

ISSN 2686-7397

Том 514, Номер 2

Февраль 2024



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 514, номер 2, 2024

ГЕОЛОГИЯ

Палеозойский этап формирования щелочных пород массива Богдо, Арктическая Сибирь (по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования)

*С. М. Жмодик, А. В. Травин, Е. В. Лазарева,
Д. С. Юдин, Д. К. Белянин, А. В. Толстов, Н. Н. Добрецов* 193

Экскурс геомагнитного поля Блейк в разрезе микулинских межледниковых отложений Принёвской низменности

В. И. Дуданова, Р. В. Веселовский, М. В. Ручкин, М. В. Шитов 205

Возраст, состав и палеомагнетизм долерит-габбродолеритовых интрузий Западного склона Анабарского массива: к вопросу о выделении в регионе вендского этапа магматизма

*А. М. Пасенко, С. В. Малышев, А. А. Пазухина,
А. Д. Савельев, Г. В. Липенков, К. Р. Чемберлен* 211

Первые данные магнитотеллурического зондирования о строении верхней части земной коры в районе дельты реки Лены

А. А. Заплавнова, Е. В. Деев, В. В. Потапов 219

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст формирования складчатости в осадочных комплексах Чукотки и острова Врангеля (северо-восток России)

*М. И. Тучкова, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов,
А. В. Моисеев, Е. В. Ватрушкина* 227

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Состав и возраст необычных циркон-титаномагнетитовых руд Третьяковского золото-флюоритового месторождения (Западное Забайкалье)

*Б. Б. Дамдинов, В. Б. Хубанов,
академик РАН Н. А. Горячев, Л. Б. Дамдинова, А. Д. Извекова* 237

Первые данные о возрасте месторождений Кондомского железорудного поля (Горная Шория): результаты U-Pb (ID-TIMS)-датирования граната

*М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова,
член-корреспондент РАН А. Б. Котов, Ю. Д. Гриценко* 246

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Илейское флюорит-фенакитовое рудопроявление (Восточный Саян): вклад девонского рифтогенного магматизма в формирование Восточно-Саянской редкометалльной металлогенической зоны

Д. А. Лыхин, А. А. Воронцов, академик РАН В. В. Ярмолюк 251

ГЕОХИМИЯ

Новые доказательства органического происхождения углеродистого вещества в архейских железистых кварцитах Костомукшского Зеленокаменного пояса Карелии, Россия

*С. В. Высоцкий, академик РАН А. И. Ханчук, Т. А. Веливецкая,
А. В. Игнатьев, А. В. Асеева, Н. С. Нестерова, А. А. Карпенко, А. В. Руслан* 263

Экспериментальное исследование растворимости колумбита и пироклора, оксидов тантала и ниобия в щелочных гидротермальных флюидах при 300–550°C, 50 и 100 МПа

Н. П. Котова, В. С. Коржинская, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов 270

ПЕТРОЛОГИЯ

Граниты рапакиви и ассоциирующий магматизм аптского этапа в развитии активной континентальной окраины Сибирского Кратона (северо-восток Азии)

*А. Е. Верниковская, член-корреспондент РАН В. Ю. Фридовский,
Н. В. Родионов, Н. Ю. Матушкин, П. И. Кадильников, М. В. Кудрин, Я. А. Тарасов* 281

ГЕОДИНАМИКА

Глобальная геодинамическая модель современной Земли
и ее приложение для Арктического региона

Академик РАН Л. И. Лобковский, А. А. Баранов, А. М. Бобров, А. В. Чуваев 293

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Yochelcionella Chinensis (Gastropoda: Helcionelliformes)
из нижнего кембрия Западной Монголии

П. Ю. Пархаев, Е. А. Жегалло, Д. Доржнамжаа 300

ГЕОФИЗИКА

Определение параметров реологической модели Андраде
в мантии Земли на основе чисел Лява полусуточного лунного прилива M_2

Д. О. Аморим, Т. В. Гудкова 308

СЕЙСМОЛОГИЯ

Сейсмические волновые поля в сферически-симметричной Земле
с высокой детальностью. Аналитическое решение

А. Г. Фатьянов, В. Ю. Бурмин 315

ОКЕАНОЛОГИЯ

Геохимические аномалии углеводородных газов донных осадков геоструктур
Лаптево-Сибироморской переходной зоны Восточно-арктического шельфа

