, требующее увеличения нагрузки τ_∞, и сопровождающаяся сейсмической активностью при относительно небольших

деформациях. Если мы находимся в состоянии $\omega > \omega^*$, то процесс является самоподдерживающимся и сопровождается накоплением значительных перемещений без сейсмической активности, что характерно для тихих землетрясений. Полученные в настоящей работе количественные оценки свойств ВКГД и их взаимодействий с локальной текущей сейсмичностью дают новую информацию к пониманию глубинных процессов разрушения земной коры и дальнейшему развитию методов прогнозирования сейсмической опасности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в НИИ “Аэрокосмос” в рамках проекта № 122011800095-3 и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Johnston M.J.S., Borcherdt R.D., Linde A.T., Gladwin M.T.* Continuous Borehole Strain and Pore Pressure in the Near Field of the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, California, Earthquake: Implications for Nucleation, Fault Response, Earthquake Prediction, and Tremor // Bull. Seis. Soc. Amer. 2006. V. 96. № 4B. P. S56–S72. https://doi.org/10.1785/0120050822
2. *Hutton L.K., Woessner J., Hauksson E.* Seventy-Seven Years (1932–2009) of Earthquake Monitoring in Southern California // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. V. 100. № 2. P. 423–446. https://doi.org/10.1785/0120090130
3. *Clayton R.W., Heaton T., Kohler M., Chandy M., Guy R., Bunn J.* Community Seismic Network: a dense array to sense earthquake strong motions // Seismological Research Letters. 2015. V. 86. P. 1354–1363. https://doi.org/10.1785/0220150094
4. *Hudnut K.W., King N.E., Galetzka J.E., Stark K.F., Behr J.A., Aspiotes A., van Wyk S., Moffitt R., Dockter S., Wyatt F.* Continuous GPS observations of postseismic deformation following the 16 October 1999 Hector Mine, California, earthquake (Mw7.1) // Bull. Seis. Soc. Amer. 2002. V. 92. № 4. P. 1403–1422.
5. *Mazzotti S., Lucinda L., Cassidy J., Rogers G., Halchuk S.* Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog // J. Geophys. Res. (Solid Earth). 2011. V. 116. P. 12310. https://doi.org/10.1029/2011JB008213
6. *Cenni N., Viti M., Mantovani E.* Space geodetic data (GPS) and earthquake forecasting: examples from the Italian geodetic network // Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata. 2015. V. 56. № 2. P.129–150.
7. *Li S., Chen G., Tao T., He P., Ding K., Zou R., Li J., Wang Q.* The 2019 Mw 6.4 and Mw 7.1 Ridgecrest earthquake sequence in Eastern California: rupture on a conjugate fault structure revealed by GPS and InSAR measurements // Geophys. Journ. Int. 2020. V. 221 № 3. P. 1651–1666. https://doi.org/10.1093/gji/ggaa099
8. *Chen K., Avouac J.-P. Aati S., Milliner C., Zheng F., Shi C.* Cascading and pulse-like ruptures during the 2019 Ridgecrest earthquakes in the Eastern California Shear Zone // Nat. Comms. 2020. V. 11. P. 22. https://doi.org/10.1038/s41467-019-13750-w
9. *Klein E., Bock Y., Xu X., Sandwell D.T., Golriz D., Fang P., Su L.* Transient deformation in California from two decades of GPS displacements: Implications for a three-dimensional kinematic reference frame // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2019. V. 124. № 12. P. 12189–12223.
10. *Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А.* Некоторые причины трудностей краткосрочного прогноза землетрясений и возможные пути решения // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 46–50. https://doi.org/10.31857/S268673972012004X
11. *Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А., Гапонова Е.В.* Изучение формирования очага сильного землетрясения Риджкрест 2019 г. в Южной Калифорнии с использованием геомеханической модели // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–54. https://doi.org/10.31857/S2686739722020037
12. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В.* Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
13. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б.* Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2016. Т. 466. № 5. С. 598–601. https://doi.org/10.7868/S0869565216050170
14. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А, Гохберг М.Б., Родкин М.В.* Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // Физика Земли. 2016. № 1. С. 120–132. https://doi.org/10.7868/S000233371601004X
15. *Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A.* Revealing Short-Term Precursors of the Strong M > 7 Earthquakes in Southern California from the Simulated Stress–Strain State Patterns Exploiting Geomechanical Model and Seismic Catalog Data // Frontiers in Earth Science. 2020. P. 8: 571700. https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700
16. *Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A.* Features of the modelled stress-strain state dynamics prior to the M 7.1 2019 Ridgecrest earthquake in Southern California // Rus. Journ. Earth Sci. 2022. V. 22. P. ES5002.
17. *Гарагаш И.А.* Быстрые изменения напряженного состояния в зоне разлома с точки зрения механики систем с несмежными формами равновесия // Тезисы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием “Триггерные эффекты в геосистемах”. 2017. Москва. С. 24.
18. *Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G.* A slow earthquake sequence on the San Andreas fault // Nature. 1996. V. 383. P. 65–68.

INTENSE QUANTUM OF THE DEFORMATION IN DEEP CRUST, AS SEEN FROM GEOMECHANICAL MODELING IN SOUTHERN CALIFORNIA

Academician of the RAS V. G. Bondur[a], M. B. Gokhberg[a,b], I. A. Garagash[a,b], and D. A. Alekseev[a,b,c,#]

[a] *Institute for Scientific Research of Aerospace Monitoring "Aerocosmos", Moscow, Russian Federation*

[b] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation*

[c] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Moscow Region, Russian Federation*

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

In a detailed analysis of the local features of the stress-strain state within the framework of the geomechanical model of Southern California, a rapidly developing high-amplitude shear deformation anomaly was identified in the upper crustal interval (at depths of up to 10 km) – the so-called "intense deformation quantum" – with a maximum increase in deformation by two orders of magnitude within 0.5 month. Such "quanta" can be integral elements of the entire deep deformation process associated with seismicity. The paper discusses the quantitative characteristics of deep deformation "quanta" and the conditions for their occurrence.

Keywords: seismicity, deformation, quantum, stress state, faulting of the Earth's crust

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 120–125

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.338.2

КОРРЕЛЯЦИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ МАКСИМАЛЬНОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ В СЛОЕ F2 И ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ В ИОНОСФЕРЕ

© 2023 г. Н. П. Перевалова[1,*], К. Г. Ратовский[1], академик РАН Г. А. Жеребцов[1], А. С. Ясюкевич[1]

Поступило 21.07.2023 г.
После доработки 30.07.2023 г.
Принято к публикации 01.08.2023 г.

По данным действующих в Иркутске ионозонда вертикального зондирования и приемника Глобальных навигационных спутниковых систем проведен анализ корреляции короткопериодных (периоды меньше 24 ч) волновых возмущений максимальной электронной концентрации в слое F2 (NmF2) и полного электронного содержания (TEC). Обработаны данные измерений за период 2003–2020 гг., включивший почти два солнечных цикла. Установлено, что наиболее вероятной ситуацией является высокая положительная корреляция короткопериодных возмущений NmF2 и TEC. С ростом солнечной и геомагнитной активности растет количество случаев сильной положительной корреляции (с 53 до 66%) и уменьшается количество случаев положительной и отрицательной слабой корреляции (с 46 до 33%). Во время сильных геомагнитных бурь наиболее высокая корреляция (до R = 0.89) наблюдается на главной фазе бури и далее уменьшается на фазе восстановления вплоть до отрицательных значений R. Рассмотрены возможные физические механизмы полученных результатов.

Ключевые слова: ионосфера, ионосферные возмущения, ионозонд, ГНСС, NmF2, ПЭС
DOI: 10.31857/S2686739723601709, **EDN:** LNAITO

Для обеспечения эффективной работоспособности современных спутниковых и наземных радиотехнических систем требуются надежная диагностика и прогнозирование состояния ионосферы – верхней ионизованной части атмосферы Земли. С 50-х годов прошлого столетия непрерывный контроль за динамическим режимом ионосферы обеспечивают ионозонды вертикального зондирования. В разное время мировая сеть насчитывала 100–150 ионозондов. По данным ионозонда определяются наиболее важные параметры ионосферы: критическая частота foF2 главного ионосферного слоя F2, концентрация электронов NmF2 в максимуме слоя F2, высота этого максимума hmF2. Новую эру в дистанционной диагностике ионосферы открыло развитие Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), таких как GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou. На их основе созданы разветвленные сети наземных приемников ГНСС, общее число которых сейчас превышает 6000, обеспечивая уникальное временное (от 1 с до 30 с) и пространственное (до 20 км в некоторых регионах) разрешение. При распространении в ионосфере радиосигналы испытывают задержку, величина которой пропорциональна значению полного электронного содержания (Total Electron Content, TEC). Это позволяет определять TEC по навигационным измерениям приемника ГНСС. Принято считать, что основной вклад в TEC вносит диапазон высот вблизи hmF2, поэтому поведение TEC должно хорошо коррелировать с поведением NmF2 (или foF2). Вопрос о корреляции этих параметров имеет важное прикладное значение: наличие устойчивой корреляции позволило бы прогнозировать foF2 по измерениям приемников ГНСС в регионах, где измерения ионозондом недоступны. Соответствие вариаций TEC возмущениям NmF2 (foF2) оценивалось во время ряда геомагнитных бурь по одновременным измерениям близко расположенных приемников ГНСС и ионозондов [1–5]. В то же время подробных статистических исследований корреляции возмущений NmF2 и TEC, насколько нам известно, еще не проводилось. Учитывая это, в настоящей работе на большом объеме экспериментальных данных за 2003–2020 гг. выполнен анализ корреляции короткопериодных волновых возмущений NmF2 и TEC.

[1] *Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
*****E-mail: pereval@iszf.irk.ru*

Таблица 1. Список исследованных геомагнитных бурь

№ п/п	Даты бури	Минимум Dst (Dst_{min}), нТл	День Dst_{min}	UT Dst_{min}, ч	R в день Dst_{min}
1.	29–31.10.2003	–353	30.10.2003	00:00	0.80
2.	29–31.10.2003	–383	30.10.2003	22:00	0.80
3.	20–24.11.2003	–422	20.11.2003	20:00	0.30
4.	07–09.11.2004	–374	08.11.2004	06:00	0.77
5.	09–13.11.2004	–263	10.11.2004	10:00	0.72
6.	15–19.05.2005	–247	15.05.2005	08:00	0.73
7.	24–25.08.2005	–184	24.08.2005	11:00	0.85
8.	17–21.03.2015	–234	17.03.2015	22:00	0.80
9.	21–27.06.2015	–198	23.06.2015	04:00	0.82
10.	19–23.12.2015	–166	20.12.2015	22:00	0.49
11.	25–29.08.2018	–175	26.08.2018	06:00	0.89

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Короткопериодные (периоды меньше 24 ч) волновые возмущения NmF2 и TEC относятся к внутрисуточным вариациям, охватывая диапазоны внутренних гравитационных волн (периоды меньше 8 ч) и термических приливов (периоды от 8 до 24 ч). Для анализа использовались данные Иркутского ионозонда вертикального зондирования DPS-4 ИСЗФ СО РАН, а также функционирующей в Иркутске ГНСС-станции IRKJ международной сети IGS. Значения NmF2 вычислялись по критическим частотам, измеряемым на ионозонде DPS-4. Значения абсолютного вертикального TEC рассчитывались по двухчастотным измерениям приемника IRKJ по методике, предложенной в [6]. Временное разрешение данных NmF2 и TEC составляло 15 мин.

Обработка данных NmF2 и TEC выполнялась по единому алгоритму. Чтобы выделить волновые возмущения, рассчитывались относительные отклонения измеренных параметров от скользящей 27-дневной медианы: $dNmF2 = 100\%\cdot(NmF2 - NmF2_{27})/NmF2_{27}$ и $dTEC = 100\%\cdot(TEC - TEC_{27})/TEC_{27}$. По текущим значениям dTEC и dNmF2 для каждых суток вычислялся линейный коэффициент корреляции R.

Были обработаны данные за период 2003–2020 гг., включивший почти два солнечных цикла. Отдельно рассматривались годы с высоким и низким уровнем солнечной и геомагнитной активности. К годам с высокой (ВСГА) солнечной (среднегодовой индекс F10.7 > 80 с.е.п.) и геомагнитной (среднегодовой индекс Ap > 7 нТл) активностью относились 2003–2005 и 2012–2015 гг. К годам с низкой (НСГА) солнечной (F10.7 < < 80 с.е.п.) и геомагнитной (Ap < 7 нТл) активностью относились 2008–2010 и 2018–2020 гг. Отдельно были обработаны данные для 11 наиболее сильных геомагнитных бурь за 2003–2020 гг., приведенных в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 показаны гистограммы распределения коэффициентов корреляции R короткопериодных возмущений dTEC и dNmF2 для различных периодов анализа. В табл. 2 приведено относительное количество случаев сильной положительной ($0.5 < R \le 1.0$), слабой положительной ($0.0 < R \le 0.5$), слабой отрицательной ($-0.5 < R \le 0.0$) и сильной отрицательной ($-1.0 \le R \le -0.5$) корреляции для рассмотренных периодов.

Из рис. 1 и табл. 2 можно сделать следующие выводы. Наиболее вероятной (около 60% случаев) является высокая положительная корреляция dTEC и dNmF2. С ростом солнечной и геомагнитной активности растет количество случаев сильной положительной корреляции (с 53 до 66%) и уменьшается количество случаев как положительной, так и отрицательной слабой корреляции (с 46 до 33%), при этом средний коэффициент корреляции увеличивается с 0.46 до 0.55. Относительное количество случаев сильной отрицательной корреляции составляет около 1% для всех лет независимо от среднегодового уровня солнечной и геомагнитной активности. Таблица 2 демонстрирует, что статистика R для 11 сильных геомагнитных бурь близка к статистике R в годы ВСГА за исключением того, что отсутствуют случаи сильной отрицательной корреляции.

Учитывая результаты предыдущих исследований о соответствии возмущений TEC и NmF2 (или foF2) во время геомагнитных бурь [1–5], представляет интерес детальный анализ коэффициентов корреляции dTEC и dNmF2 во время различных фаз геомагнитной бури. Геомагнитная

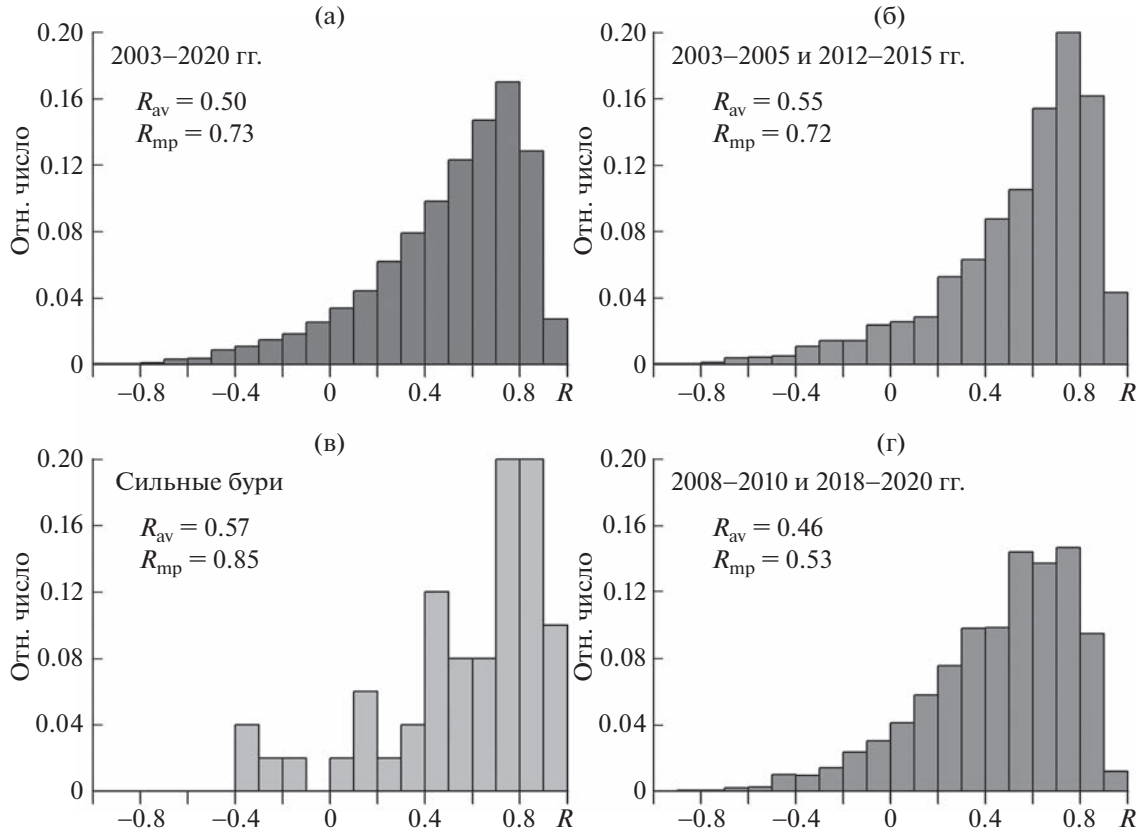

Рис. 1. Гистограммы коэффициентов корреляции R для полного периода 2003–2020 гг. (а), для лет с высоким (б) и низким (г) уровнем солнечной и геомагнитной активности, а также для 11 сильных геомагнитных бурь (в). Указаны средние (R_{av}) и наиболее вероятные (R_{mp}) значения R.

буря представляет собой наиболее сильное проявление геомагнитной активности, во время которого происходят значительные изменения в системе магнитосфера–ионосфера. Характерной особенностью бури является продолжительная (до нескольких суток) депрессия H-компоненты геомагнитного поля, которая проявляется в понижении геомагнитного индекса Dst [7]. Неотъемлемыми элементами всех геомагнитных бурь являются главная фаза и фаза восстановления. Главная фаза проявляется в быстром, длящимся до суток, уменьшении Dst. В конце главной фазы Dst достигает минимальной величины (Dst_{min}), которая характеризует интенсивность бури. После этого начинается фаза восстановления: медленное, длящееся до нескольких суток, повышение Dst до предбуревого уровня или до начала следующей бури.

На рис. 2 показано распределение коэффициентов корреляции R по буревым дням для 11 бурь, приведенных в табл. 1. День 0 соответствует дню минимума Dst (главной фазе бури), дни 1–3 – первым трем дням фазы восстановления. День –1 соответствует предбуревому дню. Во время глав-

Таблица 2. Относительное количество случаев сильной положительной, слабой положительной, слабой отрицательной и сильной отрицательной корреляции

R	Все годы (2003–2020)	Годы ВСГА (2003–2005, 2012–2015)	Годы НСГА (2008–2010, 2018–2020)	Бури
[0.5–1.0]	60%	66%	53%	66%
[0.0–0.5]	31%	26%	37%	26%
[–0.5–0.0]	8%	7%	9%	8%
[–1.0...–0.5]	1%	1%	1%	0

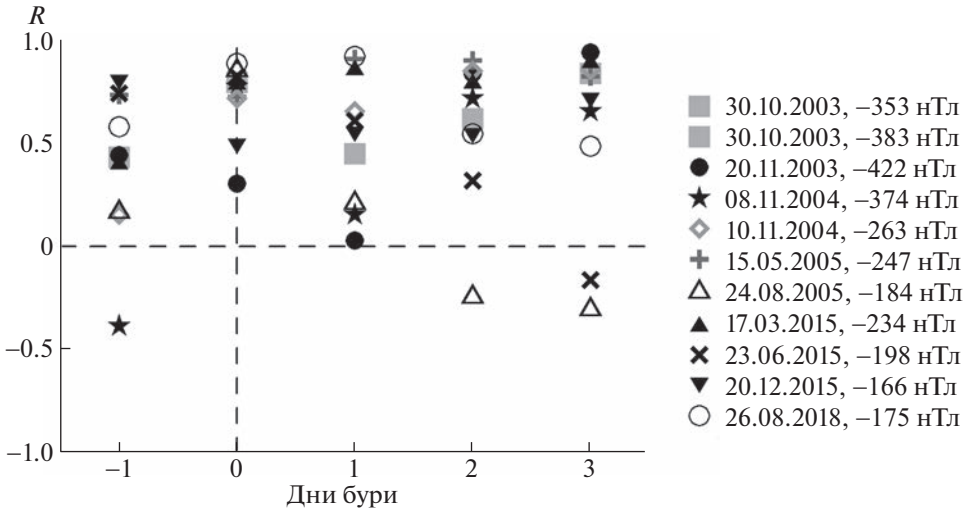

Рис. 2. Распределение коэффициентов корреляции R по буревым дням для 11 сильных геомагнитных бурь. В легенде указаны дни и значения Dst_{min}.

ной фазы (День 0) наблюдается наиболее высокая корреляция: R лежит в пределах 0.72–0.89 за исключением двух бурь 19–23.12.2015 (R = 0.49) и 20–24.11.2003 (R = 0.30). Буря 19–23.12.2015 имела наименьшую интенсивность (Dst_{min} = –166 нТл) из всех рассмотренных бурь. Низкий коэффициент корреляции во время самой сильной (Dst_{min} = = –422 нТл) бури 20–24.11.2003 может быть связан с большими пропусками данных ионозонда из-за поглощения коротких радиоволн во время бури. В дни фазы восстановления корреляция уменьшается (средние значения R составляют 0.54, 0.59, 0.58 в 1, 2, 3 дни), растет количество случаев слабой корреляции, включая отрицательную корреляцию во 2-й и 3-й день. Для иллюстрации на рис. 3 показаны вариации dTEC и dNmF2 и их коэффициенты корреляции во время бури 24–25.08.2005. Видно, что R = 0.85 максимален 24.08.2003 на главной фазе бури, далее он уменьшается до R = 0.21 в 1-й день и достигает отрицательных значений R = –0.24 и R = –0.30 во 2-й и 3-й день фазы восстановления.

Рассмотрим возможные физические причины полученных результатов. TEC, измеренное с помощью приемника ГНСС, может быть разделено на ионосферное электронное содержание (IEC) и плазмосферное электронное содержание (PEC). Можно предположить, что с возмущениями NmF2 возмущения IEC коррелируют лучше, чем возмущения PEC. Согласно результатам [8], относительный вклад PEC уменьшается с ростом солнечной активности. Это объясняет обнаруженное нами увеличение количества случаев сильной положительной корреляции dTEC и dNmF2 и уменьшение количества случаев их слабой корреляции с ростом солнечной активности.

Противоположные знаки отклика внутренней (ниже hmF2) и внешней (выше hmF2) ионосферы на геомагнитные бури отмечались в ряде работ [9–11]. На основе численного моделирования в [10] рассмотрены физические механизмы такого поведения на примере геомагнитной бури 26–30.09.2011. Одновременное формирование положительных возмущений foF2 (NmF2) и отрицательных возмущений TEC объясняется одновременным увеличением отношения концентраций $[O]/[N_2]$ (положительные dfoF2 и dNmF2) и диффузионным опустошением плазменных трубок (отрицательные dTEC). Одновременное формирование отрицательных возмущений foF2 (NmF2) и положительных возмущений TEC может быть связано с увеличением температуры электронов и нейтралов, что с одной стороны приводит к отрицательным возмущениям foF2 (NmF2), а с другой – к увеличению шкалы высот внешней ионосферы и положительным возмущениям TEC.

Отметим, что сценарий бури 26–30.09.2011, рассмотренный в [10], согласуется с распределением коэффициентов корреляции по буревым дням (рис. 2): согласованное поведение dNmF2 и dTEC на главной фазе и их противоположное поведение на фазе восстановления. Полученные нами высокие коэффициенты корреляции на главной фазе бури хорошо согласуются также с результатами других исследований. В [2] для бурь 29–31.10.2003 и 09–13.11.2004 по данным ионозондов и приемников ГНСС в Иркутском регионе, а также в США установлено, что в день главной фазы в вариациях TEC и foF2 проявляются подобные по форме волнообразные колебания, обусловленные прохождением крупномасштабных (периоды 40–60 мин) перемещающихся

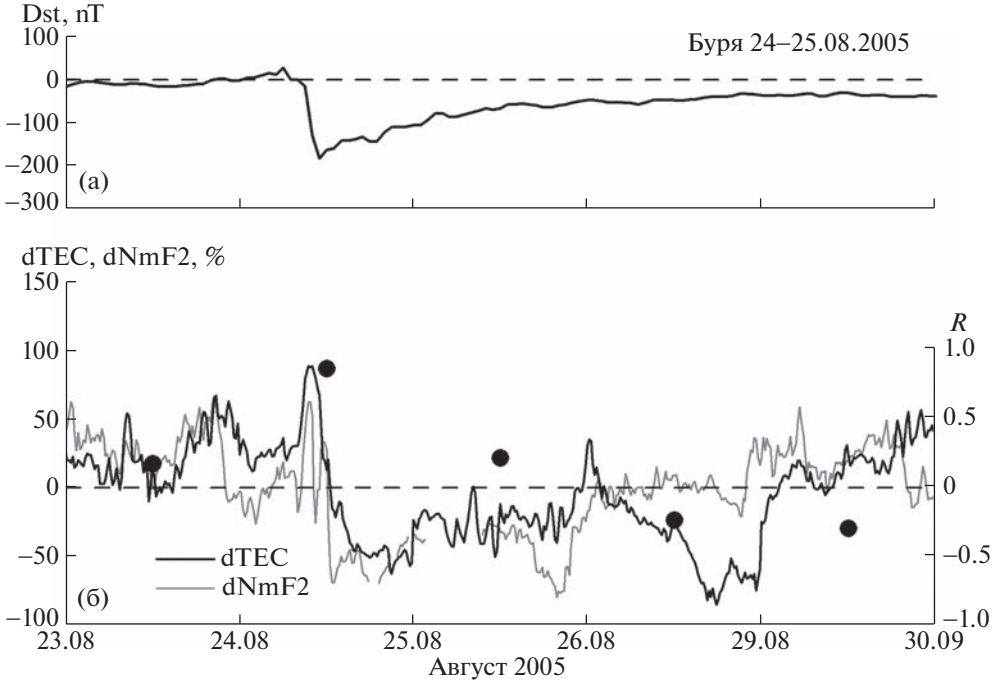

Рис. 3. Поведение индекса Dst (а), вариации dTEC и dNmF2 (б) и коэффициенты корреляции R (б, точки) во время бури 24–25.08.2005. Пунктиром отмечен нулевой уровень.

ионосферных возмущений (КМ ПИВ), вызванных бурей. Аналогичные результаты получены в [1] при сравнении одновременных измерений параметров КМ ПИВ на Иркутском радаре некогерентного рассеяния и приемниках ГНСС в Восточной Сибири для бури 17–18.04.2002. Авторы [4] исследовали отклик ионосферы на геомагнитную бурю 17–21.03.2015 на разных широтах в трех долготных секторах по данным различных геофизических инструментов. Показано, что 17–18 марта поведение TEC, полученного наземными приемниками ГНСС, хорошо согласуется с данными наземных ионозондов. Это соответствует высоким ($R = 0.8$ и $R = 0.9$) коэффициентам корреляции dTEC и dNmF2 для 17 и 18 марта 2015 г.

Физические механизмы противоположного поведения dNmF2 и dTEC, рассмотренные в [10], относятся к условиям геомагнитной бури. Вместе с тем распределение коэффициентов корреляции dNmF2 и dTEC (рис. 1, табл. 2) показывает наличие отрицательной корреляции в годы НСГА, когда вклад геомагнитных бурь в общую статистику незначителен. Возникает вопрос: каковы физические механизмы противоположного поведения dNmF2 и dTEC в спокойных геомагнитных условиях? Ответ на этот вопрос является предметом дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На большом объеме экспериментальных данных за 2003–2020 гг. проведен анализ корреляции короткопериодных (периоды меньше 24 ч) волновых возмущений NmF2 и TEC. Для анализа использовались данные измерений ионозонда вертикального зондирования DPS-4 и ГНСС-станции IRKJ, расположенных в Иркутске.

Установлено, что наиболее вероятной ситуацией является высокая положительная корреляция ($0.5 < R \le 1.0$). С ростом солнечной и геомагнитной активности растет количество случаев сильной положительной корреляции (с 53 до 66%) и уменьшается количество случаев положительной и отрицательной слабой корреляции (с 46 до 33%). С учетом предыдущих исследований эта закономерность может быть объяснена уменьшением вклада плазмосферного электронного содержания в TEC с ростом солнечной активности.

Во время сильных геомагнитных бурь наиболее высокая корреляция (до $R = 0.89$) наблюдается на главной фазе и далее уменьшается на фазе восстановления вплоть до отрицательных значений R. Эта закономерность согласуется с результатами других авторов.

Для объяснения полученных результатов рассмотрены физические механизмы отрицательной корреляции возмущений NmF2 и TEC в условиях геомагнитной бури, установленные в предыдущих исследованиях. Выявление физических механизмов отрицательной корреляции возмущений NmF2 и TEC в спокойных геомагнитных условиях является предметом дальнейших исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00146, https://rscf.ru/project/22-17-00146/. Для анализа использовались экспериментальные данные Центра коллективного пользования "Ангара" http://ckp-rf.ru/ckp/3056/, полученные при финансовой поддержке Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афраймович Э.Л., Башкуев Ю.Б., Бернгардт О.И., Гацуцев А.В., Дембелов М.Г., Шпынев Б.Г., Кобзарь В.А., Кушнарев Д.С., Мусин В.Ю., Пушкин П.Ю., Перевалова Н.П.* Детектирование перемещающихся ионосферных возмущений по данным одновременных измерений электронной концентрации, полного электронного содержания и доплеровского смещения частоты на радиофизическом комплексе ИСЗФ // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 4. С. 463–475.
2. *Афраймович Э.Л., Воейков С.В., Перевалова Н.П., Ратовский К.Г.* Крупномасштабные возмущения аврорального происхождения во время магнитных бурь 29–31 октября 2003 г. и 7–11 ноября 2004 г. по данным сети GPS и ионозондов // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. Т. 46. № 5. С. 637–642.
3. *Danilov A.D.* Ionospheric F-region response to geomagnetic disturbances // Adv. Space Res. 2013. V. 52. № 3. P. 343–366.
4. *Astafyeva E., Zakharenkova I., Forster M.* Ionospheric response to the 2015 St. Patrick's Day storm: A global multi-instrumental overview // J. Geophys. Res. Space Physics. 2015. V. 120. P. 9023–9037.
5. *Ngwira C.M., McKinnell L.-A., Cilliers P.J., Coster A.J.* Ionospheric observations during the geomagnetic storm events on 24–27 July 2004: Long-duration positive storm effects // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. A00L02.
6. *Yasyukevich Yu.V., Mylnikova A.A., Polyakova A.S.* Estimating the total electron content absolute value from the GPS/GLONASS data // Results in Phys. 2015. V. 5. P. 32–33.
7. *Жеребцов Г.А., Shi Jiankui, Перевалова Н.П., Полех Н.М., Золотухина Н.А.* Ионосферные возмущения в Восточно-Азиатском регионе. М.: ГЕОС, 2021. 338 с.
8. *Liu L., Yao Y., Kong J., Shan L.* Plasmaspheric electron content inferred from residuals between GNSS-derived and TOPEX/JASON vertical TEC data // Remote Sensing. 2018. V. 10. № 4. 621.
9. *Lei J., Zhu Q., Wang W., Burns A.G., Zhao B., Luan X., Zhong J., Dou X.* Response of the topside and bottomside ionosphere at low and middle latitudes to the October 2003 superstorms // J. Geophys. Res. Space Phys. 2015. V. 120. P. 6974–6986.
10. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Zakharenkova I.E., Ratovsky K.G., Korenkova N.A., Yasyukevich Yu.V., Mylnikova A.A., Cherniak Iu.V.* Similarity and differences in morphology and mechanisms of the foF2 and TEC disturbances during the geomagnetic storms on 26–30 September 2011 // Ann. Geophys. 2017. V. 35. P. 923–938.
11. *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Despirak I.V., Zakharenkova I.E., Kozelov B.V., Cherniakov S.M., Andreeva E.S., Tereshchenko E.D., Vesnin A.M., Korenkova N.A., Gomonov A.D., Vasiliev E.B., Ratovsky K.G.* Disturbances of the thermosphere-ionosphereplasmasphere system and auroral electrojet at 30E longitude during the St. Patrick's Day geomagnetic storm on 17–23 March 2015 // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2018. V. 180. P. 78–92.

THE CORRELATION OF SHORT-PERIOD WAVE DISTURBANCES IN THE PEAK ELECTRON DENSITY OF THE F2 LAYER AND THE TOTAL ELECTRON CONTENT (TEC) IN THE IONOSPHERE

N. P. Perevalova[a,#], K. G. Ratovsky[a], Academician of the RAS G. A. Zherebtsov[a], and A. S. Yasyukevich[a]

[a] *Institute of Solar-Terrestrial Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: pereval@iszf.irk.ru*

Using data of the vertical sounding ionosonde and the GNSS receiver operating in Irkutsk, we analyzed the correlation of short-period (periods less than 24 hours) wave disturbances of the peak electron density of the F2 layer (NmF2) and the total electron content (TEC) in the ionosphere. The measurement data for the period 2003–2020, which included almost two solar cycles, were processed. It has been established that the most probable case is a high positive correlation of short-period disturbances of NmF2 and TEC. With the growth of solar and geomagnetic activity, the number of cases of strong positive correlation increases (from 53% to 66%) and the number of cases of both positive and negative weak correlation decreases (from 46% to 33%). During powerful geomagnetic storms, the highest correlation (up to R = 0.89) is observed in the storm main phase and then decreases in the recovery phase up to negative R values. Possible physical mechanisms of the obtained results are considered.

Keywords: ionosphere, ionospheric disturbances, ionosonde, GNSS, NmF2, TEC

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 126–133

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.465

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКАХ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА И ПАРАМЕТРАХ СРЕДЫ НА СЕВЕРНОМ СЕГМЕНТЕ ХРЕБТА МОНА, НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ

© 2023 г. А. А. Клювиткин[1,*], М. Д. Кравчишина[1], А. Н. Новигатский[1], Н. В. Политова[1], А. В. Булохов[1], член-корреспондент РАН С. К. Гулев[1]

Поступило 12.07.2023 г.
После доработки 03.08.2023 г.
Принято к публикации 04.08.2023 г.

Впервые выполнены непрерывные двухгодичные исследования потоков вещества и сопутствующих параметров среды в осевой зоне арктического сегмента Срединно-Атлантического хребта в месте сочленения хребтов Мона и Книповича (Норвежское море). Постановка седиментационных ловушек проводилась с борта НИС "Академик Мстислав Келдыш" в июне 2019 г. в северо-восточной части хр. Мона с ревизией в августе 2020 г. и подъемом в июле 2021 г. Показано, что осаждение частиц в районе исследования происходило под воздействием глобального переноса водных масс в северо-восточном направлении, причем в подповерхностном слое это атлантические воды, а глубже рециркулируют водные массы арктического происхождения. Выявлен слабый положительный температурный тренд на глубине более 2500 м (0.02°C за 2 года). Бимодальное вертикальное распределение потоков и изменение состава оседающих частиц соответствовали схеме рециклинга осаждающегося вещества в океане. Годовой ход потоков в подповерхностном слое определялся активностью кремнийконцентрирующего и кальцифицирующего планктона, причем максимум периода цветения проявляется и в глубинном слое. При этом основным значимым модератором потока глубже 2000 м является поступление литогенного вещества из придонного нефелоидного слоя.

Ключевые слова: Арктика, Северный Ледовитый океан, седиментационные ловушки, латеральный поток, течения, органическое вещество, биогенный кремнезем, карбонат кальция, атлантификация

DOI: 10.31857/S2686739723601618, **EDN:** LMYVIC

ВВЕДЕНИЕ

Рассеянное осадочное вещество, взвешенное в многокилометровой толще вод океанов, является тем материалом, из которого, в конечном счете, образуются донные осадки и осадочные породы [1]. Потоки осадочного вещества в океане – это одна из основных характеристик осадкообразования, которая позволяет в динамике изучать процессы седиментации осадочного вещества, преобразование его при прохождении водной толщи, оценивать количество и состав вещества, поступающего на дно. Эти исследования проводятся в Мировом океане в рамках Ведущей научной школы академика А.П. Лисицына уже на протяжении полувека [1].

Норвежское море служит транзитной зоной, через которую осуществляется перенос теплой и соленой Атлантической воды (АВ) из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан [2, 3]. Эта зона служит основным тепловым резервуаром субарктических морей и одновременно энергоактивной зоной, которая напрямую влияет на климат Европы и дальнейшее поступление АВ в Баренцево море и пролив Фрама [4].

Изучению процессов седиментации и механизмов ее формирования в этом районе посвящено значительное число работ [5–8], большая часть которых, однако, была выполнена в 80–90-е годы прошлого столетия [6–8]. Вместе с тем с начала 2000-х годов наступает этап "атлантификации" Северного Ледовитого океана, что приводит к усилению переноса тепла через Норвежское море в северном и северо-восточном направлениях [9, 10]. В Норвежском море наблюдается тенденция к увеличению температуры воды как в поверхностном, так и в более глубоком слоях, за счет увеличения теплосодержания АВ. Для оценки возможного влияния климатических изменений на количественные характеристики процессов седиментации в этом районе необходимы современные данные о потоках осадочного

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: klyuvitkin@ocean.ru*

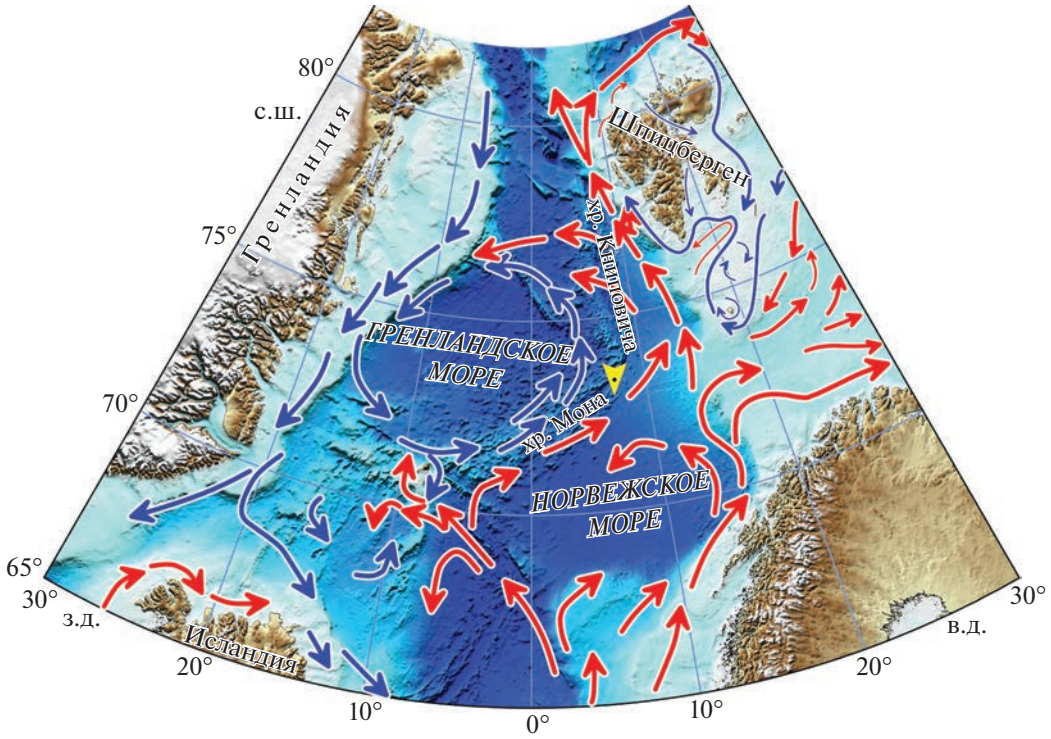

Рис. 1. Обзорная схема Норвежско-Гренландского бассейна: синие стрелки – направления перемещения полярных вод, красные стрелки – вод Атлантического океана по материалам [12, 13]. Желтый треугольник – положение АГОС.

вещества, его составе и масштабе сезонной изменчивости. Одной из причин выбора конкретной точки приложения наших усилий было исследование возможного влияния поставки гидротермального вещества с плюмом нейтральной плавучести в осевой зоне арктического участка Срединно-Атлантического хребта вблизи области сочленения хребтов Мона и Книповича.

Таким образом, целью нашей работы стало исследование вертикальных потоков осадочного вещества в Норвежском море (рис. 1) по материалам двухгодичной работы автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС [11]).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал для исследования собирался более двух лет (779 сут) с июня 2019 г. (75-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” [14]) по июль 2021 г. (84-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” [15]) с ревизией и перезарядкой обсерватории в августе 2020 г. (80-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” [16]) на северном сегменте хр. Мона. Для сбора осаждающегося вещества использованы дифференциальные 12-стаканные конические седиментационные ловушки “Лотос-3” с площадью сбора 0.5 м^2 производства ОКБ ОТ РАН (интервал смены пробосборников – 30 сут) и интегральные малые цилиндрические седиментационные ловушки МСЛ-110 производства ИО РАН площадью сбора 0.0095 м^2 [17]. Схема АГОС приведена на рис. 2. “Лотос-3” устанавливали под верхним деятельным слоем (500 м) и в 330 м от дна для минимизации влияния придонного нефелоидного слоя и дополнительно комплектовали интегральными ловушками. МСЛ-110 устанавливали в промежуточных горизонтах (между коническими). Итого сбор материала проводился на 6 горизонтах. Для исключения биологической трансформации собираемого вещества флаконы-пробосборники ловушек заполняли раствором $HgCl_2$ (1% от насыщенного раствора) на основе фильтрата морской воды из района постановки. Соленость раствора доводили добавлением NaCl до 45 епс.

Для определения источника переноса вещества и для учета латеральной компоненты потока вещества в составе АГОС на горизонтах установки 12-стаканных ловушек устанавливали акустические измерители течений Nortek Aquadopp, а горизонты установки МСЛ-110 дополнительно комплектовали измерителями температуры и давления RBRduet.

При постановке, ревизии и подъеме ловушек с помощью судовой зондирующей системы SBE911 с батометрами Нискина проводили отбор проб морской воды для изучения сопутствующих ха-

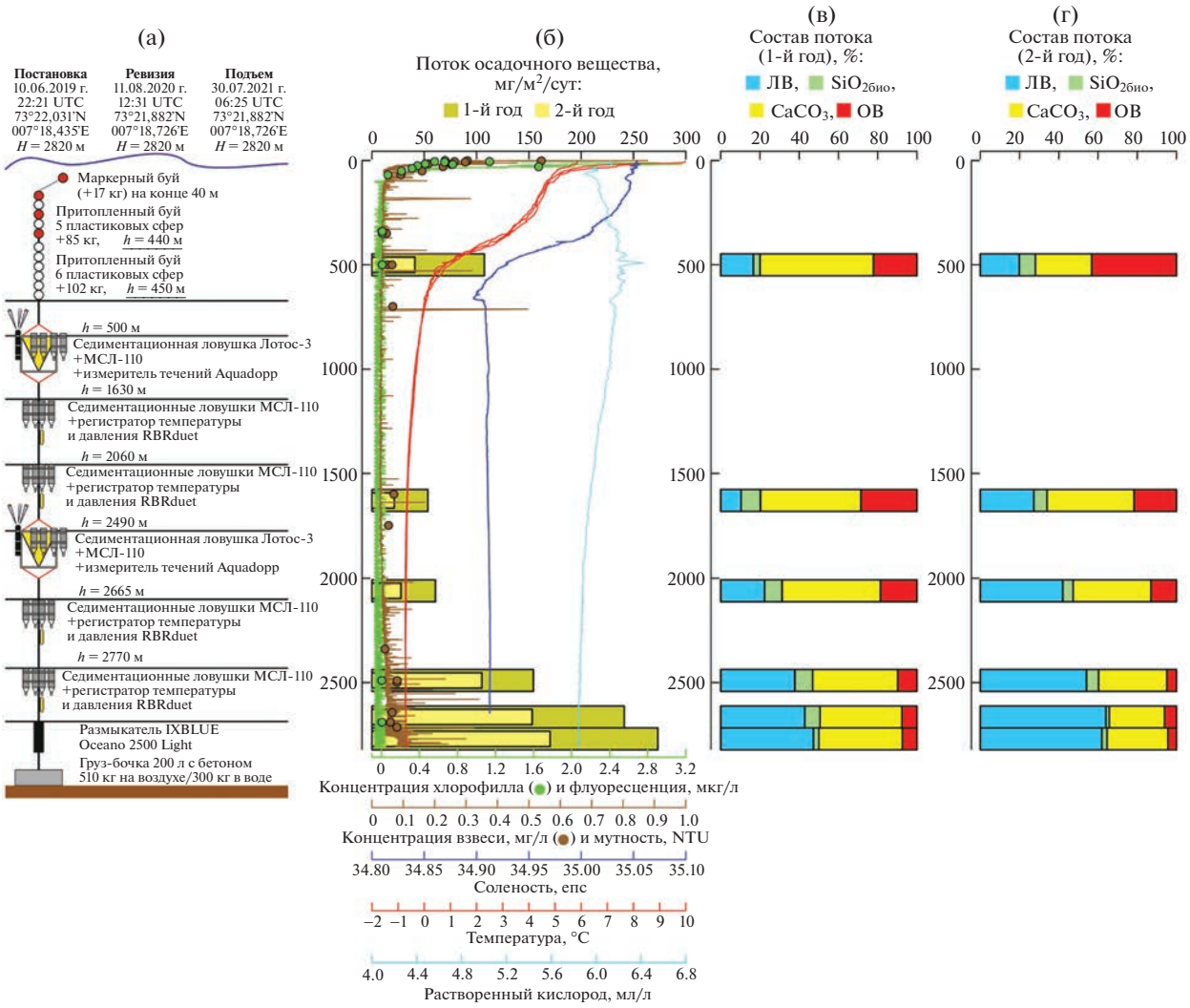

Рис. 2. Схема АГОС (а); вертикальное распределение интегральных годовых вертикальных потоков осадочного вещества и параметров водной толщи при постановке, ревизии и подъеме АГОС (б); состав осаждающегося вещества в 1-й (в) и 2-й (г) годы работы АГОС.