А. И. Гресов, А. В. Яцук 322

Оптимальный промысел против хаоса в динамике популяций

Академик РАН Г. Г. Матишов, В. Г. Ильичев 328

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Последствия ослабления динамического барьера арктического полярного вихря

*Член-корреспондент РАН В. В. Зуев, Е. С. Савельева, Э. А. Масленникова,
А. С. Томашова, В. Н. Крупчатников, О. Г. Чхетиани, М. В. Калашник* 333

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Климатические изменения приарктических территорий Восточной Сибири
за последнее тысячелетие по литолого-геохимическим данным донных
осадков озера Пеюнгда (Красноярский край, Эвенкия)

*А. В. Дарьин, Д. Ю. Rogozin, В. С. Новиков, А. В. Мейдус, В. В. Бабич, Т. И. Маркович,
Я. В. Рахшун, Ф. А. Дарьин, Д. С. Сороколетов, академик РАН А. Г. Дегерменджи* 343

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Субмезомасштабные вихревые структуры Ладожского озера
по радиолокационным данным Sentinel-1 за теплый период 2019–2022 гг.

*А. В. Зимин, О. А. Атаджанова, Е. А. Благодатских, А. А. Коник,
член-корреспондент РАН Н. Н. Филатов, член-корреспондент РАН А. А. Родионов* 350

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Регистрация из космоса интенсивных выходов газа на морскую поверхность, связанных
с повреждениями газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2

Академик РАН В. Г. Бондур, В. В. Замшин, В. Н. Черникова 356

CONTENTS

Vol. 514, no. 2, 2024

GEOLOGY

Paleozoic Stage Formation of the Alkaline Rocks Massif Bogdo,
Arctic Siberia (by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating)

*S. M. Zhmodik, A. V. Travin, E. V. Lazareva, D. S. Yudin,
D. K. Belyanin, A. V. Tolstov, N. N. Dobretsov* 193

The Blake Geomagnetic Excursion Recorded in the Mikulino Interglacial
Sediments of the Neva Lowland

V. I. Dudanova, R. V. Veselovskiy, M. V. Ruchkin, M. V. Sheetov 205

Age, Composition and Paleomagnetism of Dolerite-Gabbro Dolerite
Intrusions of the Anabar Massif Western Slope: On the Issue
of the Vendian Magmatism Isolation in the Region

*A. M. Pasenko, S. V. Malyshev, A. A. Pazukhina,
A. D. Savel'ev, G. V. Lipenkov, K. R. Chamberlain* 211

The Structure of the Upper Part of the Earth's Crust in the Area of the Lena River Delta:
the First Magnetotelluric Data

A. A. Zaplavnova, E. V. Deev, V. V. Potapov 219

$\text{AR}^{40}\text{-AR}^{39}$ Age of Thrusting in Sedimentary Complexes of Chukotka
and Wrangel Island (North-East Russia)

M. I. Tuchkova, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov, A. V. Moiseev, E. V. Vatrushkina 227

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Composition and Age of Unusual Zircon-Titanomagnetite Ores
from Tretyakovskoe Gold-Fluorite Deposit (Western Transbaikalia)

*B. B. Damdinov, V. B. Khubanov,
Academician of the RAS N. A. Goryachev, L. B. Damdinova, A. D. Izvekova* 237

The First Age Data of the Deposits of Kondomsky Iron Ore Field (Gornaya Shoriya):
Results of U-Pb (ID-TIMS) Dating of Garnet

M. V. Stifeeva, E. B. Salnikova, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov, Yu. D. Gritsenko 246

METALLOGENY

Ilei Fluorite-Phenakite Ore Phenomenon (Eastern Sayan): Contribution of Devonian
Riftogenic Magmatism to Formation of Eastern Sayan Rare Metal Metallogenic Zone

D. A. Lykhin, A. A. Vorontsov, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk 251

GEOCHEMISTRY

New Evidence for Organic Nature of Carbonaceous Substance
in Archean Banded Iron Formation of the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia

*S. V. Vysotskiy, Academician of the RAS A. I. Khanchuk, T. A. Velivetskaya,
A. V. Ignat'ev, A. V. Aseeva, N. S. Nesterova, A. A. Karpenko, A. V. Ruslan* 263

Experimental Study of Solubility of Columbite and Pyrochlore,
Tantalum and Niobium Oxides in Alkaline Hydrothermal Fluids at 300–550°C, 50 and 100 MPa