рактеристик водной толщи, в том числе, водной взвеси. Дальнейшая обработка собранного седиментационными ловушками осадочного материала и фильтрационной взвеси проводилась по единой для всех проб методике [5, 11, 18]. Определено содержание Si и Al фотометрическим методом в модификации А.Б. Исаевой для взвеси (точность 2–5%). Определение $C_{вал}$ и $C_{карб}$ выполнялось на анализаторе TOC-L Shimadzu с приставкой SSM-5000A, $C_{орг}$ рассчитывали по разнице содержания $C_{вал}$ и $C_{карб}$ в образце. Погрешность прибора 1%, воспроизводимость результатов анализов ±5%. Содержание органического вещества (ОВ) определено как удвоенный $C_{орг}$, исходя из общепринятой практики исследований [8, 11, 18], $CaCO_3$ рассчитан стехиометрически по $C_{карб}$, литогенное вещество (ЛВ) – по Al умножением на 12.27, а биогенный кремнезем ($SiO_{2биo}$) вычислен методом терригенной матрицы по разнице содержаний валового и литогенного SiO_2 на основании среднего состава верхнего слоя земной коры [19]. Сумма ЛВ, ОВ, $CaCO_3$ и $SiO_{2биo}$ составляла в среднем 100% при незначительном отклонении в пределах 15%.

Для расчета средних концентраций хлорофилла “а” (Хл-а) в поверхностном слое моря в районе исследования использовались данные спутникового сканера цвета моря Aqua-MODIS (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Водная толща. CTD-зондирования водной толщи при постановке, ревизии и подъеме АГОС показали (рис. 2), что верхние 400 м водной толщи (за исключением сезонно прогреваемого ква-

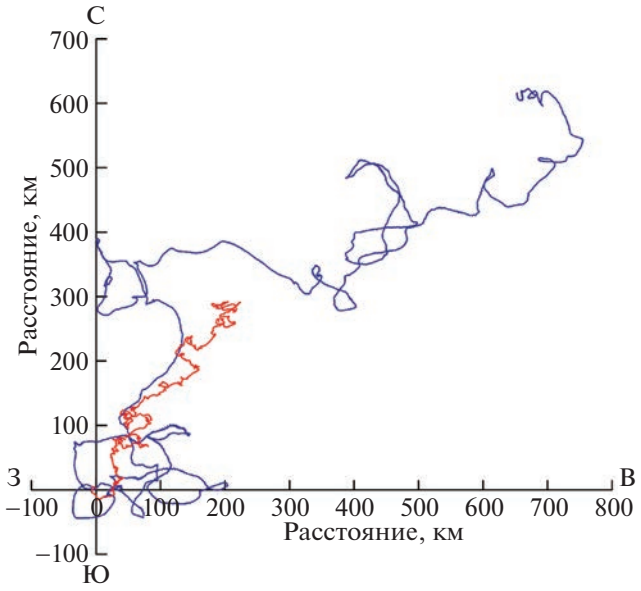

Рис. 3. Прогрессивная векторная диаграмма течений на подповерхностном горизонте 500 м (синяя линия) и на глубоководном горизонте 2490 м (красная линия).

зиоднородного поверхностного слоя толщиной менее 20 м) занимает АВ, относительно теплая (3–5°С) и соленая (35.0–35.05 епс). Ярко выраженных межгодовых колебаний температуры слоя АВ не выявлено. Глубже залегают арктические промежуточные воды Норвежского моря (температура –0.5–0.5°С, соленость 34.9 епс), ядро которых хорошо маркируется слабо повышенным содержанием растворенного кислорода в слое 500–700 м [12]. Далее до дна залегают глубинные воды Норвежского моря с характерной температурой ниже –0.7°С и соленостью 34.91 епс.

Концентрации взвеси в водной толще варьировали от относительно высоких 0.18–0.54 мг/л в верхнем деятельном слое (0–50 м) до минимальных 0.04–0.08 мг/л в глубинных слоях. При этом поверхностные воды (0–25 м) отличались сравнительно высокими значениями концентрации Хл-а (0.46–1.65 мкг/л). Для вертикального распределения Хл-а характерно наличие подповерхностного максимума (15–35 м). По мере увеличения глубины до 50 м концентрации Хл-а постепенно уменьшались до 0.1–0.2 мкг/л, а глубже 100 м были минимальны (≤0.01 мкг/л). Значимой межгодовой изменчивости за двухлетний период наблюдений в распределении взвеси и Хл-а не выявлено. Максимум Хл-а определен в июне 2019 г. и соответствует началу весеннего цветения фитопланктона.

Течения. Перенос водных масс во всей толще происходил в северо-восточном направлении (рис. 3). При этом в 2019–2020 гг. течение в целом было направлено на северо-северо-восток, а в 2020–2021 гг. повернуло на восток-северо-восток. В придонном слое таких изменений не наблюдалось. Суммарное накопленное перемещение водных масс в подповерхностном слое составило 897 км, а в глубинном слое 367 км. Скорость течения в подповерхностном слое варьировала в пределах 0–32.3 см/с при среднем значении 7.3 см/с. В глубинном слое скорости течения не превышали 13.7 см/с при среднем значении 2.7 см/с. Отмечено увеличение скорости течения практически синхронно в обоих слоях в марте–апреле как 2020 г., так и 2021 г., при этом преобладали течения северных направлений. В подповерхностном слое также выделяются похожие сезонные всплески скорости течения в декабре 2019 г. и 2020 г.

Температура. Двухлетние измерения температуры показали синхронный слабый рост температуры около 0.02°С на горизонтах работы наддонной (2665 м) и придонной (2770 м) интегральных МСЛ-110 (рис. 4 е). Выше, на горизонтах 500 и 2490 м подобные тренды не выявлены, однако на этих горизонтах были установлены встроенные в измерители течений датчики температуры с низким разрешением 0.01°С.

Валовые потоки вещества. Для вертикального распределения интегральных годовых потоков вещества характерна бимодальность (рис. 2): максимум в подповерхностном слое, минимум в промежуточных водах в слое растворения [1] и резкое увеличение величины потока в придонном нефелоидном слое. Увеличение мутности в придонном слое фиксировалось лазерным анализатором частиц LISST-Deep и нефелометром в составе судового зондирующего комплекса при постановке, ревизии и подъеме АГОС. По данным зондирований нефелоидный слой распространялся от дна (2820 м) до ~2000 м, а его мощность, таким образом, превышала 800 м. Выявлено почти двукратное уменьшение величин потоков при второй экспозиции АГОС, однако, общее бимодальное распределение повторяется в оба периода наблюдения.

Обработка материалов, собранных дифференциальными ловушками, выявила в подповерхностном (500 м) слое выраженный годовой ход потоков вещества. Наибольшие потоки приходятся на летнее время (июнь–сентябрь) с абсолютным максимумом в июле 2019 г. – 274 мг/м^2/сут. Схожий годовой ход распределения Хл-а в поверхностном слое выявлен также благодаря анализу данных спутникового сканера цвета моря Aqua-MODIS (рис. 4 а). С ноября по май на глубине 500 м потоки минимальны. В глубинном слое первый период работы АГОС характеризуется бимодальной схемой распределения потоков во времени с максимумами в июне–июле 2019 г. и апреле–мае 2020 г., когда потоки резко возрастали до 256 мг/м^2/сут, почти достигая прошлогоднего

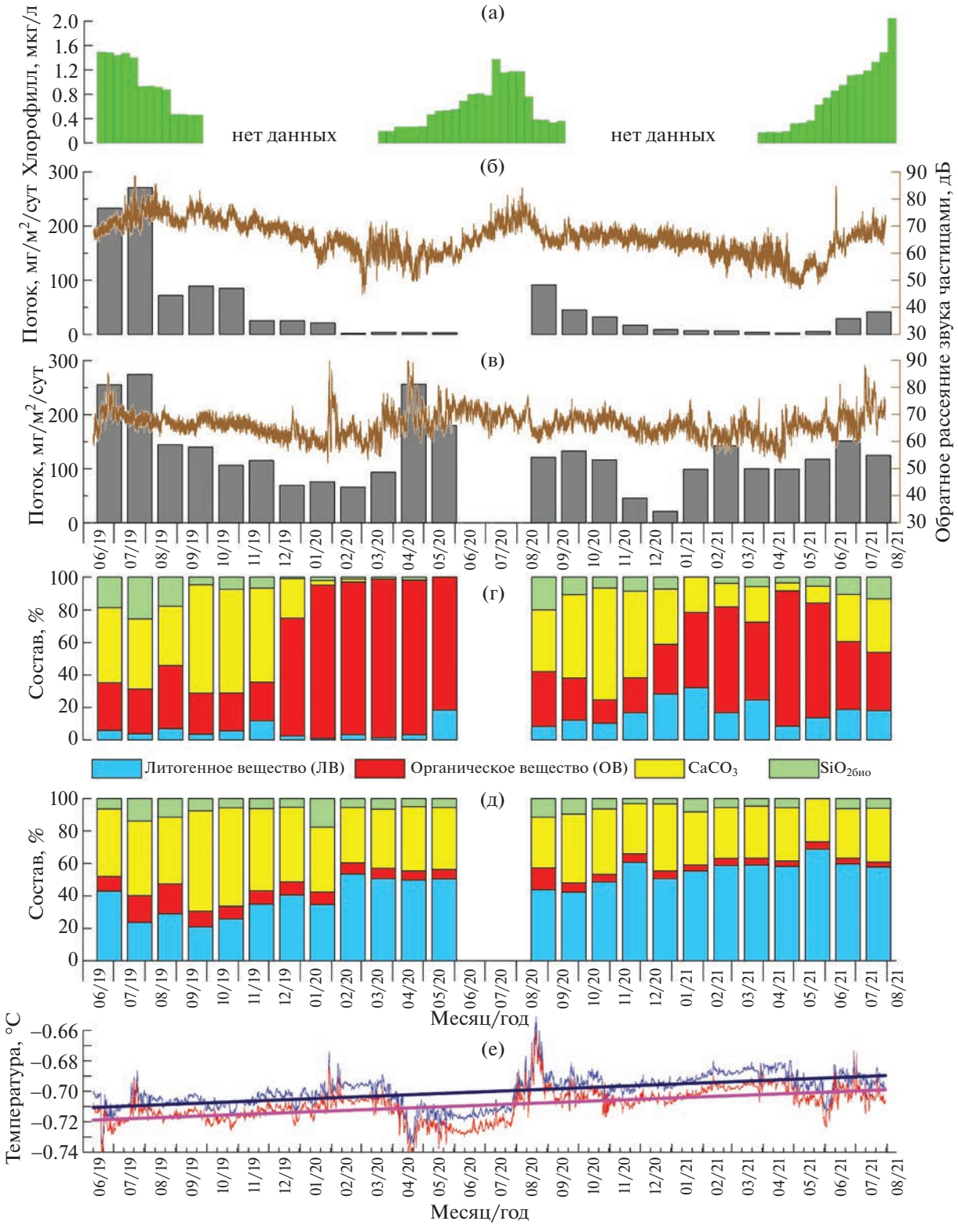

Рис. 4. Содержание хлорофилла “а” в поверхностном слое океана по спутниковым данным (а); вертикальные потоки осадочного вещества и обратное рассеяние звука частицами осадочного вещества в подповерхностном горизонте 500 м (б) и глубинном горизонте 2490 м (в); состав осаждающегося вещества в подповерхностном горизонте 500 м (г) и глубинном горизонте 2490 м (д); температура на горизонтах 2665 м (красная линия) и 2770 м (синяя линия) и соответствующие линии трендов (е).

летнего максимума. Второй год работы АГОС на глубинном горизонте отличался более ровным годовым ходом величин потоков, среди которых наблюдался локальный минимум потоков в ноябре–декабре 2020 г.

Выраженной межгодовой изменчивости величин потоков не зафиксировано. Отмечается только значительное уменьшение потоков из поверхностного слоя океана в июне–июле 2021 г. по сравнению с этим же периодом в 2019 г. На июнь–июль 2020 г. данных по потокам нет.

Годовой ход потоков соответствует изменению коэффициента обратного рассеяния звука взвесью по данным акустических измерителей течений, отработавших на тех же горизонтах (рис. 4 б, в). В июне–июле 2020 г. по этим данным наблюдается увеличение акустического рассеяния, что может говорить о значительном возрастании потоков частиц. Однако, к сожалению, данный период остался неохваченным для сбора вещества дифференциальными ловушками, т.к. работы по ревизии и перестановке АГОС в 2020 г. оказались возможными только через 2 мес после завершения годового цикла сбора вещества ловушками первого срока наблюдений.

Состав вещества потоков. В составе вещества верхних слоев (500 и 1630 м) преобладает биогенное вещество (БВ) с большим количеством планктонных организмов (зоопланктон, рачки и др.). В глубинных слоях, начиная с 2060 м и до дна, в пробосборниках МСЛ-110 наблюдается только плотный осадок коричневого цвета практически без включений разнородных биогенных остатков – литогенное вещество (ЛВ). Это подтверждается данными исследования основных компонент осаждающегося вещества. В поверхностном и промежуточном слоях преобладает БВ (как сумма ОВ, $CaCO_3$ и $SiO_{2биo}$) – 89%, а начиная с 2000 м возрастает доля ЛВ, содержание которого достигает своего максимума в придонном слое – 60–64%.

Зафиксирован выраженный годовой ход изменчивости состава биогенного материала в подповерхностном слое. С июня по декабрь и 2019, и 2020 г. преобладал $CaCO_3$ (37–69%), ОВ варьировало в пределах 14–39%, а доля $SiO_{2биo}$ составляла 7–25%. Причем максимум $SiO_{2биo}$ (18–25%) приходится на июнь–август. В зимние месяцы (декабрь–май), когда минимальны величины валового потока, наблюдается трехкратное увеличение содержания ЛВ (до 33%).

В глубоководном слое годовые флуктуации состава потока были незначительны и соответствовали среднему составу по данным интегральных годовых МСЛ-110. Наблюдается незначительное снижение доли ЛВ с июля по октябрь, более заметно выраженное в 2019 г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании суммарного векторного переноса водных масс через точку наблюдения и средних концентраций взвеси за три года исследований, латеральный поток частиц вычисляется как 69.0 и 37.6 г/м^2/сут в подповерхностном и в глубоководном слое соответственно. Эти значения на 3 порядка величин превосходят вертикальный поток частиц, определенный с помощью седиментационных ловушек. Получается, что вблизи источника оседает лишь около 0.1–0.4% частиц, а все остальное переносится в латеральном направлении, главным образом, на северо-восток. При этом в глубоководном слое доля оседающих частиц выше (0.4%) за счет более низких скоростей течения. Однако это намного больше, чем, например, на восточном склоне Лофотенской котловины Норвежского моря [20].

Усиление гидродинамической активности среды в марте–апреле нашло отражение в кратковременных заглублениях приборов вследствие наклона АГОС течением. Максимальное заглубление приборов отмечалось в марте и в подповерхностном слое составляло около 50 м, а в глубинном – 8 м относительно заданного горизонта работы прибора. Эти значения значительно ниже наблюдаемых нами в 2018–2019 гг. в Лофотенской котловине (270 и 19 м соответственно). Таким образом, район работы АГОС отличается более спокойным гидродинамическим режимом вод по сравнению с близлежащей Лофотенской котловиной, и здесь возможно осаждение частиц, поступающих с юга и юго-запада Норвежского моря и не оседающих из-за высоких скоростей течений. Возможно, поэтому валовые потоки частиц в подповерхностном слое, полученные в данном исследовании, выше, чем в Лофотенской котловине [5]. При этом в придонном слое потоки в Лофотенской котловине выше, очевидно, за счет более интенсивного взмучивания и переотложения частиц нефелоидного слоя при больших скоростях течений.

Значительное уменьшение интегральных годовых потоков во второй год работы АГОС обусловлено сбором материала интегральными ловушками только в один период максимума осаждения частиц (июнь–июль 2021), в то время как интегральные МСЛ-110 первого года постановки охватили максимумы 2019 и 2020 г. При этом максимум 2021 г. оказался не столь значительным, как в предыдущие годы, что также подтверждается распределением обратного рассеяния звука взвесью по данным акустических измерителей течения и Хл-а по спутниковым данным (рис. 4). В целом бимодальное вертикальное распределение потоков и изменение состава потоков (уменьшение доли БВ и рост содержания ЛВ ко дну) соот-

ветствуют схеме рециклинга осаждающегося вещества в океане [1].

Результаты анализа спутникового распределения Хл-а в сочетании с величинами валовых потоков частиц и вариативностью состава оседающего вещества показали, что годовой ход потоков в подповерхностном слое определяется активностью фитопланктона. Причем увеличение доли $SiO_{2биo}$ в месяцы с максимумами как валовых потоков, так и концентраций Хл-а на поверхности океана (июнь–август) свидетельствует о возрастании в потоке агрегатов детрита диатомовых водорослей как основного кремнийконцентрирующего фитопланктона изучаемого региона [6, 8]. При этом высокое содержание $CaCO_3$ в весенне-летние месяцы и его увеличение в составе потока после спада цветения диатомовых в сентябре–ноябре указывают на возрастающую роль кальцифицирующего планктона, в том числе, птеропод в формировании потока [5, 6, 8]. Локальное увеличение валовых потоков в сентябре–октябре 2019 г. в сочетании с возрастанием содержания $CaCO_3$ является примером этого факта.

Высокие потоки в подповерхностном слое в июне–июле 2019 г. находят свое отражение в это же время в глубинном слое, что проявляется в увеличении как валового потока, так и его биогенной компоненты. В остальное время максимумы потоков в подповерхностном и глубинном слоях не совпадают. Так, резкое увеличение потока на глубине 2490 м в апреле–мае 2019 г. никак не проявилось на глубине 500 м. При этом по визуальным оценкам объем вещества, собранного в апреле, возрос не так сильно, т.е. апрельское вещество характеризуется более высокой плотностью по сравнению с июльским и, соответственно, отличается от него по вещественному составу и происхождению. Очевидно, что июльский пик обусловлен поступлением вещества из подповерхностного слоя в результате сезонного возрастания первичной продукции, а апрельский пик связан с изменением гидрологической обстановки и, в результате, повышением гидродинамической активности придонного нефелоидного слоя.

Валовый состав вещества потоков не позволяет оценить возможный вклад частиц гидротермального генезиса, поступающих в результате дальнего переноса плюма нейтральной плавучести от неустановленного источника. Для идентификации отдельных гидротермальных частиц в составе гетерогенного вертикального потока требуются дальнейшие прецизионные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполнены непрерывные двухгодичные исследования потоков вещества и связанных с ними параметров среды в осевой зоне арктического сегмента Срединно-Атлантического хребта в месте сочленения хребтов Мона и Книповича.

Показано, что осаждение частиц в районе исследования происходило под воздействием глобального переноса водных масс в северо-восточном направлении, причем в подповерхностном слое это атлантические воды, а глубже рециркулирующие водные массы арктического происхождения. Выявлен слабый двухгодичный положительный температурный тренд на глубине более 2500 м.

Бимодальное вертикальное распределение величины потоков и изменение состава оседающих частиц соответствовали схеме рециклинга осаждающегося вещества в океане. Годовой ход потоков в подповерхностном слое определялся активностью кремнийконцентрирующего и кальцифицирующего групп планктона, причем максимум периода цветения проявляется и в глубинном слое. При этом основным значимым источником потока глубже 2000 м является поступление литогенного вещества из придонного нефелоидного слоя.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш” и научный состав экспедиций за помощь в полевых исследованиях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 20-17-00157 (https://rscf.ru/project/20-17-00157/). Обработка данных профилографов среды выполнена в рамках Важнейшего инновационного проекта государственного значения (ВИПГЗ), соглашение № 169-15-2023-002. Экспедиционные исследования частично выполнены в рамках госзадания, тема № FMWE-2021-0016.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли / Мировой океан. Т. II. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. *Rossby T., Prater M.D., Søiland H.* Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas // J. Geoph.Res. 2009. V. 114. P. C04011.
3. *Segtnan O.H., Furevik T., Jenkins A.D.* Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed from atmospheric reanalysis and ocean observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. V. 116. № C11003.
4. *Nilsen J.E.Ø., Falck E.* Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999 // Progress in Oceanography. 2006. V. 70. № 1. P. 58–90.

5. *Дриц А.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Карманов В.А., Новигатский А.Н.* Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 576–594.

6. *Bodungen B., Antia A., Bauerfeind E., et al.* Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview of a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea // Geologische Rundschau. 1995. V. 84. P. 11–27.

7. *Honjo S., Manganini S.J., Krishfield R.A., Francois R.* Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983 // Progress in Oceanography. 2008. V. 76. P. 217–285.

8. *Peinert R., Antia A., Bauerfeind E., et al.* Particle flux variability in the Polar and Atlantic Biogeochemical Provinces of the Nordic Seas / The Northern North Atlantic: A Changing Environment, edited by P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schluter, and J. Thiede. Springer, Berlin, 2001. P. 53–68.

9. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. P. 634–639.

10. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., et al.* Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 365. Iss. 6335. P. 285–291.

11. *Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. и др.* Глубоководные обсерватории на транскаспийском разрезе – непрерывные исследования потоков рассеянного осадочного вещества // ДАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 485–489.

12. *Blindheim J., Østerhus S.* The Nordic Seas, main oceanographic features // Geophysical Monograph-American Geophysical Union. 2005. V. 158. P. 11–37.

13. *Loeng H.* Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // Polar research. 1991. V. 10. № 1. P. 5–18.

14. *Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А., Баранов Б.В., Коченкова А.И., Лисицын А.П.* Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.

15. *Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Володин В.Д. и др.* Системные исследования осадкообразования в Европейской Арктике в 84-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 660–663.

16. *Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д.* Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.

17. *Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н.* Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.

18. *Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Колтовская Е.В.* Исследования потоков осадочного вещества на многолетнем трансокеаническом разрезе в зоне взаимодействия Северной Атлантики и Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 454–465.

19. *Rudnick R. L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry. 2014. Т. 4. С. 1–51.

20. *Лукашин В.Н.* Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.

FIRST DATA ON VERTICAL PARTICLE FLUXES AND ENVIRONMENTAL CONDITIONS IN THE NORTHERN PART OF THE MOHNS RIDGE, NORWEGIAN SEA

A. A. Klyuvitkin[a,#], M. D. Kravchishina[a], A. N. Novigatsky[a], N. V. Politova[a], A. V. Bulokhov[a], and Corresponding Member of the RAS S. K. Gulev[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: klyuvitkin@ocean.ru*

For the first time, a continuous two-year study of the particle fluxes and associated environmental parameters in the axial zone of the Arctic segment of the Mid-Atlantic Ridge at the junction of the Mohns and Knipovich Ridges (Norwegian Sea) was carried out. Sediment traps were deployed from the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* in June 2019 in the northeastern part of the Mohns Ridge and realized in July 2020. It was shown that the sedimentation of sinking particles in the study area was influenced by the global transport of water masses in the northeastern direction, with Atlantic waters in the subsurface, and water masses of Arctic origin recirculating deeper in the subsurface. A weak positive temperature trend at a depth of more than 2500 m (0.02°C) is detected. The bimodal vertical distribution of fluxes and changes in the composition of sinking particles corresponded to the pattern of sediment recycling in the ocean. The annual course of fluxes in the subsurface layer was determined by the activity of silicon-concentrating and calcifying plankton, with the maximum bloom period also manifested in the deep layer. At the same time, the main significant moderator of flux deeper than 2000 m is the inflow of lithogenic matter from the benthic nepheloid layer.

Keywords: Arctic Ocean, sediment traps, lateral flux, currents, organic matter, biogenic silica, calcium carbonate, temperature trend, atlantification

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 134–138

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 551. 551; 551. 559; 551. 556.1; 551.510.522; 551.511.6

ЭНЕРГЕТИКА ТОРНАДО И СМЕРЧЕЙ

© 2023 г. Академик РАН Г. С. Голицын[1], А. В. Чернокульский[1,*], Н. В. Вазаева[1,2]

Поступило 25.06.2023 г.
После доработки 28.06.2023 г.
Принято к публикации 04.07.2023 г.

По данным о размерах и интенсивности торнадо и смерчей находятся их характерные времена и форсинги. В зависимости от интенсивности средние времена меняются в 3 раза, а форсинги – в 6 раз. Оценена энергия вихрей, которая выражается в том числе в единицах масс тротилового эквивалента.

Ключевые слова: уравнение случайных движений и его моменты, Колмогоров 34 г., связь размеров и скоростей, разрушительная сила в массах тротила

DOI: 10.31857/S2686739723601400, **EDN:** LGWBVY

В 1934 г. появилась замечательная двухстраничная статья А.Н. Колмогорова под названием “Случайные движения” [1], установившая для природных событий и явлений тесную связь между случайными скоростями и размерами области движений. Все это делается на основе уравнения Фоккера-Планка-Колмогорова для распределений вероятности 6-мерного вектора $p(t, u_i, x_i)$, вторые моменты которого по скорости и координатам были установлены в 1958 г. А.М Обуховым [2] и проверены в [3, 4]. В книге [4] приведено до десятка различных природных процессов и явлений, объяснения которых даются на основе использования идей А.Н. Колмогорова [1]. Применим данные идеи для оценки моментов мощных мелкомасштабных атмосферных вихрей – торнадо, возникающих в тыловой части мезомасштабных конвективных систем или суперячейковых облаков. Выявление их параметров позволяет оценивать скорость генерации энергий ε, как это сделано для ряда процессов в [3, 4]. Эти моменты выглядят следующим образом:

$$\left\langle u^2(t)\right\rangle = c_1\varepsilon t, \tag{1}$$

$$\left\langle x^2(t)\right\rangle = S = c_2\varepsilon t^3, \tag{2}$$

где c_1 и c_2 – безразмерные константы, находимые из сравнения теории и эксперимента и/или сравнения расчетов по определению скоростей генерации кинетической энергии на единицу массы ε, угловые скобки означают среднее для распределения по ансамблю. Для определенности примем, что обе эти константы порядка единицы.

В качестве эмпирических данных будем использовать данные о событиях 164 смерчей [5], прошедших на территории России с начала 20 века, зафиксированных наблюдателями, имеющих высокую достоверность и сопровождающихся информацией об интенсивности смерча, выраженной по шкале Фудзиты, и о максимальной ширине смерча (горизонтальный размер вихря D). Диаметры этих вихрей изменяются от 15 до 1750 м (рис. 1 а), а средняя скорость (оцененная как среднее значение диапазона скоростей, соответствующего интенсивности) – от 25 до 100 м/с (табл. 1).

Считая вихрь осесимметричным, положим, что его площадь равна

$$S = \pi R^2 = \frac{\pi D^2}{4}, \tag{3}$$

где R и D – радиус и диаметр вихря соответственно.

Интенсивность смерча, выраженная по шкале Фудзиты, может быть переведена в диапазон горизонтальной скорости ветра u, характерной для той или иной интенсивности смерча-торнадо. За неимением другого в дальнейшем анализе за $\left\langle u^2(t)\right\rangle$ примем $\overline{u}^2$ (где $\overline{u}$ – средняя скорость ветра

[1]*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия*
*****E-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru*

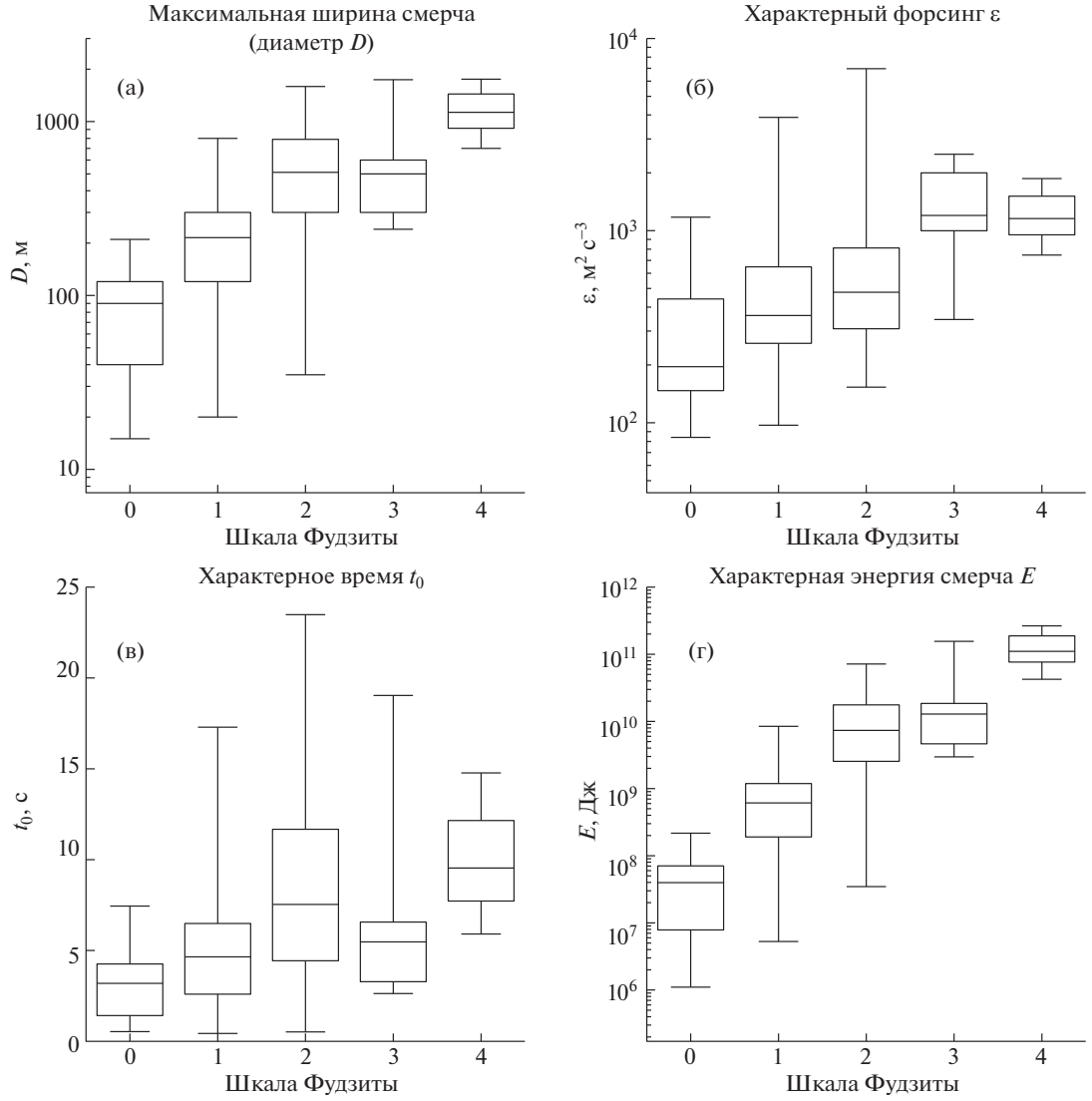

Рис. 1. Распределение характеристик смерчей в зависимости от интенсивности по шкале Фудзиты: максимальная ширина смерча (диаметр D) (из данных [5]) (а), а также рассчитанные в данной работе величины форсинга (скорости генерации энергии) ε (б), характерного времени воздействия t_0 (в) и характерной энергии E (г).

для каждого диапазона интенсивности), хотя это должно приводить к некоторым флуктуациям по сравнению с более точно измеренными параметрами, например, в определении величины форсинга ε, находимому из (1) путем

$$\varepsilon_1 = \frac{\overline{u}^2}{t_0}, \tag{4}$$

или из (2) путем

$$\varepsilon_2 = \frac{S}{t_0^3}. \tag{5}$$

За время воздействия вихря на окружающую среду примем

$$t_0 = \sqrt{\frac{S}{\overline{u}^2}}, \tag{6}$$

т.е. мы допускаем единство характерного времени процесса, принимая время воздействия вихря единым как по скоростям, так и по размерам.

Формулы (4)–(6) позволяют получить единую формулу для форсинга ε

$$\varepsilon = \frac{\overline{u}^3}{\sqrt{S}}. \tag{7}$$

При незнании ошибок измерений все эти формулы дают одинаковые результаты, но при известных ошибках формула (4) дает меньшую ошибку в оценке форсинга вследствие более низкой степени t_0. Для анализируемой выборки

Таблица 1. Выборка используемых в работе смерчей

Интенсивность по шкале Фудзиты	Диапазон скоростей для данной интенсивности, м/с	Средняя скорость в диапазоне, м/с	Количество смерчей данной интенсивности в выборке
F0	18–32	25	21
F1	33–50	41	66
F2	51–70	60	61
F3	71–92	81	13
F4	93–116	105	3

Таблица 2. Медианные значения характеристик смерчей разной интенсивности

Интенсивность по шкале Фудзиты	Форсинг ε, $м^2с^{-3}$	Характерное время t_0, с	Энергия смерча E, Дж	Энергия в тротиловом эквиваленте, т ТНТ	Энергия смерча E' для характерного размера дома, Дж
F0	195.9	3.2	3.98×10^7	9.5×10^{-3}	7.72×10^5
F1	361.9	4.6	6.11×10^8	0.1	2.13×10^6
F2	477.9	7.5	7.35×10^9	1.8	3.60×10^6
F3	1199.4	5.5	1.29×10^{10}	3.1	6.56×10^6
F4	1156.0	9.5	1.11×10^{11}	26.4	1.10×10^7

смерчей значения форсинга ε изменяются в пределах от 0.8×10^2 $м^2/с^3$ до 7×10^3 $м^2/с^3$ (рис. 1 б, табл. 2), что до 7 порядков превосходит величину 5 $см^2/с^3 = 5\times10^{-4}$ $м^2/с^3$, обычно наблюдаемую в пределах оценок в земной атмосфере [3]. Непротиворечивость получаемых оценок здравому смыслу будем считать следствием закона случайных движений Колмогорова. Полученные характерные оценки t_0 находятся в пределах от 0.4 до 23.5 с (рис. 1 в). Отметим, что медианные значения характерного времени воздействия t_0 меняются относительно слабо (всего в три раза, см. табл. 2) при переходе от смерчей интенсивности F0 к смерчам интенсивности F4. Время t_0 близко к времени оборота вихря вокруг своей оси, а обратная величина t_0^{-1} имеет смысл вертикальной завихренности. Она больше для слабых вихрей и относительно меньше для самых интенсивных вихрей.

Оценим конечную энергию индивидуального вихря. Считая, что безразмерные константы c_1 и c_2, порядка единицы, зная высоту вихря и перемножая (1) и (2) на массу атмосферного столба M, мы можем оценить кинетическую энергию E, участвующую в движении, или, что более практически интересно, в разрушении:

$$E = M\varepsilon^2 t^4 \qquad (7)$$

с точностью до множителя $c_1c_2 = O(1)$. Эта формула была выведена в [6], где время входит через параметр Кориолиса $l_c = 2\omega\sin\theta = \frac{4\pi}{t}\sin\theta$, $l_c \sim t^{-1}$. Характерное время воздействия выражаем через (6), а за высоту слоя, участвующего в разрушении, т.е. в индексе Фудзиты, примем 10 м (учитывая, что наиболее сильный ветер наблюдается в нижней части смерча [7]), т.е. М = 10 $кг/м^2$, что соответствует температуре, близкой к 300 К. Для данных предположений получим для анализируемых смерчей характерные значения для E порядка 10^9 Дж (варьирует от 10^7 до 10^{11} Дж) (рис. 1 г), что на 8 порядков меньше, чем характерные значения энергии тропических ураганов [6]. Если выразить энергию смерчей в тротиловом эквиваленте, то медианные значения будут варьировать от 9.5 кг

ТНТ для смерчей интенсивности F0 до 26.4 т ТНТ для смерчей 4-й интенсивности F4 (табл. 2). Также, оценим характерные значения энергии E' для объема $10\times10\times10 = 10^3$ м^3, что близко к объему сельских строений, наиболее часто подвергающихся разрушениям: $E' = \frac{E\times100}{S}$. Значения E' варьируют от 4.4×10^3 Дж до 3.18×10^8 Дж, возрастая при увеличении интенсивности смерча (табл. 2).

Стоит отметить, что приведенные оценки приблизительны и относятся к высоте порядка 10 м, в которых находятся одноэтажные сельские строения. Скорости приведены по шкале Фудзиты, которые соотносятся по характеру разрушений, а наибольшие скорости в торнадо по данным [7] наблюдаются вблизи поверхности. Отметим, что это является следствием закона сохранения углового момента, как в струе, вытекающей из крана с закруткой. В связи с этим законом сохранения наблюдаемое изменение диаметра струи приводит к увеличению горизонтальных скоростей в ней [8, 9]. Можно также упомянуть простейшую модель вихревой воронки торнадо, предложенную в [10] (см. также [11]). Большую роль в усилении приземной скорости ветра в смерче играет динамическое взаимодействие вихря с подстилающей поверхностью [12]. Использование расчетов [13–16] позволяет оценивать взаимосвязь ширины и продолжительности вихря (выраженной через длину пути вихря) с его интенсивностью.

Полученные оценки энергии смерчей могут учитываться для анализа возможных разрушений в связи с прохождением смерчей, в том числе в целях адаптации к изменениям климата с учетом общей интенсификации опасных конвективных явлений, наблюдаемой в российских регионах [17].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М.В. Курганского за полезное обсуждение полученных результатов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ (проект № 22-77-00098).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kolmogorov A.N.* Zufallige Bewegungen, Annals of Mathematics. 1934. № 35. С. 116–117.
2. *Obukhov A.M.* Description of turbulence in terms of Lagrangian variables, Adv. Geophys. 1959. 6. P. 113–116.
3. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М: Наука. 1967. 720 с.
4. *Голицын Г.С.* Вероятностные структуры макромира: землетрясения, ураганы, наводнения. М: Физматлит. 2022, 184 с.
5. *Чернокульский А.В., Курганский М.В., Мохов И.И., Шихов А.Н., Ажигов И.О., Селезнева Е.В., Захарченко Д.И., Антонеску Б., Куне Т.* Смерчи в российских регионах. Метеорология и гидрология. 2021 № 2. С. 17–34.
6. *Голицын Г.С.* Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий их возникновения. Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.
7. *Kosiba K., Wurman J.* The strongest winds in tornadoes are very near the ground // Communications Earth and Environment. 2023. V. 4. Art. № 50.
8. *Курганский М.В.* Статистическое распределение интенсивных, влажно-конвективных, спиральных вихрей в атмосфере // ДАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 240–242.
9. *Dotzek N., Kurgansky M.V., Grieser J., Feuerstein B., Névir P.* Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy // Geophysical Research Letters. 2005. 32. L24813.
10. *Yih C.-S.* Tornado-like flows. Phys. Fluids. 2007. 19. 076601.
11. *Вараксин А.Ю., Ромаш М.Э., Копейцев В.Н.* Торнадо. М.: Физматлит. 2011.
12. *Lewellen D.C., Lewellen W.S., Xia J.* The influence of a local swirl ratio on tornado intensification near the surface // Journal of Atmospheric Sciences. 2000. V. 57. P. 527–544.
13. *Писниченко И.А.* Роль фазовых переходов влаги в процессе образования смерчей // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 6. С. 193–798.
14. *Brooks H.E.* On the Relationship of Tornado Path Length and Width to Intensity // Weather Forecasting. 2004. V. 19. P. 310–319.
15. *Shikhov A.N., Chernokulsky A.V.* A satellite-derived climatology of unreported tornadoes in forested regions of northeast Europe // Remote Sensing of Environment. 2018. V. 204. P. 553–567.
16. *Мохов И.И.* Статистические и модельные оценки связи характеристик атмосферных смерчей/торнадо // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 27–32.
17. *Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А., Коршунова Н.Н., Курганский М.В., Мохов И.И., Семенов В.А., Швець Н.В., Шихов А.Н., Ярынич Ю.И.* Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 27–41.

ENERGY OF TORNADOES AND LANDSPOUTS

Academician of the RAS G. S. Golitsyn[a], A. V. Chernokulsky[a,#], and N. V. Vazaeva[a,b]

[a] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru*

According to the data on the sizes and intensity of tornadoes and landspouts, their characteristic times and forcings are found. Depending on the intensity, the average times vary by a factor of 3 and the forcings by a factor of 6. The energy of the vortices has been estimated and is expressed, among other things, in TNT equivalent mass units.

Keywords: equation of random motions and its moments, Kolmogorov 1934, relationship between sizes and velocities, destructive force in masses of TNT

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 139–145

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 528.8

КОМПОЗИТНАЯ МОДЕЛЬ РАССЕЯНИЯ РАДИОВОЛН СВЧ-ДИАПАЗОНА НА ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СКОРОСТЯХ ВЕТРА

© 2023 г. Н. С. Русаков[1,*], Г. А. Байдаков[1], Ю. И. Троицкая[1]

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 01.08.2023 г.
Поступило 01.08.2023 г.
После доработки 03.08.2023 г.
Принято к публикации 04.08.2023 г.

На Ветро-волновом канале Большого термостратифицированного бассейна ИПФ РАН проведены эксперименты, направленные на изучение механизмов рассеяния СВЧ-излучения водной поверхностью на ортогональной поляризации в условиях экстремально высоких скоростей ветра. Показано, что удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР) можно представить как результат некогерентного сложения вкладов от обрушающихся гребней волн и от необрушающихся ветровых волн. Эффект выглаживания поверхности воды после прохождения обрушающегося гребня позволил измерить УЭПР области обрушения на ортогональной поляризации, при этом не было выявлено зависимости УЭПР от скорости ветра и угла зондирования. УЭПР на необрушающихся ветровых волнах рассчитана в рамках модели малых уклонов с использованием экспериментально измеренных спектров ветрового волнения. Показано, что УЭПР на ортогональной поляризации монотонно нарастает с ростом скорости ветра, в том числе, и при ураганных условиях. При этом вклад в УЭПР необрушающихся ветровых волн испытывает насыщение при скорости ветра выше 25 м/с. Монотонный рост УЭПР при более высоких скоростях ветра связан с увеличением площади поверхности, занятой обрушениями. Построена композитная модель рассеяния СВЧ-излучения на взволнованной водной поверхности, которая верифицирована на основе сопоставления с данными измерений. Показана возможность построения геофизической модельной функции для условий океана на базе предложенной композитной модели, которая может быть использована при дистанционном измерении скорости ветра в условиях морского шторма и урагана, в том числе, с помощью инструментов космического базирования.

Ключевые слова: рассеяние радиоволн, обрушение волны, поляризация СВЧ-излучения, лабораторное моделирование, дистанционное зондирование, геофизическая модельная функция

DOI: 10.31857/S2686739723601710, **EDN:** LNJBDH

ВВЕДЕНИЕ

Морские штормы и ураганы, сопровождающиеся экстремальными ветрами и волнением, штормовыми нагонами, ливневыми осадками и катастрофическими наводнениями, представляют большую угрозу для жителей прибрежных районов и морской деятельности. Для снижения вреда и ущерба, приносимого этими погодными явлениями, требуется улучшить заблаговременность и уменьшить погрешность прогноза параметров морских погодных систем (траектории, интенсивности и т.п.). С учетом редкой сети традиционных гидрометеорологических наблюдений в открытом океане особенно актуально использование дистанционных спутниковых методов, обеспечивающих высокую производительность гидрометеорологического мониторинга на больших акваториях и расширение списка оцениваемых параметров. Приоритетное значение имеет использование радиолокационных приборов микроволнового диапазона, позволяющее получать информацию об океане и атмосфере независимо от времени суток и облачности с высоким пространственным разрешением, которое может быть достигнуто за счет синтезирования апертуры.