N. P. Kotova, V. S. Korzhinskaya, Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov 270

PETROLOGY

Rapakivi Granites and Associating Magmatism During
the Aptian Development Stage of the Siberian Craton Active Continental Margin (Northeast Asia)

*A. E. Vernikovskaya, Corresponding Member of the RAS V. Yu. Fridovsky,
N. V. Rodionov, N. Yu. Matushkin, P. I. Kadilnikov, M. V. Kudrin, Ya. A. Tarasov* 281

GEODYNAMICS

Global Geodynamic Model of the Earth and its Application for the Arctic Region

Academician of the RAS L. I. Lobkovsky, A. A. Baranov, A. M. Bobrov, A. V. Chuvaev

293

PALEONTOLOGY

Yochelcionella Chinensis (Gastropoda: Helcionelliformes)
from the Lower Cambrian of Western Mongolia

P. Yu. Parkhaev, E. A. Zhegallo, D. Dorjnamjaa

300

GEOFYSICS

Constraining the Parameters of the Andrade Rheological Model
in Earth's Mantle Based on the Love Numbers of the M_2 Lunar Semidiurnal Tide

D. O. Amorim, T. V. Gudkova

308

SEISMOLOGY

Seismic Wave Fields in a Spherically Symmetric Earth. Analytical Solution

A. G. Fatyanov, V. Yu. Burmin

315

OCEANOLOGY

Geochemical Anomalies of Hydrocarbon Gases in Bottom Sediments
of Geostructures of the Laptev-Siberian Transition Zone of the East Arctic Shelf

A. I. Gresov, A. V. Yatsuk

322

Optimal Harvesting vs. Chaos in Population Dynamics

Academician of the RAS G. G. Matishov, V. G. Il'ichev

328

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERIC PHYSICS

Consequences of Weakening of Dynamic Barrier of the Arctic Polar Vortex

*Corresponding member of the RAS V. V. Zuev, E. S. Savel'eva, E. A. Maslennikova,
A. S. Tomashova, V. N. Krupchatnikov, O. G. Chkhetiani, M. V. Kalashnik*

333

CLIMATIC PROCESSES

Climatic Changes in the Arctic Territories of Eastern Siberia
over the Last Millennium According to Lithological-Geochemical Data
of Bottom Sediments of Lake Peyungda (Krasnoyarsk Region, Evenkia)

*A. V. Dar'in, D. Yu. Rogozin, V. S. Novikov, A. V. Meydus, V. V. Babich, T. I. Markovich,
Ya. V. Rakshun, F. A. Dar'in, D. S. Sorokoletov, Academician of the RAS A. G. Degermendzhi*

343

LAND WATERS PROBLEMS

Submesoscale Eddy Structures of Lake Ladoga According to Radar Data
of Sentinel-1 for the Warm Period 2019–2022

*A. V. Zimin, O. A. Atadzhanova, E. A. Blagodatskikh, A. A. Konik,
Corresponding Member of the RAS N. N. Filatov, Corresponding Member of the RAS A. A. Rodionov*

350

EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

Registering from Space Intensive Gas Seeps on the Sea Surface Due to Damage
to Nord Stream 1 and Nord Stream 2 Gas Pipelines

Academician of the RAS V. G. Bondur, V. V. Zamshin, V. N. Chernikova

356

УДК 550.93+552.13+552.331.4

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА БОГДО, АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ (ПО ДАННЫМ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ)

© 2024 г. С. М. Жмодик^{1,*}, А. В. Травин¹, Е. В. Лазарева¹, Д. С. Юдин¹,
Д. К. Белянин¹, А. В. Толстов¹, Н. Н. Добрецов¹

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 01.08.2023 г.

Поступило 01.08.2023 г.

После доработки 03.10.2023 г.

Принято к публикации 11.10.2023 г.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом определен возраст калийсодержащих минералов из высоко-калиевых нефелиновых сиенитов (рисчорритов), либнеритовых и карбонатизированных нефелиновых сиенитов, а также псевдолейцитовых сиенитов щелочного массива Богдо (Арктическая Сибирь). В результате обобщения и анализа данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования на сводной термохронологической диаграмме для минералов из пород массива Томтор, кимберлитовой трубки Удачная-Восточная и щелочных пород массива Богдо выявлена полихронность формирования щелочных комплексов томторского типа на палеозойском этапе. По изотопным данным реконструируется сложная, трехэтапная история становления пород массива Богдо с проявлением позднедевонского-раннекарбонового этапа — наиболее продуктивного на редкометалльно-редкоземельное оруденение. Девонский период формирования массивов Томтор и Богдо связывается с воздействием Вилуйского плюма на восточный край Сибирского кратона. Близкий возрастной интервал фиксируется при формировании пород Кольской щелочной провинции.