Несмотря на то что измерение скорости ветра с помощью спутниковых радиолокационных методов является в настоящее время развитой технологией, внедренной в практику оперативного прогноза погоды, ее применение при ураганных условиях является нерешенной проблемой. Это принципиальное ограничение обусловлено эф-

[1]*Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, Нижний Новгород, Россия*
*****E-mail: nikitarusakov@ipfran.ru*

фектом насыщения зависимости сечения рассеяния поверхности моря при скорости ветра, превышающей 30 м/с, что приводит к быстрому нарастанию погрешностей в определении скорости ветра больше 25–30 м/с (см. [1]). В ряде работ последних лет [1, 2] было показано, что сечение обратного рассеяния поверхности моря на ортогональной поляризации характеризуется сильной (кубической) зависимостью от скорости ветра, не испытывающей насыщения при скоростях ветра выше 25 м/с [1–3]. Восстановление скорости приводного ветра основано на применении эмпирической зависимости, связывающей ее значения с сечением рассеяния поверхности океана – так называемой геофизической модельной функции (ГМФ). Основная проблема в определении ГМФ состоит в получении данных наземных наблюдений в условиях урагана, в связи с чем неопределенность ГМФ и связанные с ней ошибки в определении скорости ветра остаются высокими. В таких условиях возрастает роль теоретической или полуэмпирической модели, которая позволяет учесть и описать факторы, определяющие ГМФ, и ее верификация в контролируемых условиях.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРУШЕНИЙ ВОЛН

Настоящая работа посвящена построению ГМФ для ортогонально поляризованного сигнала на базе результатов лабораторного моделирования. В работе [4] было показано, что при высоких скоростях ветра рассеянный микроволновый сигнал формируется в основном на обрушениях волн. Поэтому особое внимание в постановке эксперимента было уделено измерениям на ветро-волновом канале ИПФ РАН [5] удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) обрушивающихся гребней волн. В качестве источника регулярного контролируемого обрушения были использованы генерируемые волнопродуктором длинные волны, проходящие над наклонной подводной пластиной, имитирующей выход на мелководье и обеспечивающей регулярное обрушение волн в заданной точке. Размещенный в начале канала волнопродуктор генерировал цуг из трех волн частотой 1.04 Гц и длиной около 1 м каждые 18 с. Поверхность воды находилась под действием ветра, скорость которого, приведенная к высоте 10 м, изменялась в интервале от 17 до 38 м/с для разных серий экспериментов. Для дальнейшей обработки была выбрана вторая волна цуга, поскольку ее обрушение проходило на выглаженной откатом предыдущей волны водной поверхности, и таким образом практически исключалось влияние коротковолновой ряби на формирование рассеянного сигнала. Высокая повторяемость наблюдаемой картины обрушений обеспечила возможность многократных измерений УЭПР в одинаковых условиях, а также позволила независимо исследовать область обрушений оптическими методами.

Радиолокационные измерения проводились с использованием когерентного допплеровского скаттерометра X-диапазона с длиной волны 3.2 см с синхронным приемом согласованных и ортогональных поляризаций. Антенна скаттерометра представляет собой пирамидальный рупор длиной 680 мм с квадратным сечением со стороной 224 мм, который был оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ. Рабочая область ветро-волнового канала была предварительно экранирована радиопоглощающим материалом. В качестве радиопрозрачного материала крышки рабочей секции был использован полистирол, толщина которого (11.4 мм) была подобрана таким образом, чтобы минимизировать коэффициент отражения при используемых углах зондирования. В поглощающем покрытии было сделано окно прозрачности размером 40 × 40 см, сторона квадратного пятна засветки на поверхности воды при этом для трех углов изменялась от 58 до 68 см, что меньше общей ширины канала. Угол наклона оси диаграммы направленности к вертикали принимал значения 30, 40 и 50 градусов в направлении навстречу ветру, расстояние до середины области измерения составляло 3.15 м. Были проведены измерения для 5 значений скорости ветра от 17.6 до 38.4 м/с.

Для определения доли обрушений на поверхности воды, попадающей в область диаграммы направленности антенны скаттерометра, использовались видеосъемка водной поверхности и последующая пороговая обработка полученных изображений с наложением маски. Всего было получено по 26 реализаций для каждого из условий экспериментов, синхронизация оптических и радиолокационных измерений проводилась по запуску волнопродуктора и по измерениям возвышения поверхности воды волнографом резистивного типа, расположенным непосредственно перед подводной наклонной пластиной. Полученные данные осреднялись по ансамблю реализаций. Сопоставление радиолокационных и оптических измерений позволило получить зависимости УЭПР на ортогональной поляризации от доли поверхности, занимаемой областью обрушившегося гребня волны q, которые показаны на рис. 1.

Из рис. 1 а–в видно, что зависимость УЭПР от доли обрушений не зависит от скорости ветра, а значит, и от параметров волнения, которое определяется скоростью ветра. Это связано с тем, что в данном эксперименте из-за ограниченности области засветки радиолокатора в нее попадает

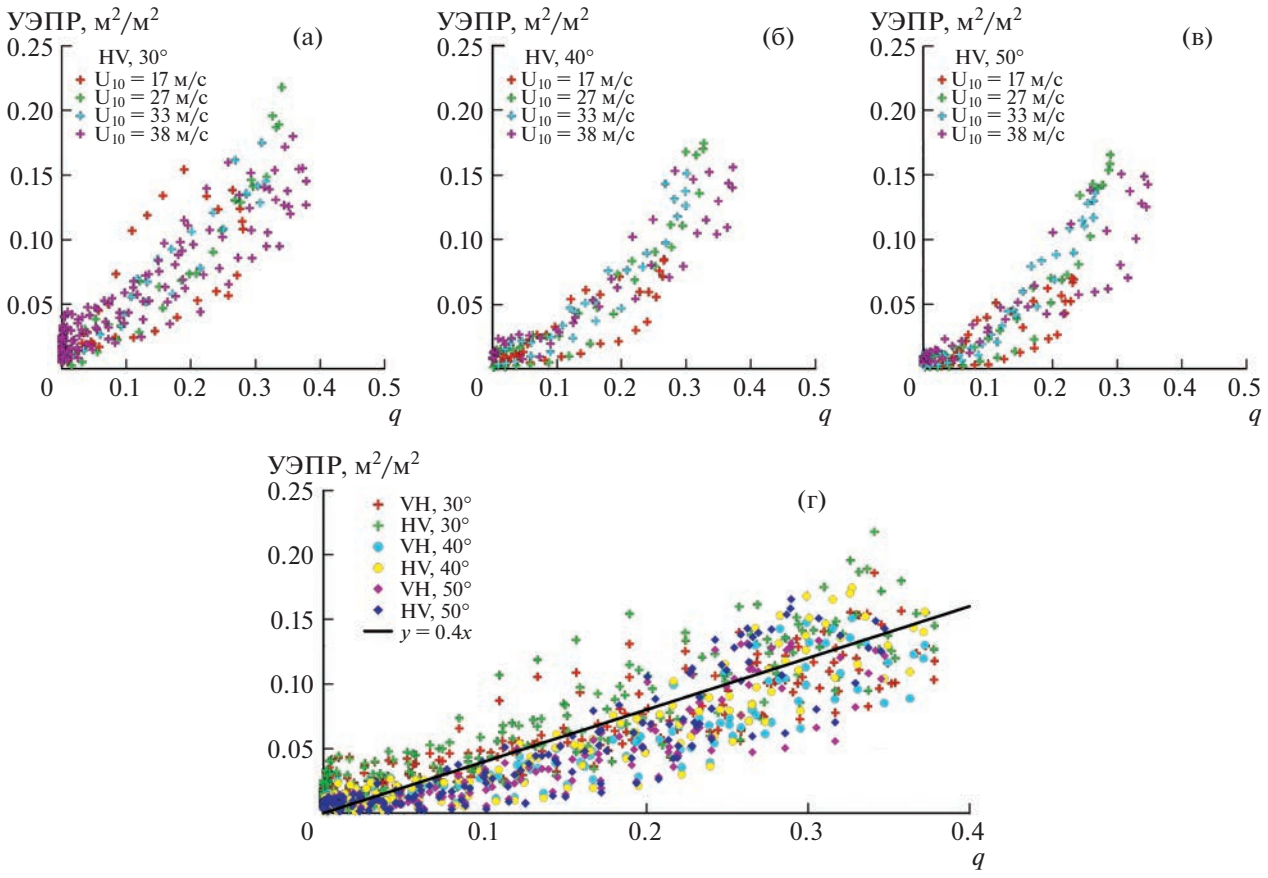

Рис. 1. Зависимости УЭПР водной поверхности для ортогональной поляризации HV от доли пенного покрытия для трех углов падения: 30 (а), 40 (б) и 50 (в) градусов; г) обе ортогональные поляризации (HV, VH) на одном графике для всех углов зондирования и скоростей ветра, сплошная линия – линейная аппроксимация данных.

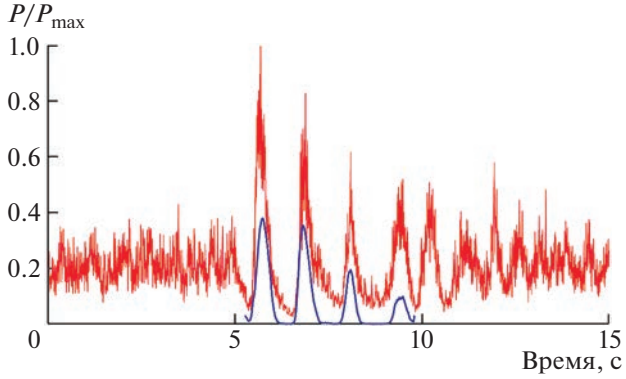

Рис. 2. Сопоставление временных зависимостей мощности рассеянного сигнала (красная линия) и доли поверхности, занимаемой областью обрушившегося гребня волны q (синяя линия) для ортогональной поляризации.

лишь часть гребня обрушивающейся волны, которая окружена выглаженной поверхностью воды. На это указывает вид зависимости сигнала, принимаемого радиолокатором от времени (рис. 2), синхронизованный с зависимостью от времени доли обрушения в пятне засветки радиолокатора, на котором видно, что при появлении в пятне засветки обрушивающегося гребня наблюдается резкий рост интенсивности рассеянного сигнала, который падает практически до нуля после про-

хождения обрушающегося гребня. Аналогичный эффект отмечался в [6].

Эта особенность эксперимента позволяет измерить интенсивность рассеяния от области обрушений в “чистом виде”. В этом случае УЭПР водной поверхности σ_{HV} тождественно равна ЭПР обрушений, нормированной на их площадь. В математическом выражении это значит, что эффективная площадь рассеяния должна возрастать пропорционально доли поверхности q, которую составляет площадь обрушения в пятне засветки, т.е.:

$$\sigma_{HV} = \sigma_{BR} \cdot q. \quad (1)$$

Из рис. 1 г видно, что УЭПР на ортогональной поляризации не зависит от угла наклона диаграммы направленности. Следствием этого является то, что коэффициент пропорциональности σ_{BR} при этом слабо зависит от угла визирования (рис. 1 г):

$$\sigma_{BR} = 0.40 \pm 0.07 \ \left(\text{м}^2/\text{м}^2\right). \quad (2)$$

СОЗДАНИЕ КОМПОЗИТНОЙ МОДЕЛИ РАССЕЯНИЯ

При зондировании взволнованной водной поверхности в нормальных условиях интенсивность рассеянного сигнала определяется не только обрушениями волн, но и коротковолновой ветровой рябью, модулируемой длинными волнами. В связи с этим можно предложить модель, предполагающую, что общее рассеяние от поверхности σ_{HV} определяется некогерентным сложением сигналов, рассеянных областями обрушения и частью поверхности воды, свободной от обрушений:

$$\sigma_{HV} = \sigma_{BR} \cdot q + \sigma_W (1 - q), \quad (3)$$

где первое слагаемое определено выше и отвечает за вклад в рассеяние от обрушений, а второе определяет рассеяние сигнала на ветровых волнах. Доля водной поверхности, покрытой обрушениями, q зависит от скорости ветра и может быть определена с помощью обработки оптических изображений водной поверхности, покрытой ветровыми волнами, с использованием алгоритма, аналогичного примененному ранее для обработки искусственных обрушений. Рассеяние от необрушивающихся ветровых волн может быть вычислено в рамках модели “малых уклонов” (SSA-2), предложенной А.Г. Вороновичем [7–9], с использованием информации о спектре волнения. Отметим, что, как было показано в оригинальной работе [7] и методами численного моделирования [10], условие применимости модели довольно мягкое, оно фактически является требованием отсутствия затенений, и таким образом, для уменьшенных углов визирования, использованных в настоящем эксперименте, применима к описанию рассеяния на крутых волнах, типичных для сильных ветров. Однако поскольку моделирование рассеяния этим методом представляет собой отдельную сложную задачу, развиваются модели, упрощающие численный счет в рамках SSA-2, в частности, такая модель для сигнала на ортогональной поляризации была предложена в работе [11]. Упрощение модели в данной работе основано на полиномиальной аппроксимации матрицы, модифицирующей исходный спектр поверхности. Для моделирования рассеяния на водной поверхности в ветро-волновом канале была использована формула из указанной работы, предполагающая отличные от надирных углы зондирования и слабое изменение спектра волнения в области брегговского волнового числа.

$$\sigma_{12} = 4\pi \left|G_\gamma\right|^2 \cot^2(\theta_i) Q_H^4 \Gamma\left(\vec{Q}_H\right) mss_y, \quad (4)$$

где Q_H – брегговское волновое число, $\Gamma\left(\vec{Q}_H\right)$ – компонента пространственного спектра в области брегговского волнового числа, mss_y – среднеквадратичный уклон поверхности в направлении, перпендикулярном падающей волне, а величина $\left|G_\gamma\right|$ определяется геометрией установки и диэлектрической проницаемостью сред, которые оставались постоянными в ходе эксперимента. Наличие в формуле поперечного уклона в явном виде демонстрирует важность наклона плоскости падения при рассеянии сигнала на ортогональной поляризации. Вся формула может быть интерпретирована как комбинация брегговского рассеяния (из-за наличия $\Gamma\left(\vec{Q}_H\right)$) и рассеяния на длинных волнах (из-за наличия mss_y).

Необходимые для расчета спектральные характеристики ветрового волнения, а также соответствующие им скорости ветра были определены в рамках лабораторного моделирования на ветро-волновом канале. В отличие от первой серии измерений, в данных экспериментах исследовалось чисто ветровое волнение на глубокой воде: без использования подводной пластины и волнопродуктора.

Параметры воздушного потока, такие как динамическая скорость ветра u_* и скорость ветра, приведенная к высоте 10 м, U_{10}, определялись с использованием градиентного метода, заключающегося в анализе формы профиля скорости воздушного потока в ветро-волновом канале на основе теории автомодельности дефекта профиля скорости [12]. Одновременно с записью скорости ветра на различных горизонтах, в исследуемой области антенной из трех струнных волнографов резистивного типа регистрировались возвышения волной поверхности. Далее по этим данным

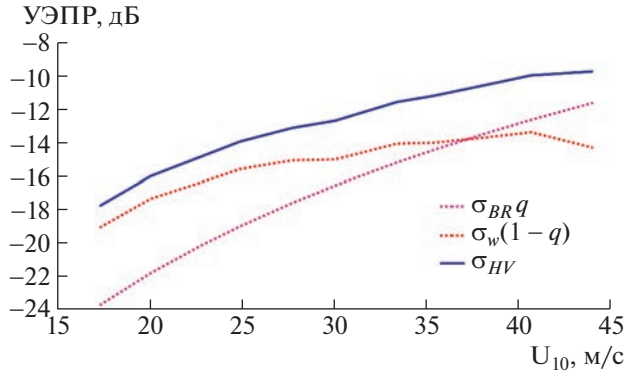

Рис. 3. Зависимость УЭПР на ортогональной поляризации, рассчитанной в рамках модели SSA-2 (красный пунктир), полученная по формуле (1) для обрушивающихся гребней (фиолетовый пунктир) и по предложенной композитной ГМФ (синяя сплошная); угол падения 30 градусов.

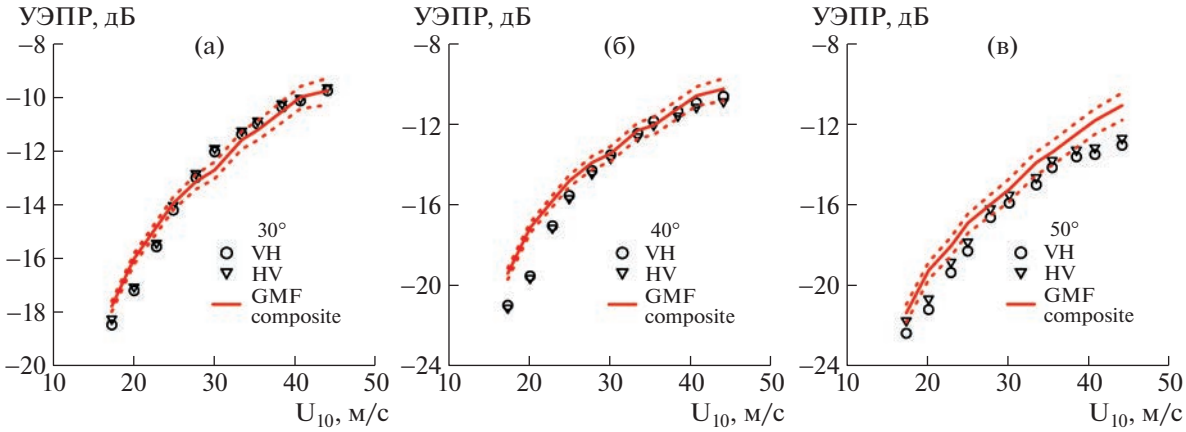

Рис. 4. Сопоставление экспериментально измеренных значений УЭПР (цветные круги) с расчетом в рамках предложенной композитной модели для углов падения 30° (а), 40° (б) и 50° (в).

были восстановлены пространственно-временные спектры ветрового волнения с использованием методики FDM, основанной на сопоставлении комплексных преобразований Фурье от временных записей с разнесенных в пространстве волнографов [12]. Данная методика накладывает ограничение сверху на восстанавливаемые волновые числа: при используемом расстоянии между волнографами в 1.25 см максимальное значение восстанавливаемого волнового числа составляет $k_{\max} = 2.5$ рад/см. Необходимо отметить, что при угле зондирования в 50 градусов, брегговское волновое числа достигает значения 3 рад/см, а потому возникает необходимость в экстраполяции экспериментальных данных. В работе [13] показано, что в условиях молодого волнения значения спектра в коротковолновой области пропорциональны k^{-3}. Экстраполяция экспериментальных данных на базе функции αk^{-3} была использована для определения входных значений при численном моделировании в рамках модели (4).

Результаты моделирования в рамках модели SSA-2 по данным лабораторных измерений приведены на рис. 3, из которого видно, что итоговый вклад обоих слагаемых в (3) одного порядка, а их соотношение зависит от скорости ветра. При этом сигнал на ортогональной поляризации, рассеянный на ветровых волнах, имеет тенденцию к насыщению аналогично сигналу на согласованной по излучению-приему поляризации (см., например, [4, 14]). При этом монотонный рост УЭПР при высоких скоростях ветра, наблюдаемый в экспериментальных данных, обеспечивается за счет рассеяния на обрушивающихся гребнях волн, что следует из анализа предложенной ГМФ.

Для верификации предложенной модели были проведены измерения УЭПР водной поверхности под действием различных скоростей ветра. Ре-

зультаты сопоставления экспериментальных и модельных значений УЭПР приведены на рис. 4.

Из рис. 4 видно, что предложенная модель хорошо согласуется с экспериментальными измерениями, а наибольшее расхождение наблюдается в области относительно низких скоростей ветра. Данное расхождение вероятнее всего связано с трудностью точного определения доли обрушений в этом диапазоне скоростей ветра и, как следствие, завышением вклада обрушивающихся волн в рассеянный сигнал. На рис. 4 в, соответствующем углу падения 50°, предложенная ГМФ наиболее сильно отклоняется от данных лабораторных измерений, поскольку при такой конфигурации лабораторной установки брегговское волновое число превышает восстанавливаемые в лабораторном моделировании значения, и применяется экстраполяция экспериментальных данных.

Способность предложенной полуэмпирической композитной модели описывать поведение УЭПР на ортогональной поляризации говорит о возможности использовать разработанную методику для конструирования геофизических модельных функций, применимых в том числе для экстремальных ветров в условиях океана. Основное отличие будет заключаться в необходимости использования соответствующего спектра волнения, а также данных о зависимости доли обрушений на водной поверхности от скорости ветра.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Лабораторные измерения проведены на Уникальной научной установке “Комплекс крупномасштабных геофизических установок” ИПФ РАН (http://www.ckp-rf.ru/usu/77738/). Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-77-00076.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Zhang B., Perrie W.* Cross-polarized synthetic aperture radar: a new potential technique for hurricanes // Bulletin of the American Meteorological Society. V. 93. № 4. P. 531–541.
2. *Hwang P.A., Zhang B., Perrie W.* Depolarized radar return for breaking wave measurement and hurricane wind retrieval // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L01604. 4 pp. https://doi.org/10.1029/2009GL041780
3. *Mouche A., Chapron B., Knaff J., Zhao Y., Zhang B., Combot C.* Copolarized and cross-polarized SAR measurements for high-resolution description of major hurricane wind structures: Application to Irma category 5 hurricane // Journal of Geophysical Research: Oceans. V. 124. P. 3905–3922. https://doi.org/10.1029/2019JC015056
4. *Troitskaya Yu., Abramov V., Baidakov G., Ermakova O., Zuikova E., Sergeev D., Ermoshkin A., Kazakov V., Kandaurov A., Rusakov N., Poplavsky E., Vdovin M.* Cross-Polarization GMF For High Wind Speed and Surface Stress Retrieval // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. V. 123. № 8. August 2018, https://doi.org/10.1029/2018JC014090
5. http://www.ckp-rf.ru/usu/77738/
6. *Ermakov S.A., Dobrokhotov V.A., Sergievskaya I.A., Kapustin I.A.* Suppression of Wind Ripples and Microwave Backscattering Due to Turbulence Generated by Breaking Surface Waves // Remote Sensing. 2020. V. 12. № 21. P. 3618.
7. *Воронович А.Г.* Приближение малых наклонов в теории рассеяния волн на неровных поверхностях // ЖЭТФ. 1985. Т. 89. № 1 (7). С. 116–125.
8. *Voronovich A.G., Zavorotny V.U.* Theoretical Model for Scattering of Radar Signals in Ku- and C-bands from a Rough Sea Surface with Breaking Waves. // Waves in Random Media – WAVE RANDOM MEDIA. 2001. 11. https://doi.org/10.1080/13616670109409784
9. *Voronovich Alexander, Zavorotny Valery.* Full-Polarization Modeling of Monostatic and Bistatic Radar Scattering from a Rough Sea Surface // Antennas and Propagation. 2015. IEEE Transactions on. 62. 1362–1371. https://doi.org/10.1109/TAP.2013.2295235
10. *Shira Lynn Broschat, Eric I. Thorsos.* An investigation of the small slope approximation for scattering from rough surfaces. Part II. Numerical studies // J. Acoust. Soc. Am. 1997. 101 (5).
11. *Guérin C.-A., Johnson J.T.* A Simplified Formulation for Rough Surface Cross-Polarized Backscattering Under the Second-Order Small-Slope Approximation // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. V. 53. № 11. P. 6308–6314. Nov. 2015. https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2440443
12. *Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I.* Laboratory and Theoretical Modeling of Air-sea Momentum Transfer under Severe Wind Conditions // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00J21. 13 p. https://doi.org/10.1029/2011JC007778
13. *Байдаков Г.А., Кандауров А.А., Кузнецова А.М., Сергеев Д.А., Троицкая Ю.И.* Натурные исследования особенностей ветрового волнения при малых значениях разгонах // Изв. РАН Серия физическая. 2018. Т. 82. № 11. С. 1569–1573.
14. *Donnelly W.J., Carswell J.R., McIntosh R.E., Chang P.S., Wilkerson J., Marks F., and Black P.G.* Revised Ocean Backscatter Models at C and Ku Band under High-wind Conditions // J. Geophys. Res. 1999. V. 104 (C5). P. 11485–11497.

A COMPOSITE MODEL OF MICROWAVE SCATTERING FROM WATER SURFACE IN EXTREME WIND SPEED CONDITION

N. S. Rusakov[a,#], G. A. Baydakov[a], and Yu. I. Troitskaya[a]

[a] *Federal Research Center A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russian Federation*

[#] *E-mail: nikitarusakov@ipfran.ru*

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn August 1, 2023

Experiments were carried out in the wind-wave flume of Large Thermo-Stratified Wind-Wave Tank of IAP RAS aimed at studying the mechanisms of cross-polarized microwave radiation scattering from water surface under conditions of extremely high wind speeds. It is shown that the normalized radar cross-section (NRCS) can be represented as the result of an incoherent addition of contributions from breaking wave crests and from non-breaking wind waves. The effect of smoothing the water surface after passing the breaking crest made it possible to measure the NRCS of the breaking area on cross-polarization, while no dependence of the NRCS on wind speed and incidence angle was revealed. NRCS on non-breaking wind waves was calculated within the framework of the small slope approximation (SSA) using experimentally measured wind wave spectra. It is shown that the NRCS on cross-polarization increases monotonically with increasing wind speed, including hurricane conditions. In this case, the contribution of non-breaking wind waves to the NRCS saturates at wind speeds above 25 m/s. The monotonous increasing NRCS at higher wind speeds is associated with a breaking area increasing. A composite model of microwave radiation scattering from wave-covered water surface has been constructed, which has been verified on the basis of comparison with measurement data. The possibility of constructing a geophysical model function for ocean conditions based on the proposed composite model is shown, which can be used for remote sensing of sea storms and hurricanes.

Keywords: microwave scattering, wave breaking, polarized microwave radiation, laboratory modeling, remote sensing, geophysical model function

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 146–152

ГЕОГРАФИЯ

УДК 627.141.1+551.435.174

ОСОБЕННОСТИ СВОЙСТВ ГРУНТОВ, ВОВЛЕКАЕМЫХ В СЕЛЕВОЙ ПРОЦЕСС НА ЧУКОТКЕ

© 2023 г. В. А. Лобкина[1,*], Н. Н. Ухова[2], Ю. В. Генсиоровский[1], А. А. Музыченко[1]

Представлено академиком РАН А.И. Ханчуком 25.11.2022 г.
Поступило 25.11.2022 г.
После доработки 04.07.2023 г.
Принято к публикации 12.07.2023 г.

В ходе лабораторных исследований получены данные по минеральному и гранулометрическому составу, некоторые физические и физико-химические параметры грунтов, которые позволили выявить особенности грунтов в селевых массивах на Чукотке. Сделана попытка оценить влияние этих особенностей на формирование селевой суспензии, которая является транспортирующей средой селя. Считается, что по структурно-реологической модели движения на рассматриваемой территории формируются преимущественно несвязные селевые потоки, в которых основная масса воды находится в свободном состоянии. Однако лабораторные исследования показали наличие в образцах селевого заполнителя из отложений селей значительного количества тонкодисперсных частиц, которые находятся в агрегированном состоянии и при обводнении насыщают водный поток глинистой взвесью, что позволяет классифицировать эти потоки как связные. Связность селевой массы приобретается потоками в процессе движения за счет разрушения агрегатов, что приводит к изменению физических характеристик селя.

Ключевые слова: Арктика, глина, отложения, сель, Чукотка

DOI: 10.31857/S2686739723601461, **EDN:** KYQZKA

ВВЕДЕНИЕ

Исследования на территории Российской Арктики получили новый этап развития за счет активного освоения ее ресурсного потенциала. Рост добычи полезных ископаемых ведет к увеличению производственно-транспортной инфраструктуры, что связано с вовлечением в хозяйственную деятельность новых и расширением площадей уже находящихся в эксплуатации месторождений. Освоение ранее не испытывающих антропогенную нагрузку горных арктических территорий создает риск воздействия на объекты инфраструктуры и на население региона опасных экзогенных геодинамических процессов, одним из которых являются сели [1].

На активность селей в Арктической зоне влияет сухой климат с выпадением небольшого количества жидких осадков, а также повсеместное распространение многолетнемерзлых пород (ММП), которые ограничивают вовлечение в сель горных пород из потенциальных селевых массивов (ПСМ). Однако мониторинговые наблюдения, выполняемые в рамках Международной программы по циркумполярному мониторингу деятельного слоя (CALM) и Международного проекта по термическому состоянию мерзлоты (GTN-P), показывают опускание кровли ММП и увеличение мощности сезонно-талого слоя [2–4]. Оттаивание мерзлоты приводит к появлению в селевых бассейнах дополнительного источника воды. Накопление влаги в грунтах ПСМ и в оползневых массивах снижает их несущую способность, что приводит к селевым и оползневым явлениям, а также к изменению их физических характеристик.

В работе рассмотрены сели, формирующиеся в центральных и восточных районах Чукотки. По селевому районированию эта территория отнесена к холодной селевой зоне, Восточному ре-

[1]*Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
[2]*Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
*****E-mail: valentina-lobkina@yandex.ru*

гиону, Колымско-Чукотской области [5]. В настоящее время считается, что по структурно-реологической модели движения в этой области формируются преимущественно несвязные потоки – наносоводные и водоснежные сели [6].

Цель работы – изучить минералогический и гранулометрический состав селевых отложений. На основе полученных данных показать, что реальное содержание тонкодисперсных (пылеватых и глинистых) частиц в грунтах ПСМ Чукотки, достаточно для формирования селевой суспензии, которая служит транспортирующей средой селя. Наличие суспензии указывает на связность потока, так как именно доля участия пылеватых и глинистых частиц в твердой составляющей определяет качественные различия в характере движения селя [6, 7].

МЕТОДОЛОГИЯ

Работа выполнена по результатам полевых работ, проводившихся в 2019, 2020 и 2022 г., в двух разных районах Чукотки (рис. 1). Район А расположен в тихоокеанско-прибрежной части Чукотки (хребет Искатень) (см. рис. 1 а), район Б в горной континентальной (см. рис. 1 б), в пределах Анюйского нагорья (Анюйский хребет). Территории этих районов различаются по физико-географической и климатической зональности [1, 8, 9].

Во время полевых работ выполнялись описание селевых бассейнов, оценка характеристик селей. Перед началом полевых работ, с использованием спутниковых снимков территорий, была составлена карта фактического материала, на которую вынесены дешифрируемые конуса выноса селей. При полевых работах данная карта была уточнена и дополнена (см. рис. 1 а, б). Суммарно на указанных территориях было описано 155 (105 и 50 соответственно) селевых бассейнов. С учетом данных натурных наблюдений, был сделан вывод о том, что распространение селей гораздо шире, чем это принято считать. Поэтому на карте селевой опасности, приведенной в Национальном атласе РФ [5], было выполнено наложение границ селевых районов, определенных авторами (см. рис. 1). В результате наложения площадь селеопасных территорий увеличилась на 220%. С учетом представленного районирования, большему количеству горнодобывающих предприятий Чукотки при эксплуатации месторождений рекомендуется выполнять полный комплекс инженерных изысканий, необходимый для районов развития и активизации селевых процессов. Увеличение площади проведено с учетом геологических, геоморфологических, климатических и ландшафтных факторов, изученных с использованием дистанционных и полевых методов исследования [1].

Рассматриваемые районы являются удаленными, что делает невозможным массовый отбор и транспортировку большого количества образцов, к тому же специфика отбора образцов из селевых отложений заключается в том, что они должны отбираться из “свежих” селей. Обычно селевые бассейны приурочены к постоянным водотокам, и сразу после остановки селя отложения начинают промываться, как водой из водотока, так и атмосферными осадками. С учетом труднодоступности района, во время полевых работ было отобрано пять образцов селевого заполнителя (см. рис. 1) из отложений селевых потоков, сошедших в период, предшествующий проведению работ. Отбор производился по методике (РД.52.30.238–89, 1990). Описание и определение минералогического и гранулометрического состава, микроструктуры и физических показателей образцов выполнены в Центре коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск, Россия).

Образцы на рис. 1 а отобраны в бассейне р. Эрвыкыннотвеем (хр. Искатень), состоят из смеси песчаного пылеватого материала, дресвы и щебня размером 0.5–3.5 см, преимущественно темно-серого цвета, слабоокатанные (образцы I, II). Содержат слипшиеся песчано-глинистые комочки, которые легко ломаются руками, на изломе видны макропоры с примесью темного гумусированного материала. Вторая группа образцов (см. рис. 1 б, образцы III–V) отобрана на притоках р. Орловка (Анюйский хр.) на высотах 1020, 880, 281 м. Отложения склонового селя (образец III) состоят из комочков светло-охристого цвета, разного размера от 0.3 до 1.8–2.3 см, “облепленных суглинистой болтушкой”, сильно пылеватых. Некоторые отдельные фрагменты, из слипшихся песчано-глинистых отложений, присутствующих в пробе, легко ломаются руками и растираются до песчаной пыли. В пробе также есть разноразмерные твердые неокатанные обломки пород от 0.8 до 3.5 см светло-серого и серого с розовым оттенком, если отмыть их водой. Образцы IV и V – смесь песчаного пылеватого материала, дресвы и щебня (0.5–3.0 см), содержат плоские плитчатые, слабоокатанные, преимущественно темно-серые фрагменты от 0.2 до 1.0–1.6 см разных оттенков серого и охристого цвета, на крупных фрагменах налет охристой пыли.

Все образцы относятся к группе дресвянистых грунтов с песчаным заполнителем и щебнем, поэтому гранулометрический анализ выполнялся комбинированным методом: после рассева для фракции <0.5 мм применялся метод пипетки с двумя способами подготовки образца к анализу – агрегатным и дисперсным с полным разрушением агрегатов ([10, 11], ГОСТ 12536-2014, 2015).

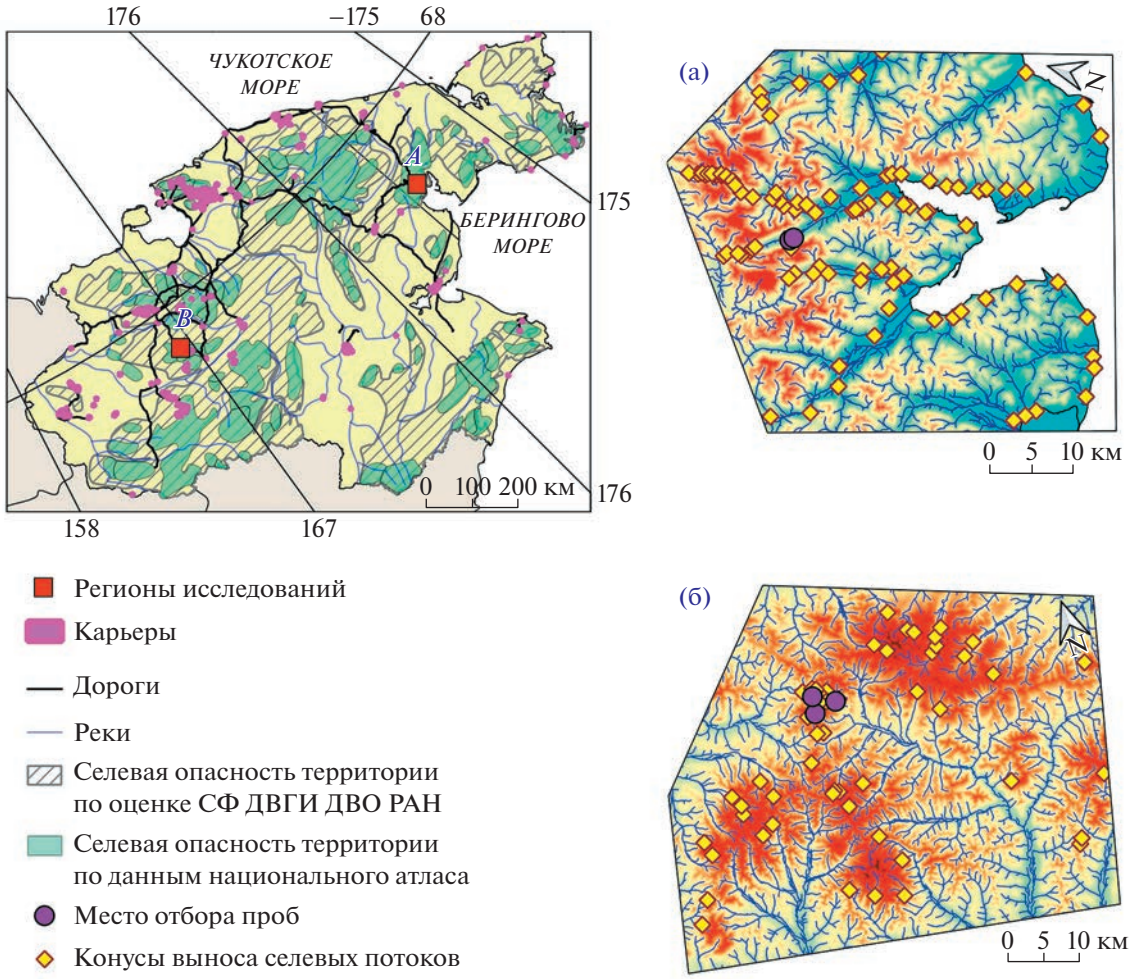

Рис. 1. Схема селевой опасности территории Чукотки с обозначенными регионами исследования: (а) Тихоокеанско-прибрежная часть Чукотки (хребет Искатень); (б) Горная континентальная часть Центральной Чукотки (Анюйский хребет).

Для песчаного заполнителя из селевых отложений определялись: плотность минеральной части грунта (плотность частиц грунта, масса грунта в единице объема без учета его природной влажности и пористости (ГОСТ 30416–2020, 2021)), плотность при рыхлом и плотном сложении (метод цилиндра, [10]), углы естественного откоса на воздухе и под водой, коэффициент фильтрации (ГОСТ 30416-2020, 2021) и седиментационный объем. Получены данные по составу водорастворимых солей, общему содержанию карбонатов, содержанию подвижных форм оксида алюминия и кремния по методикам [11, 12]. Минералогический состав образцов был определен методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0. Условия съемки: излучение – CuKα, Ni – фильтр, V = 30 кВ, I = 20 мА, шаг сканирования – 0.05°. Для идентификации глинистых минералов осуществлялась подготовка ориентированного материала образцов осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550°C в течение 3 ч и насыщением этиленгликолем. Рентгенограммы идентифицированы с помощью программы поиска фаз. Полуколичественное соотношение компонентов рассчитано по корундовым числам методом RIR. Полученные соотношения фаз носят приближенный характер [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 1 приведены данные гранулометрического анализа отобранных образцов. Данные по рассеву не позволяют выделить значимые различия между образцами, в них присутствуют все фракции, отмечается значительное количество материала с размерностью <1 мм, из материала этой размерности формируется селевая суспензия [6, 7].

Таблица 1. Результаты гранулометрического анализа грунтов (рассев)

Номер образца	Точка отбора	Содержание фракций, %							
		>10 мм	10–7 мм	7–5 мм	5–3 мм	3–2 мм	2–1 мм	1–0.5 мм	<0.5 мм
I	N67 02 50.67; E166 32 17.79	31.7	7.4	7.6	10.8	7.2	8.5	7.1	19.7
II	N67 04 07.74; E166 32 42.52	4.9	4.6	7.2	15.8	19.9	24.9	8.9	13.8
III	N67 03 17.94; E166 36 44.35	27.2	12.6	11.0	16.2	10.9	10.4	3.7	8.0
IV	N66 30 24.14; E179 20 54.01	49.33	6.5	4.4	6.2	5.1	8.5	6.2	13.8
V	N66 30 09.30; E179 20 38.12	10.8	6.1	6.2	14.0	10.0	13.5	8.3	31.1

В этом исследовании основное внимание уделено материалу с размерностью <0.5 мм (см. табл. 1), так как мы предположили, что в этой фракции могут находиться агрегированные частицы, в состав которых входят глинистые минералы. Гранулометрический анализ этой фракции методом пипетки показал, что при агрегатном способе пробоподготовки образцы селевого заполнителя представлены песчаным материалом, в котором преобладают крупно-среднепесчаная и мелко-тонкопесчаная фракции, пылеватые частицы присутствуют в значительно меньшем количестве, а глинистые в незначительном. Однако, при дисперсном способе подготовки образцов к анализу, с полным разрушением агрегатов при кипячении с пирофосфатом натрия, реальное содержание глинистых частиц увеличивается от 0.1 до 9.4–11.4% (рис. 2).

Полученные данные говорят о нахождении глинистых частиц в составе агрегатов. Освобождение глинистой фракции происходит за счет уменьшения крупно-среднепесчаных и мелко-тонкопесчаных фракций (образец I, III, IV). Для образца II идет обогащение как пылеватых, так и глинистых фракций за счет уменьшения количества крупно-среднепесчаных и мелко-тонкопесчаных фракций. В образце V процент глинистых частиц увеличивается за счет уменьшения содержания крупно-среднепесчаной и мелкопылеватой фракций (см. рис. 2).

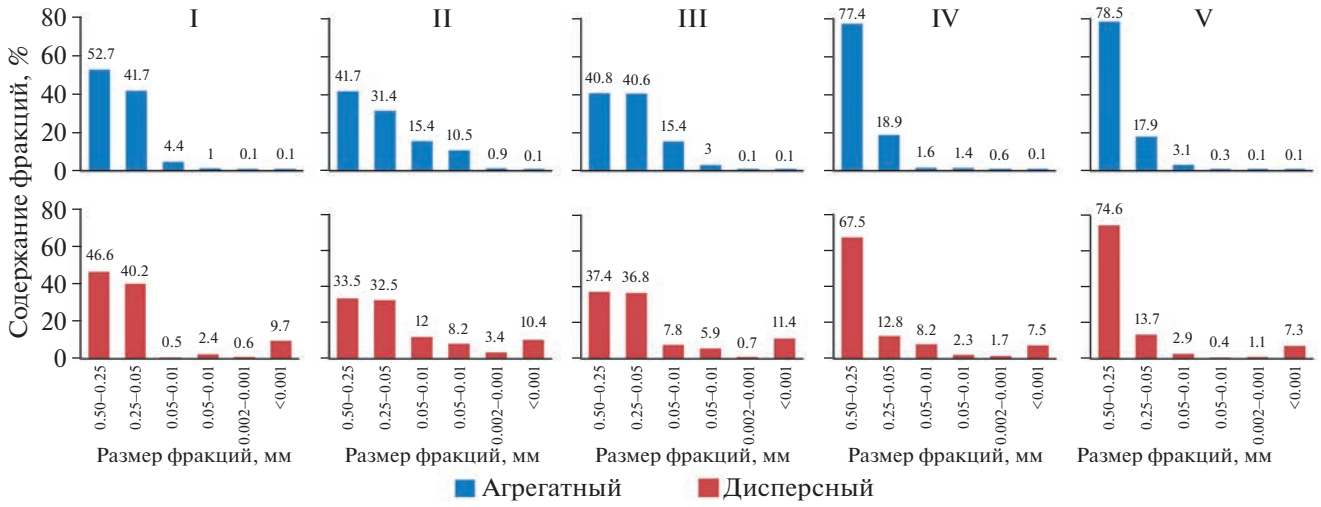

Рис. 2. Результаты гранулометрического анализа фракции селевого заполнителя размерностью <0.5 мм – метод пипетки с двумя способами подготовки образца к анализу.

Таблица 2. Физические характеристики песчаного заполнителя селевых отложений*

Номер образца	ρ_{min}	ρ_{max}	$\Delta\rho$	φ^1	φ^2	$\Delta\varphi$	Ct	V	ρ_s
I	1.24	1.41	0.17	36°	24°	12	31.6	3.6	2.82
II	1.31	1.44	0.13	37.5°	26°	11.5	27.7	2.9	2.86
III	1.32	1.49	0.17	33°	26°	7	n/a	2.9	2.74
IV	1.45	1.59	0.14	34.5°	24°	10.5	44.3	2.9	2.84
V	1.36	1.55	0.19	34.5°	23°	11.5	n/a	2.8	2.84

*ρ_{min},ρ_{max} – плотность песка рыхлого и плотного сложения, г/см^3; $\Delta\rho$ – степень увеличения плотности при уплотнении; φ^1, φ^2 – углы естественного откоса на воздухе и под водой, °; $\Delta\varphi$ – степень уменьшения угла под водой; Ct – коэффициент фильтрации, м/сут; V – седиментационный объем, см^3; ρ_s – плотность минеральной части, г/см^3.