Ключевые слова: породы и минералы щелочного массива Богдо, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод датирования, термохронология

DOI: 10.31857/S2686739724020011

ВВЕДЕНИЕ

В Арктической зоне Сибири восточнее Анабарского щита известно несколько выявленных и прогнозируемых по геофизическим данным массивов щелочных пород с карбонатами томторской группы: Томтор, Богдо, Промежуточный, Буолкала, Чюэмпэ, Уэле, образующих крупную Уджинскую щелочно-карбонатитовую магматическую провинцию ([1–4] и др.). Вмещающими щелочные массивы породами являются известняки, доломиты, терригенные метаморфизованные породы неопротерозойского (NP_1 – NP_3) возраста, которые перекрываются пермского возраста континентальными, юрскими морскими и четвертичными рыхлыми отложениями. Положение массивов контролируется меридиональной рифтогенной структурой (“Уджинским сводом”) с пересекающими ее

трансформными разломами. На теневых моделях рельефа и космических спектрзональных снимках отчетливо выявляется, что положение Томторского и Богдинского массивов ограничено кольцевыми структурами, которые осложнены зонами разломов субширотного (Томторский массив) и северо-восточного направления (массив Богдо). В магнитном и гравитационном полях щелочные массивы выделяются положительными аномалиями. Массив Богдо расположен на 20–40 км севернее наиболее крупного Томторского массива щелочных пород и карбонатитов и является одним из относительно слабо изученных объектов, вскрытых скважинами колонкового бурения. Выяснение времени и последовательности формирования массивов Уджинской щелочной провинции и пород внутри массивов, а также комплексный сравнительный анализ хронологических и минералого-геохимических данных являются важными для выяснения условий возникновения и прогноза редкометалльно-редкоземельного оруденения томторского типа.

В настоящей работе для измененных в разной степени щелочных пород массива Богдо (рис. 1),

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

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

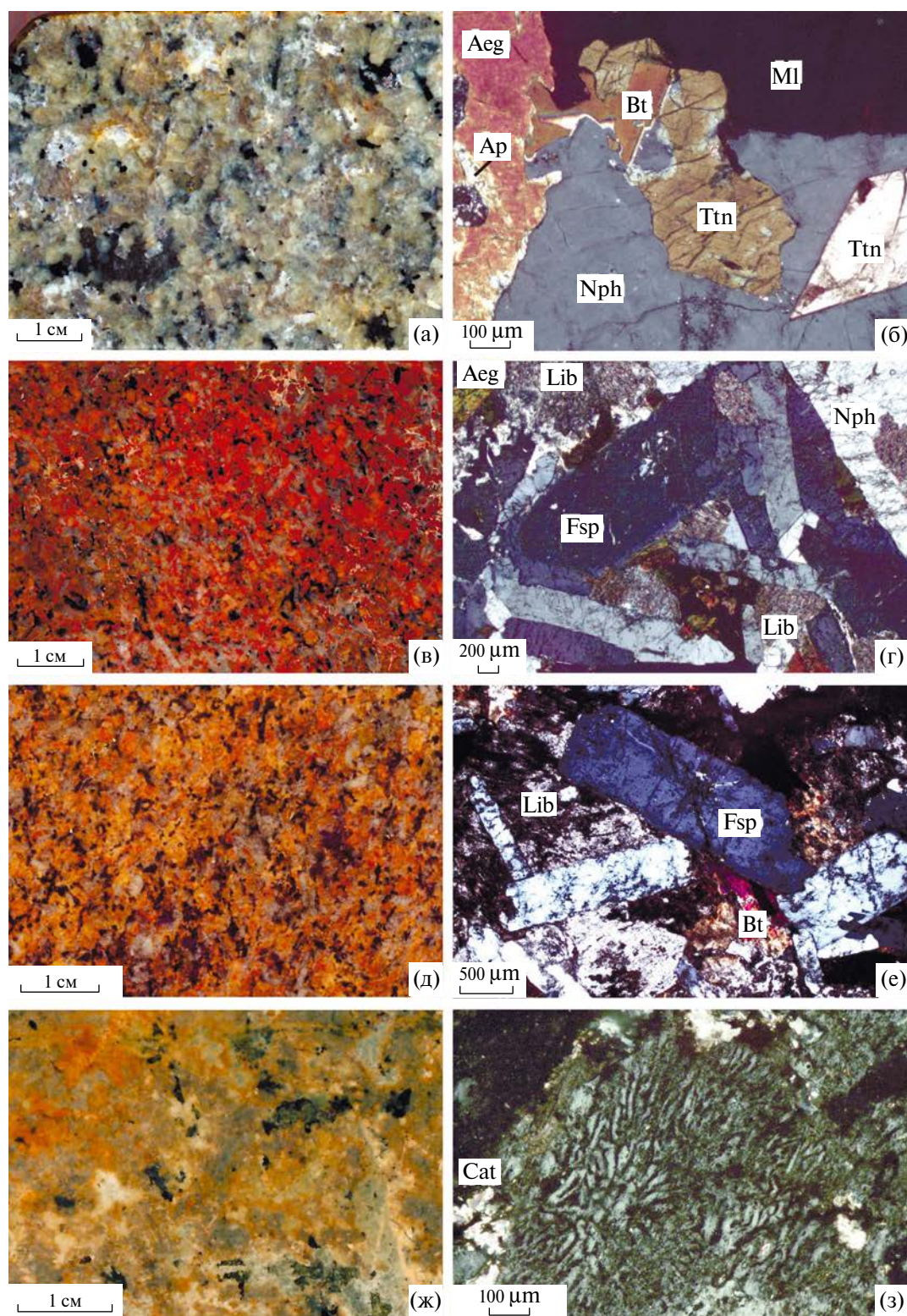


Рис. 1. Общий вид (а, в, д, ж) и микрофото (б, г, е, з) пород щелочного массива Богдо, для которых определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст по Би, Неф и КПШ. а–б – Бог-18 – ВКНС (рискоррит); в–г – Бог-6 м/з-ср/з либнеритовые нефелиновые сиениты (ЛНС); д–е – Бог-14 ср/з-кр/з либнеритовые нефелиновые сиениты (ЛНС); ж–з – Бог-1 – плевдолейцитовый карбонатизированный сиенит (ПЛКС). Aeg – Эгирин; Bt – Биотит; Cat – Кальцит; Ml – Меланит; Ttn – Титанит; Fsp – К-полево шпат; Ap – Апатит; Nph – Нефелин; Lib – Либенерит.

опробованных по керну скважины № 3257.5 (интервал 32–42 м), проведено определение возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом ступенчатого прогрева [5]. Расчет значений возраста плато проводился с использованием программы Isoplot [6]. Ранее по титаниту, отобранному из этих же образцов U/Pb SHRIMP-II-методом, получен возраст 394.4 ± 3.2 млн лет [4]. Химический состав пород определен РФА-методом на спектрометре ARL-9900XP, “ThermoFisher Scientific”; микроэлементный – методом ИСП-МС на приборе Element I, “Finnigan MAT”; состав и микроморфология минералов исследованы на СЭМ MIRA 3 LMU (“Tescan” Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (“Oxford Instruments” Ltd). Петрографическое изучение шлифов проводилось на микроскопе AxioScop.A1 (“Zeiss”). Все исследования выполнены в ИГМ СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Среди пород массива Богдо выделяются: крупнозернистые лейкократовые светло-серой или зеленовато-серой окраски высоко-калиевые нефелиновые сиениты (рисчорриты) (ВКНС), пойкилитовой структуры с нефелином, содалитом, К–Ва-полевым шпатом (КПШ) (табл. 1, 2), пироксеном, биотитом, титанитом; средне- и мелкозернистые биотит-эгириновые либнеритовые сиениты (ЛНС), сложенные темно-серыми с красно-коричневыми зернами либнерита (псевдоморфозы микрозернистого серицит-нефелинового агрегата по нефелину), К–Ва-полевым шпатом, меланитом; псевдо-лейцитовые нефелиновые сиениты (ПЛКС), светло-серого цвета пятнистой пойкилитовой структуры карбонатизированные с симплектитам и нефелин-полевошпатовыми агрегатами (рис. 1, табл. 1, 2)). Породы относятся к группе фельдшпатоидных пород основного состава, но с высокими концентрациями Al_2O_3 (20.5–23.6 мас. %), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (12.3–17.4 мас. %), Ba, Sr, Rb, Nb, REE, с преобладанием K_2O и низкими – CaO (1.08–3.5 мас. %), MgO (0.27–0.78 мас. %) и FeO_{tot} (2.52–4.2 мас. %) (табл. 1). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ породы соответствуют нефелиновым сиенитам и нефелин-содалитовым кумулатам (по [7]) (рис. 2). Присутствие содалита вместе с нефелином в ВКНС массива Богдо доказывается данными СЭМ (табл. 2). Из всех встреченных в имеющейся коллекции типов пород для целей $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования выделены калийсодержащие минералы (биотиты, нефелины, КПШ).