Минералогический анализ глинисто-песчаного заполнителя селевых отложений показал преобладание кварца (40–45%), полевых шпатов (25–50%), глинистых минералов (13–30%) в составе породообразующих минералов и присутствие небольшого количества кальцита и амфибола. Среди глинистых минералов в образцах выявлены смектит, гидрослюда, хлорит, каолинит и смешанослойные образования хлорит-смектит и гидрослюда-смектит.

Для образцов селевых отложений был определен ряд физических параметров (табл. 2). Значения плотности минеральной части (ρ_s) исследованных образцов оказались почти одинаковыми 2.74–2.86 г/см^3. Высокие значения плотности минеральной части, вероятно, связаны со значительным количеством солей железа в песчано-глинистом заполнителе. Степень увеличения плотности отложений при уплотнении изменяется незначительно 0.13–0.19 г/см^3. Образцы имеют высокий и неоднородный коэффициент фильтрации (27.7–44.3 м/сут), степень уменьшения угла откоса под водой ($\Delta\varphi$) резко снижается на 10.5–12.0°. Образец I имеет значение седиментационого объема (V) – 3.6 см^3, образцы II–V характеризуются низкими значениями – 2.8–2.9 см^3.

Анализ данных по общему содержанию карбонатов и результатов солянокислой и водной вытяжек показывает следующее:

1. Грунты имеют слабокислую среду, близкую к нейтральной (pH 6.8–7.0).

2. Количество водорастворимых солей мало (0.14–0.27%), преобладают сульфат ионы.

3. Общее содержание карбонатов составляет 4.57–16.30%, преобладает карбонатная форма железа $FeCO_3$ (13.60–27.37%), содержание $CaCO_3$ (1.99–3.99%) и $MgCO_3$ (0.46–3.82%) значительно меньше.

4. В образцах присутствует подвижная форма Al_2O_3 (0.41–2.08%), нерастворимый минеральный остаток составляет 51–75%.

Образец III имеет наименьшее содержание карбонатов и подвижных форм Al_2O_3. По данным солянокислой вытяжки этот образец выделяется наименьшим содержанием солей железа и наибольшим – нерастворимого минерального остатка. Этот образец отобранный из отложений склонового селя, в наименьшей степени промыт водой. Можно считать, что именно он в большей степени характеризует грунты непосредственно в зоне зарождения селей (селевых очагах).

ОБСУЖДЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Впервые для территории Чукотки были рассмотрены особенности грунтов селевых массивов. Процесс формирования ПСМ идет за счет разрушения горных пород. На Чукотке ведущим фактором дезинтеграции является физическое морозное выветривание, сопровождающееся механическим разрушением горных пород [14]. Процессы химического выветривания протекают не так активно, значительная роль принадлежит воде во всех ее видах и формах. Результатом взаимодействия воды с массивом горных пород являются их растворение, окисление, образование растворов солей железа, кальция, магния, гидратированных форм железа, алюминия и органических кислот при окислении гумусированных слоев. Последующее высыхание, циклы промораживания–оттаивания грунтов приводят к формированию в них структурных связей, карбонатизации отложений, образованию “цемента”, состоящего из подвижных форм алюминия и кремния, гидроокислов железа и карбонатов. Пески с аналогичными структурными свойствами, сформировавшимися в результате постдиагенетических преобразований, были описаны для юга Восточной Сибири [11, 15].

В изученных нами образцах в качестве заполнителя присутствует песчано-пылеватый материал. Особые его свойства проявляются в высокой водопроницаемости и значительном уменьшением угла откоса под водой. Частицы крупностью <0.5 мм агрегированы и содержат скрытую глинистую компоненту. В составе глинистых минералов присутствуют смектит, гидрослюда и смешанно-слойные минералы, имеющие возможность, в силу своих структурных особенностей, поглощать значительное количество воды, активно участвовать в ионнообменных процессах и влиять на процессы набухания, усадки, проявление липкости. При этом меняется структура водного раствора, увеличивается доля взвеси и мути, раствор в этом случае получает форму суспензии, когда твердые частицы перемешаны с молекулами воды, селевой поток переходит в связное состояние.

Высвобождение глинистых частиц из агрегатов, по нашему мнению, происходит при турбулентном перемещении селевой массы, в ходе которого идет дробление части перемещаемых горных пород и их истирание. В этот процесс так же включаются породы на бортах и в русле, на которые оказывает воздействие движущийся сель. Это способствует разрушению агрегатов и появлению селевой суспензии, что подтверждается визуально при полевых работах. Крупноглыбовый материал, оставшийся в зоне транзита селя, зачастую сохраняет на своей поверхности накипные лишайники, отсутствует глинистый налет. Грунты в зоне аккумуляции, наоборот, покрыты налетом, который показывает, что транспортирующей средой была суспензия, которая после остановки селя оставила глинистые обмазки на поверхности глыб и валунов [1]. Насыщение транспортирующей среды глинистыми частицами, высвободившимися из агрегированного состояния, приводит к увеличению дальности пробега, за счет увеличения плотности и вязкости потока. Такое явление наблюдалось при катастрофическом селепроявлении в горах Восточного Саяна (п. Аршан, Республика Бурятия, 2014 г.) [16].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность за выполнение минералогических и грунтоведческих анализов селевых отложений ведущему инженеру ЦКП ИЗК СО РАН М.Н. Рубцовой и инженеру лаборатории инженерной геологии и геэкологии М.В. Даниловой.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа сделана на оборудовании центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (грант № 075-15-2021-682), г. Иркутск.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Генсиоровский Ю.В., Лобкина В.А., Музыченко А.А. и др.* Влияние климатических изменений на условия формирования селей в районах распространения многолетнемерзлых пород на примере Чукотки // Лед и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 271–282. https://doi.org/10.31857/S2076673423020060
2. *Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A.* Permafrost degradation. In Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. Elsevier: New York, USA, 2015. P. 303–344.
3. *Маслаков А.А., Белова Н.Г., Баранская А.В. и др.* Пластовые льды на восточном побережье Чукотского полуострова при потеплении климата: некоторые итоги экспедиций 2014–2018 гг. // Арктика и Антарктика. 2018. № 74. С. 30–43.
4. Circumpolar Active Layer Monitoring. https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm
5. Сели. Национальный атлас России. https://nationalatlas.ru/tom2/133-135.html
6. *Перов В.Ф.* Селеведение. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 272 с.
7. *Виноградов Ю.Б.* Основные свойства селевой массы. Селевые потоки, сб. 3. М.: Гидрометеоиздат, 1978. С. 3–17.
8. Север Дальнего Востока. Шило Н.А. (ред.). М.: Наука, 1970. 488 с.
9. *Котов А.Н.* Многолетнемерзлые породы, в книге “Природа и ресурсы Чукотки”. Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 31–40.
10. *Ломтадзе В.Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 1990. 328 с.
11. *Рященко Т.Г.* Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 287 с.
12. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород / Под ред. Е.М. Сергеева и др. М.: Изд-во МГУ, 1968. Т. 2. 369 с.
13. *Ревенко А.Г.* Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН // Геодинамика и Тектонофизика. 2014. Т. 5 (1). С. 101–114.
14. *Лапердин В.К., Имаев В.С., Верхозин И.И. и др.* Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. 240 с.
15. *Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А. и др.* Процессы лессообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 105–113.
16. *Акулов Н.И., Акулова В.В., Штельмах С.И. и др.* Строение и состав селевых потоков Восточного Саяна // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 1. С. 41–57.

PECULIARITIES OF THE PROPERTIES OF SOIL INVOLVED IN MUDFLOW PROCESS IN CHUKOTKA

V. A. Lobkina[a,#], N. N. Ukhova[b], Yu. V. Gensiorovskiy[a], and A. A. Muzychenko[a]

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

[b] *Institute of the Earth's Crust of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: valentina-lobkina@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS A.I. Khanchuk November 25, 2022

During laboratorial study we have get data about mineral and granulometric composition, some physical and physico-chemical parameters of mudflow deposit, which made it possible to identify soil features in mudflows in Chukotka. Made a try to estimate influence this influence of these features on the formation of mudflow suspension, which is the transport substance of mudflow. In terms of structural rheological movement model, mostly cohesionless mudflow suppose to be formed within reviewed territory, in which main mass of water is in free state. However, laboratory investigations have shown high contain of fine-grained particles in samples of mudflow deposit, which is in aggregated state. When flooded, these particles saturate water flow with clay suspension that allows classification this flows as cohesive. The cohesion of mudflow mass is acquired by flows in the process of movement at the expense of aggregates destruction that leads to changing physical characteristics of the mudflow.

Keywords: Arctic, clay separate, deposit, mudflow, Chukotka

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 513, № 1, с. 153–160

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 550.423 + 54-722 + 551.521.9+ 550.84.094.1

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ВЗГЛЯД НА "БЕЗОБИДНЫЙ" ДЕПЛЕТИРОВАННЫЙ УРАН

© 2023 г. С. М. Жмодик[1,*], В. А. Пономарчук[1]

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 06.06.2023 г.
Поступило 06.06.2023 г.
После доработки 14.07.2023 г.
Принято к публикации 15.07.2023 г.

По данным альфа-авторадиографии на толстослойных ядерных фотоэмульсиях А-2 визуализировано взаимодействие альфа-излучения от микро- и наночастиц UO_2 (уранинита) с веществом. Сферическая область воздействия альфа-частиц вокруг микрозерен UO_2, размерами до 100 микрон, представляет собой глубоко преобразованное вещество, с высокой плотностью радиационных дефектов. Трансляция этих результатов на живой организм приводит к выводу о специфическом виде воздействия микро- и наночастиц обедненного урана, при котором продолжительное внутреннее облучение в малых дозах всего организма сочетается с катастрофически высокими дозами альфа-излучения в локальных зонах, вблизи микро- и наночастиц UO_2.

Ключевые слова: уран, деплетированный, обедненный уран, альфа-авторадиография, толстослойная ядерная фотоэмульсия, альфа-частицы

DOI: 10.31857/S2686739723601229, **EDN:** LESZAP

ВВЕДЕНИЕ

Прошло почти 25 лет со времени бомбардировок в период первой (1990–1991 гг.) и второй (2003 г.) Персидских войн, а также Югославии (1996 г.), снарядами с деплетированным (обедненным) ураном (DU) в результате "гуманитарной" интервенции западных стран и вновь весь мир заговорил о возможности и полезности или о крайне негативных последствиях применения DU. Во многих статьях снаряды, бомбы и ракеты с DU рассматриваются как атрибут обычного вооружения, ничем не отличающегося по своим воздействиям от снарядов, например, с вольфрамом. В целом сделан вывод, что основным поражающим фактором воздействия DU на здоровье людей являются не столько радиационные эффекты, сколько химическая токсичность урана, но она также невелика и снаряды с DU – "стандартный компонент бронебойных боеприпасов" ([1–5] и др.). Эти данные абсолютно противоречат результатам, полученным ранее [6].

Международная коалиция по запрещению уранового оружия (ICBUW) оспаривает используемую модель радиационного облучения и оценки дозы, лежащую в основе исследования Комитета по статье 31, утверждая, что оружие с DU представляет собой совершенно новый источник загрязнения окружающей среды, который может прямо или косвенно воздействовать на людей и саму окружающую среду. Утверждается, что последствия для здоровья, которые могут быть вызваны применением оружия, содержащего DU, требуют дополнительных всесторонних научных оценок [3, 5]. Появились исследования, в которых показано, что излучение альфа-частиц играет значительную роль в токсических эффектах DU, вызывая индуцированные DU: неопластические трансформации; мутагенность; хромосомное повреждение; геномную нестабильность *in vitro* и оказывая лейкемогенное и генотоксичное воздействие [7, 8].

В течение многих лет авторы данной работы применяли метод авторадиографии, для исследования минералого-геохимических особенностей урана в различных объектах окружающей среды, в том числе в породах и рудах щелочных массивов и карбонатитов [9]. Трансляция этих результатов на живые организмы позволила обратить внимание на очень важный фактор, слабо учитываемый или вообще не обсуждаемый в исследованиях по воздействию DU на живые организмы, в частности, проникновение микро- и наночастиц DU внутрь организма (легкие, желудочно-кишечный тракт и другие) и катастрофическое воздействие радиоактивного излучения от таких частиц в ло-

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

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

Таблица 1. Содержание и активность изотопов NU и DU

Изотоп*	УА, Бк/мг**	T/2, годы***	Природный уран			Деплетированный уран		
			Мас., %	P****	P, %	Мас., %	P*****	P, %
^{238}U	12.4	4.51×10^9	99.284	12.4	48.8	99.8	12.4	83.7
^{235}U	80	7.13×10^8	0.711	0.57	2.4	0.2	0.16	1.1
^{234}U	2.31×10^5	2.45×10^5	0.0053	12.4	48.8	0.001	2.26	15.2
Общее				25.37			14.82	

* – вес изотопа относительно ^{16}O: ^{238}U – 238,12493, ^{235}U – 235.11704, ^{234}U – 234.11379; ** – УА – удельная активность изотопа, Бк/мг; *** – T/2 – период полураспада изотопа, годы; **** – активность изотопа в 1 мг NU, в Бк; ***** – активность изотопа в 1 мг DU, в Бк.

кальных зонах организма, особенно относящихся к репродуктивным. В данной статье наглядно показан характер взаимодействия альфа-излучения от микро- и наночастиц уранинита (UO_2) с веществом на примере ядерной фотоэмульсии, и результаты такого взаимодействия, позволяющие оценить масштабы аномальной деструкции живых тканей.

ДЕПЛЕТИРОВАННЫЙ (DU) И ПРИРОДНЫЙ УРАН (NU)

Уран – металл плотностью 19.05 г/см^3 состоит из трех изотопов – ^{234}U, ^{235}U и ^{238}U с содержаниями, которые меняются в редких случаях. Массовые доли природных изотопов урана, их периоды полураспада и удельная активность представлены в табл. 1. В NU активность, без продуктов радиоактивного распада, определяется распадом изотопов урана (^{234}U, ^{235}U и ^{238}U) и составляет 25.37 Бк/мг. С учетом продуктов распада – членов радиоактивных семейств ^{238}U, ^{234}U и ^{235}U, которые также являются альфа-излучателями, удельная активность природного урана почти на порядок выше.

В результате частичного извлечения из природного урана изотопов ^{235}U и ^{234}U, а также удаления продуктов распада ^{238}U, ^{235}U и ^{234}U, оставшаяся часть называется деплетированным или обедненным ураном (DU) (табл. 1). В DU, как и в NU изотопы являются альфа-излучателями, а эмиссия бета-частиц и гамма-излучения низка [3].

Таблица 2. Средние энергии на превращение, испускаемые изотопами урана

Изотоп	Средняя энергия, излучаемая за один распад, Мэв/Бк		
	Альфа	Бета	Гамма
^{238}U	4.26	0.01	0.001
^{235}U	4.47	0.048	0.154
^{234}U	4.84	0.0013	0.002

В табл. 2 показаны средние энергии на одно преобразование, испускаемые ^{234}U, ^{235}U и ^{238}U. Длина пробега альфа-частиц с энергией 5 МэВ составляет примерно 4–5 см в воздухе и 50 мкм в мягких тканях [10]. Поэтому DU представляет радиационную опасность при его поступлении внутрь организма, прежде всего при вдыхании или проникновении в желудочно-кишечный тракт. Кроме того, в пенетраторах с DU выявлены следы альфа-излучателей ^{236}U, ^{239}Pu и ^{240}Pu, Am, Np и Tc [3].

Потенциальные радиологические эффекты, связанные с поступлением U и DU как при вдыхании, так и при приеме внутрь, были оценены различными международными экспертными организациями [3]. Со временем появилось все больше свидетельств того, что уран, в том числе деплетированный, является гораздо более опасным, чем предполагалось, т.е. существует какое-то аномальное свойство (качество), которое вызывает большое количество генетических повреждений в клетках при очень низких общих дозах. Кроме того, имеются факты применения необедненного, фактически природного урана, в бомбах и ракетах при проведении военных действий странами НАТО [11].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фиксирование следов альфа-частиц от распада ядер урана в соединении UO_2 – уранините, осуществлено авторадиографическим методом с использованием пластинок с толстослойной ядерной фотоэмульсией типа А-2 (НИКФИ) для регистрации альфа-частиц. При прохождении альфа-частиц через ядерную фотоэмульсию вдоль трека образуются ионно-электронные пары, на каждую из которых затрачивается в среднем 34 электронвольт. При исходной энергии альфа-частиц 4.26 Мэв (табл. 2) число пар составляет более 125 000. Кроме того, использовался пластиковый твердотельный трековый детектор

CR-39, также предназначенный для регистрации альфа-частиц. Образцы горных пород – урансодержащих низкоториевых углеродисто-кремнистых сланцев – шлифовались и полировались для лучшего контакта образца с пластинками для ядерных исследований и детектором CR-39. Радиоактивные минералы углеродисто-кремнистого сланца представлены уранинитом (UO_2). Состав минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan в АЦКП ИГМ СО РАН (табл. 3).

Таблица 3. Выборочные химические составы уранинита (UO_2) (мас. %) в углеродисто-кремнистых сланцах юго-восточной части Восточного Саяна

№ анализа	UO_2	ThO_2	PbO
05_19_5а	93.78		6.22
05_19_5б	93.57		6.43
05_19_8	93.61		6.39
12_01_(1_2)	93.42		6.58
12_05_(1_3)	94.24		5.76
12_05_4	93.68		5.94
12_05_5	93.29		6.71
12_05_6	92.99		7.01
12_05_10	93.94		6.06
12_05_12	93.22		6.03
12_05_13	93.54	0.30	5.95
12_05_15	93.69		6.31

Отсутствие данных – ниже предела обнаружения; по причине малых размеров (первые микроны, рис. 2) частиц UO_2, в анализы не включены содержания SiO_2, Al_2O_3 и K_2O от вмещающих кварца и серицита.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При изучении локального распределения и форм нахождения урана в горных породах методом авторадиографии было установлено широкое распространение во многих типах пород частиц-концентраторов урана микро- и наноразмера [9]. В частности, при изучении пространственного распределения урана в углеродисто-кремнистых сланцах юго-восточной части Восточного Саяна были выявлены микро- и наночастицы (зерна) уранинита (UO_2) (рис. 1, 2; табл. 3). Зерна уранинита располагаются среди тонкозернистого кварца с примесью серицита и керогена. На альфа-авторадиограммах хорошо виден характер взаимодействия альфа-частиц, излучаемых микро- и наночастицами уранинита, с ядерной фотоэмульсией (рис. 2). На авторадиограммах над зернами UO_2 фиксируется микро-участок с максимальным количеством наложенных друг на друга альфа-треков, который окружен “гало” – радиально расположенными альфа-треками. Размеры такого “гало” (“солнца”) превышают 100 мкм, в случае точечного источника излучения размерами от 2 до 10 микрон (рис. 1 а–г). Полученное изображение воздействия альфа-частиц от микрозерен природного UO_2 на ядерную фотоэмульсию можно рассматривать как своеобразный эксперимент, который демонстрирует последствия взаимодействия альфа-частиц, образующихся при распаде ядер урана, с веществом (в данном случае – ядерной фотоэмульсией). Очевидно, что характер взаимодействия альфа-частиц, возникших при распаде изотопов DU, не отличается от NU, с различием лишь в удельной активности.

Физическая сущность механизма взаимодействия альфа-частиц с веществом, в частности ядерной эмульсии, детально рассмотрена в специальной литературе [12]. Перемещение альфа-частицы в веществе приводит к возникновению ион-электронных пар.

Сферическая область вокруг микрозерен UO_2, возникшая при воздействии альфа-частиц на ядерную фотоэмульсию, представляет собой глубоко преобразованное вещество, с высокой плотностью радиационных дефектов (рис. 1 а–г). В нашем случае в ядерной фотоэмульсии А-2 фиксируется дефектная область с треками радиусом до 50 микрон (рис. 2 а–г). Учитывая возрастающую интенсивность ионизации во второй половине трека (кривая Брэгга), удельная ионизация в дефектной области становится более равномерной.

Можно предполагать, что в веществе (например, легочной живой ткани) с низкой плотностью, близкой к 1 г/см^3, дефектная область вокруг частицы UO_2 будет иметь величину не менее 50 мкм. Очевидно, что морфология дефектной области в живой ткани вокруг микро- и наночастиц DU не будет отличаться от приведенных альфа-авторадиограмм. Об этом свидетельствуют данные, полученные в Радиационной лаборатории Лоуренса (Беркли, Калифорния, 20 сентября 1982 г.) при фиксации частицы плутония (размером первые микроны) в легочной ткани обезьяны со следами альфа-частиц в виде “звезды” (дефектной области) размером около 50 микрон с разрушением более 10000 клеток [13].