В возрастных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектрах всех изученных образцов, за исключением КПШ Бог-1, и нефелина

Таблица 1. Содержания основных породообразующих компонентов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в плевдолейцитовом карбонатизированном сиените (ПКЛС) – Бог-1, либнеритизированном нефелиновом сиените (ЛНС) – Бог-6 и Бог-14 и высоко-калиевом нефелиновом сиените (ВКНС) – Бог-18

№ проб.	Бог-1	Бог-6	Бог-14	Бог-18
SiO_2	52.43	49.28	50.01	49.05
TiO_2	0.65	0.45	0.44	0.61
Al_2O_3	21.22	22.74	21.26	23.18
FeO_{tot}	2.57	3.49	4.07	3.21
MnO	0.09	0.18	0.22	0.16
MgO	0.50	0.73	0.78	0.33
CaO	3.50	3.22	3.17	2.10
Na_2O	3.07	4.22	4.33	7.62
K_2O	10.15	8.23	7.93	9.80
P_2O_5	0.05	0.04	0.05	0.06
SO_3	0.08	0.07	0.10	0.67
LOI	5.68	4.56	4.82	1.33
SUM	100.23	99.21	99.23	99.02
Sc	0.35	0.54	0.72	0.81
V	100	140	168	116
Cr	5.8	6.6	13.2	22
Rb	453	113	135	588
Sr	719	394.8	2656.6	2030.1
Y	16.4	14.7	22	50
Zr	209	433	560	465
Nb	136	83	103	112
Mo	1.10	0.97	0.66	4.3
Cs	1.42	0.30	0.60	5.8
Ba	1977.1	14992.0	16103.4	5508.4
La	39	57	54	46
Ce	68	65	61	81
Pr	7.1	4.9	4.3	7.1
Nd	19.3	12.1	12.4	22
Sm	2.6	1.31	2.1	3.8
Eu	0.79	0.65	0.89	1.31
Gd	2.7	1.55	1.98	4.1
Tb	0.36	0.22	0.33	0.80
Dy	2.3	1.32	2.2	5.9
Ho	0.51	0.30	0.45	1.38
Er	1.45	0.92	1.57	4.8
Tm	0.20	0.20	0.28	0.76
Yb	1.02	1.22	1.97	4.7
Lu	0.12	0.21	0.30	0.64
Hf	3.1	5.4	6.8	6.8
Ta	4.6	1.03	1.23	2.6
Pb	4.4	9.7	9.0	10.7
Th	1.84	2.1	2.3	6.5
U	0.93	2.6	2.7	3.2