Совершенно иной тип воздействия альфа-частиц на окружающее вещество фиксируется в случае равномерного пространственного распределения урана, т.е. не в виде микро- и наночастиц, а в виде атомарно рассеянной формы. Рассеянная форма урана в сланцах связана с углеродистым веществом – керогеном. На авторадиограммах (рис. 2 д, е) регистрируются отдельные разнонаправленные треки альфа-частиц, отражающие рассеянную форму нахождения урана. При общих равных содержаниях (активностях, дозе)

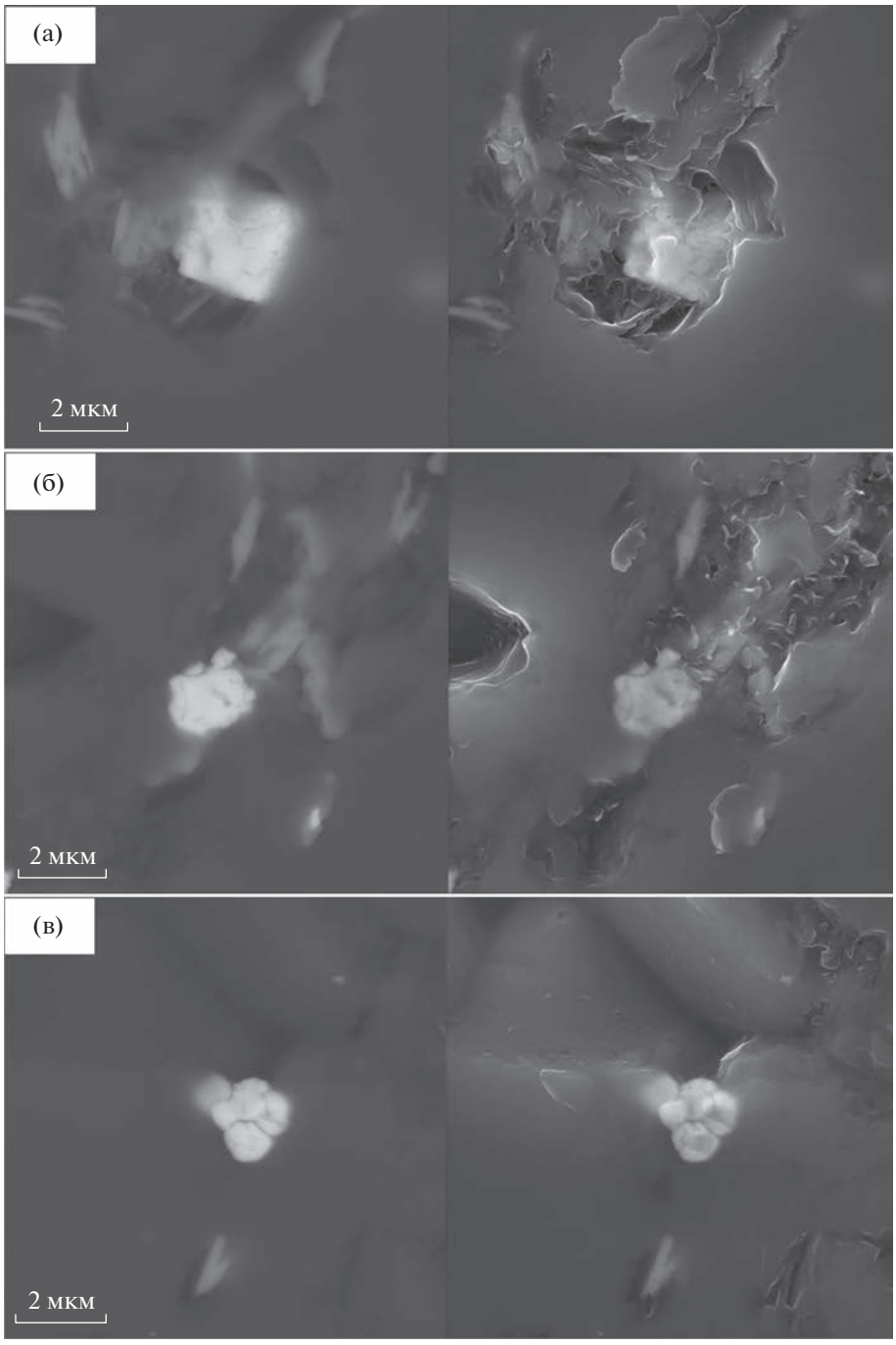

Рис. 1. Зерна уранинита разной морфологии среди кварца, с мусковитом и керогеном в углеродисто-кремнистых сланцах: а – кристалл; б – изометричная; в – колломорфная. Слева – BSE; справа – SE.

урана, находящегося в рассеянной форме и в виде микро-и наночастиц, эффект воздействия на окружающее вещество в локальных участках абсолютно несопоставим. Как справедливо было отмечено [14], растворимые соединения радионуклидов могут равномерно распределяться и создавать в организме равномерную дозу, подобно внешнему гамма- и рентгеновскому облучению. Оценка риска в этих случаях существенно не отличается от риска длительного облучения от внешних источников с низкой линейной передачей энергии, при котором одновременно с облучением могут происходить репарация и восстановление радиационных повреждений в организме.

Нерастворимые соединения радионуклидов характеризуются тем, что при их инкорпорации

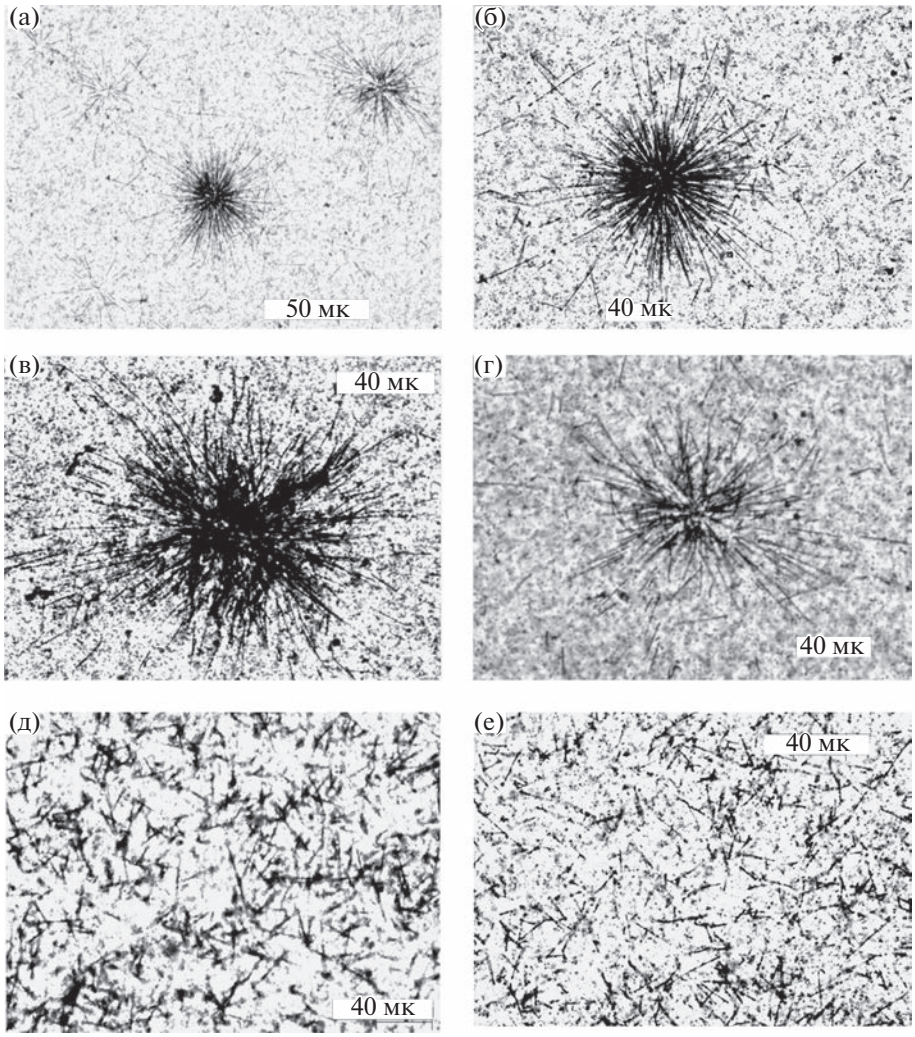

Рис. 2. Альфа-авторадиограммы, фиксирующие локализацию урана в микро- и наночастицах UO_2 (уранинита) (а–г), а также в рассеянной (“атомарной”) форме (д–е) в углеродисто-кремнистом сланце. Альфа-частицы образуют в толстослойной ядерной фотоэмульсии (тип А-2) вокруг частиц UO_2 дефектные области – “звезды”; “солнца”, размеры которых в сотни раз превышают размеры самих частиц: от 0.5 до 7 мкм (а); 7 мкм (б); 8 мкм (в); 2 частицы по 7 мкм (г). Экспозиция 10–20 сут.

не происходит общего равномерного облучения. Напротив, происходит облучение органа преимущественного депонирования, часто также неравномерное [14]. Именно такое воздействие на окружающее вещество наблюдается в случае нахождения урана в виде микро- и наночастиц.

Исходя из значений удельной активности ^{238}U было рассчитано количество альфа-распадов из DU определенной массы. Установлено (без учета самопоглощения), что микрочастица ^{238}U сферической формы диаметром 10 мкм будет генерировать порядка 383 альфа-частиц в месяц (4663 в год), а диаметром 5 мкм – 583 альфа-частиц в год. В любом случае по аналогии взаимодействия альфа-частиц с ядерной фотоэмульсий (рис. 1 а–г), следует прогнозировать, что воздействие на вещество на контакте с микрочастицей DU будет катастрофическим. При этом общая поглощенная доза из расчета, например, на организм или отдельный орган человека может быть ничтожно малой.

Размер частиц DU в районах бомбардировок варьирует от нанометров до микрометров [2, 15], при этом уран может находиться в различных кристаллических структурах и в различных степенях окисления, прежде всего UO_2 (около 50%), U_3O_8 и смеси этих соединений [16]. По оценкам распределения частиц DU в почвах на территории Косово, после бомбардировок Югославии, преобладающим размером (более 70%) были частицы от 1 до 8 микрон, количество которых достигало сотен тысяч (до миллиона) в нескольких мг загрязненной DU почвы [17].

Очевидно, что высокодисперсные частицы, образующиеся при применении снарядов с DU, следует рассматривать как особый тип “горячих частиц”. Главной особенностью таких “горячих частиц” является их высокая альфа-радиоактивность, определяющая высокую степень их биологической опасности. В организм человека “горячие частицы” DU поступают пероральным и ингаляционным путем, прежде всего, осаждаясь в трахеях и бронхах, легочной ткани, а также в желудочно-кишечном тракте. Приблизительно 95% вдыхаемых частиц с аэродинамическим эквивалентным диаметром более 10 мкм оседают в верхних дыхательных путях, попадая затем в желудочно-кишечный тракт. Частицы размером менее 10 мкм могут достигать более глубоких отделов легких (бронхиол и альвеол) и оставаться там в течение значительного времени [2]. Дозы облучения тканей вблизи горячих частиц приводят к возникновению зон некроза и существенно превышают значения минимальных канцерогенных доз [11]. Кроме того, высокие дозы облучения клеток могут приводить к появлению мутантных клеток, а также к патологической регенерации клеток и тканей. Фактически такие сферы возникшего и постоянно поддерживаемого альфа-частицами глубоко ионизированного дефектного вещества вокруг микро- и наночастиц DU могут явиться центром хронического воспаления и пролиферации (размножения) мутантных клеток.

Повсеместно в статьях сравнивается уровень естественной, природной радиоактивности и связанной с поступлением радиоактивной пыли от DU. Вывод такого “сравнительного анализа” – отсутствие или сопоставимый эффект негативного воздействия от DU и NU. При этом не обращается внимания на тот факт, что весь NU “законсервирован” в породах и минералах. Не случайно наиболее эффективными способами изоляции радиоактивных отходов являются перевод их в керамики, помещение в высоко сорбционные глинистые отложения или шахты отработанных урановых месторождений, т.е. используются природные принципы изоляции радиоактивных элементов. DU, на площадях его применения, находится в виде аэрозоля, пыли, микрочастиц, рассеянных на поверхности почв, растений, строений. То есть частицы DU находятся в несвязанном легко мигрируемом состоянии, например, при ветровой эрозии или антропогенной деятельности и, таким образом, многократно оказываясь во взвешенном состоянии, наиболее опасном для попадания внутрь организма. Частицы DU, образующиеся при взрыве и горении, являются долгоживущими, “ведут себя как газ” и перемещаются от места взрыва на значительные расстояния, долгое время оставаясь во взвешенном состоянии в атмосфере, даже в случае их повторного извлечения из почвы [11].

Из-за высокой кинетической энергии и пирофорных свойств урана боеприпасы с DU используются с целью бронебойного действия [2]. Высокая пирофорность DU ответственна за трансформацию изделий макроскопических размеров (сердечников из DU весом от первых кг до сотен и более кг) в частицы микро- и наноразмерности [15]. В момент взрыва снарядов с DU образующиеся микро- и наночастицы DU сложной морфологии с зазубренными краями имеют на своей поверхности некомпенсированный заряд, который удерживает золь долгое время во взвешенном состоянии. Фактически, в течение определенного времени после взрыва снарядов, возникшее облако микро- и наночастиц DU можно сравнить по своим свойствам с лунной пылью, имеющей также взрывную природу [18]. Высокие левитационные и адгезионные свойства пыли, на сегодняшний день, являются одним из основных труднопреодолимых факторов при дальнейших исследованиях и освоении Луны [18].

Имеются данные о длительном сохранении горячих частиц в организме человека, в частности в легких ликвидаторов Чернобыльской аварии. Дозы, получаемые клетками в зоне локализации горячих частиц, могут в сотни тысяч раз превышать летальные [19].

Альфа-частицы DU особенно опасны тем, что при попадании в организм вызывают высокие уровни ионизации и генетическое повреждение ДНК. При внутренних облучениях вблизи микро- и наночастиц DU ионизация ДНК в сотни тысяч раз превышает допустимую поглощенную дозу, а именно плотность ионизации вблизи ДНК является ключевой величиной в любой модели риска, а не доза облучения. Существующие модели оценки радиационного риска не учитывают эти факты.

ВЫВОДЫ

1. Применение альфа-авторадиографии с использованием толстослойных ядерных фотоэмульсий позволяет визуализировать механизм взаимодействия альфа-частиц от UO_2 с веществом и морфологию дефектных зон.

2. Воздействие микро- и наночастиц DU на вещество представляет собой специфический вид воздействия, при котором продолжительное внутреннее облучение в малых дозах на весь организм, сочетается с катастрофически высокими дозами альфа-излучения в локальных зонах. Микро- и наночастицы DU, попавшие внутрь живого организма в виде аэрозоля в легкие или в органы пищеварительного тракта, представляют очень серьезную опасность как источник альфа-излучения, вокруг которого формируется сферическая дефектная область, размером до 100 мик-

рон, состоящая из ионизированного вещества с поврежденными белковыми и ДНК молекулами организма, а также массовым возникновением гидроксил-иона, за счет разложения воды живой материи. Размеры области радиационного повреждения в биологических объектах могут достигать от сотен до тысяч микрон, а мощность дозы в такой сфере значительно превышать нормы радиационной безопасности. При этом: степень радиационного воздействия (облучения) (единица измерения – грэй) альфа-частицами в 20 раз имеет больший биологический эффект (коэффициент качества), по сравнению с бета- и гамма-излучением; период полураспада изотопа ^{238}U – 4.47×10^9 лет; период полувыведения из легких при ингаляционном поступлении микро- и наночастиц изотопа ^{238}U – годы, при относительно низком коэффициенте всасывания [14]. Из одной тонны DU может возникнуть 8×10^{14} частиц диаметром 5 микрон (население Земли – 8.029×10^9 человек), а уже сейчас количество взорванного DU оценивается несколькими десятками тонн. Очевидно, что поступление даже одной микро- или наночастицы ^{238}U, например, в щитовидную железу живого организма, приведет к трагическим последствиям, несмотря на низкие величины общего облучения организма. Об этом же свидетельствуют исследования по взаимодействию микро- и наночастиц радионуклидов с ДНК [14].

3. Микро- и наночастицы DU следует рассматривать как особый тип “горячих частиц”, главной особенностью которых является высокая альфа-радиоактивность в микрообъеме частиц и ее непосредственной близости, определяющая высокую степень их биологической опасности, что представляет собой аномальное качество урана, вызывающее очень большое количество генетических повреждений в клетках при очень низких общих дозах.

4. Снаряды с обедненным ураном представляют собой “грязные ядерные бомбы” с катастрофическими отдаленными последствиями на окружающую среду и человека, из-за распыления микро- и наночастиц альфа-излучателя – DU, на значительных территориях, при сложности их детектирования и обнаружения.

5. Важна разработка новой модели радиационного облучения и оценки дозы в случае воздействия DU в виде микро- и наночастиц, в которой главное внимание будет уделено воздействию альфа-излучения на локальный объем живого вещества на контакте с микро- и наночастицами DU и биологические изменения в отдельных органах до ДНК.

6. Наиболее точная долговременная оценка последствий применения снарядов из DU может быть получена при сравнении частоты онкологических заболеваний на территории его применения с другими областями ([20] и др.), а также на территориях, подвергшихся бомбардировкам DU, до военных действий и после них.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Е.В. Айриянц, Д.К. Белянина и Н.С. Карманова за данные СЭМ. Особая благодарность академику РАН Н.П. Похиленко за поддержку исследований и рецензентам за ценные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансировании МНиВО РФ по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7; № 122041400171-5). Разработанный в данной работе методический подход получения авторадиограмм использован при изучении распределения радиоактивных элементов в рудах Томторского REE-Nb-месторождения (проект РНФ 23-63-10017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Esposito M., Polić P., Bartolomei P., Benzi V., Martellini M., Cvetković O., Damjanov V., Simić M., Žunić Z., Živančević B., Simić S., Jovanovic V.* Survey of natural and anthropogenic radioactivity in environmental samples from Yugoslavia // J. Environ. Radioactivity. 2002. V. 61. P. 271–282.
2. *Bleise A., Danesi P.R., Burkart W.* Properties, use and health effects of depleted uranium (DU): a general overview // J. Environ. Radioactivity. 2003. V. 64. P. 93–112.
3. *Dekant W., De Voogt P., Peterlin B., Vighi M.* Opinion on the Environmental and Health Risks Posed by Depleted Uranium // SCHER (Scientific Committee on Health and Environmental Risks), Opinion on the environmental and health risks posed by depleted uranium, 18 May 2010. 41 p. http://ec.europa.eu/health/ph_risk/risk_en.htm
4. *Parrish R.R., Haley R.W.* Resolving whether inhalation of depleted uranium contributed to Gulf War Illness using high-sensitivity mass spectrometry // Sci. Reports. 2021. V. 11. № 3218. https://doi.org/10.1038/s41598-021-82535-3
5. *Hahn F.F., Roszell L.E., Daxon E.G., Guilmette R.A., Parkhurst M.A.* Radiological risk assessment of capstone depleted uranium aerosols // Health Physics. 2009. V. 96 (3). P. 352–362. https://doi.org/10.1097/01.hp.0000318891.68749.66
6. *Duraković A.* Undiagnosed Illnesses and Radioactive Warfare // Croatian Medical J. 2003. V. 44. P. 520–532.
7. *Miller A.C., Rivas R., Tesoro L., Kovalenko G., Kovaric N., Pavlovic P., Brenner D.* Radiation exposure from depleted uranium: The radiation bystander effect // Toxicology and Applied Pharmacology. 2017. V. 331. P. 135–141. https://doi.org/10.1016/j.taap.2017.06.004
8. *Ran Y., Wang S., Zhao Y., Li J., Ran X., Hao Y.* A review of biological effects and treatments of inhaled depleted

uranium aerosol // J. Environ. Radioactivity. 2020. V. 222. № 106357. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106357

9. *Жмодик С.М.* Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 167 с.
10. *Булдаков Л.А.* Радиоактивные вещества и человек. М.: Энергоатомиздат, 1990. 160 с.
11. *Busby C.* Uranium weapons: why all the fuss? // In.: Uranium weapons. Eds: K. Vignard; J. Linekar; V. Compagnion. Geneva: UNIDIR. 2008. P. 25–33.
12. *Пауэлл С., Фаулер П., Перкинс Д.* Исследование элементарных частиц фотографическим методом. М.: ИЛ, 1962. 625 с.
13. Closing the Circle on the Splitting of the Atom. The Environmental Legacy of Nuclear Weapons Production in the United States and What the Department of Energy is Doing About It. The U.S. Department of Energy: Office of Environmental Management. 1996. 106 p. https://www.energy.gov/em/articles/closing-circle-splitting-atom
14. *Булдаков Л.А., Калистратова В.С.* Радиоактивное излучение и здоровье. М.: Информ-Атом, 2003. 165 с.
15. *Lind O.C., Tschiersch J., Salbu B.* Nanometer-micrometer sized depleted uranium (DU) particles in the environment // J. Environ. Radioactivity. 2020. V. 211. № 106077. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2019.106077
16. *Salbu B., Janssens K., Lind O.C., Proost K., Danesi P.R.* Oxidation states of uranium in DU particles from Kosovo // J. Environ. Radioactivity. 2003. V. 64. P. 167–173.
17. *Danesi P.R., Markowicz A., Chinea-Cano E., Burkart W., Salbu B., Donohue D., Ruedenauer F., Hedberg M., Vogt S., Zahradnik P., Ciurapinski A.* Depleted uranium particles in selected Kosovo Samples // J. Environ. Radioactivity. 2003. V. 64. P. 143–154.
18. *Захаров А.В., Зеленый Л.М., Попель С.И.* Лунная пыль: свойства, потенциальная опасность // Астрономический вестник. 2020. Т. 54. № 6. С. 483–507. https://doi.org/10.31857/S0320930X20060079
19. *Абрамовская А.К., Якубеня О.Н., Лавор З.В., Тамашакина Г.Н., Лейнова С.Л., Соколик Г.А., Суркова Л.К.* "Горячие частицы" в бронхоальвеолярном смыве у больных, страдающих некоторыми заболеваниями органов дыхания // Медицинские новости. 1995. № 7. С. 56–60.
20. *Иванов В.К., Кащеев В.В., Чекин С.Ю., Максютов М.А., Туманов К.А., Кочергина Е.В., Щукина Н.В., Цыб А.Ф.* Заболеваемость и смертность участников ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС: оценка радиационных рисков, период наблюдения 1992–2008 гг. // Радиационная гигиена. 2011. Т. 4. № 2. С. 40–49.

GEOCHEMICAL VIEW ON "INOFFENSIVE" DEPLETED URANIUM

C. M. Zhmodik[a,#] and V. A. Ponomarchuk[a]

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

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

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko June 6, 2023

The interaction of alpha radiation from UO_2 micro- and nanoparticles (uraninite) with the substance was visualized using alpha-autoradiography data on A-2 thick-layer nuclear photographic emulsions. The spherical area of action of alpha particles around UO_2 micrograins, up to 100 microns in size, is a deeply transformed substance with a high density of radiation defects. The translation of these results on a living organism leads to the conclusion about the specific type of impact of micro- and nanoparticles of depleted uranium, in which prolonged internal irradiation in small doses of the whole organism is combined with catastrophically high doses of alpha radiation in local zones, near micro- and nanoparticles UO_2.

Keywords: uranium, depleted, depleted uranium, alpha-autoradiography, thick-layer nuclear emulsion, alpha particles