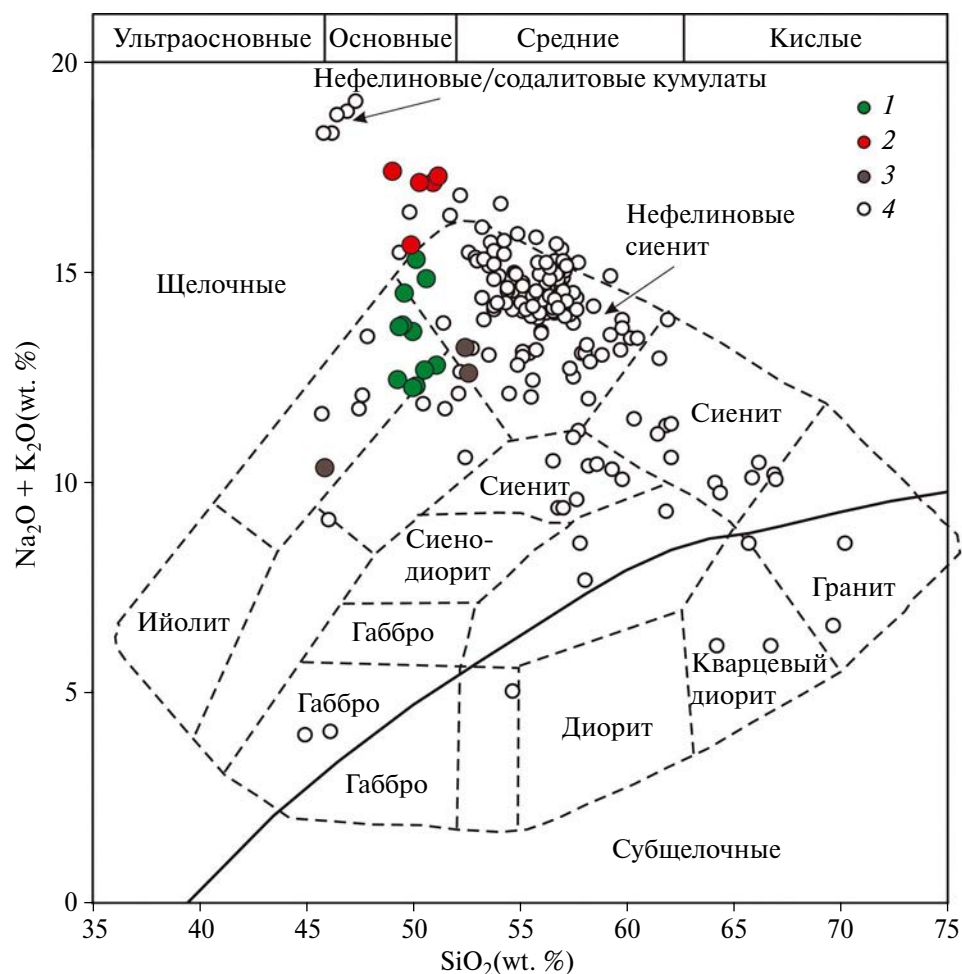


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ для пород массива Богдо (1 – ЛНС; 2 – ВКНС; 3 – ПЛКС) и 4 – Nechalacho Layered Suite, по [7].

Бог-18, наблюдается кондиционное плато (рис. 3, табл. 3). Для названных двух минералов выделяется промежуточное плато из двух ступеней, характеризующееся 78.7 и 93.2% долей выделенного ^{39}Ar соответственно. Сводка полученных датировок собрана на термохронологической диаграмме (рис. 4), где по оси ординат приведена температура закрытия соответствующей изотопной системы, рассчитанная на основе определенных в лабораторных экспериментах кинетических параметров [8]. Для нефелина данных об устойчивости K/Ar -изотопной системы в литературе не обнаружено, поэтому, исходя из имеющихся представлений о ее поведении в природных условиях, принято значение температуры закрытия, сопоставимое с полевым шпатом.

Датировки, соответствующие изотопным системам, минералам с различной степенью устойчивости формируют на диаграмме (рис. 4) три отчетливо разделяющихся возрастных кластера. По биотиту из образца псевдолейцитового сиенита Бог-1,

а также из образца высококалийного нефелинового сиенита Бог-18 получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки, согласующиеся с полученным ранее U/Pb -методом (SHRIMP-II) возрастом по титаниту [4], но при этом несколько сдвинутые в меньшую сторону. Минимальная “омоложенность” изотопной системы биотитов свидетельствует о малой интегральной интенсивности поздних наложенных воздействий. Согласованность столь различающихся устойчивостью изотопной системы датировок является дополнительным критерием достоверности и подтверждением ранее сделанного вывода о возрасте формирования щелочных магматических пород массива Богдо, равном 394 ± 3 млн лет [4]. Возраст этого этапа согласуется с возрастом девонского этапа формирования магматических пород массива Томтор (рис. 4) [3].

Следующий возрастной кластер формируется тремя $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировками по нефелину и КПШ из трех образцов – ВКНС (образец Бог-18) и ЛС

Таблица 2. Химический состав (мас. %) биотита (Би), нефелина (Неф), калиевого полевого шпата (КПШ) и содалита (Сод) в породах массива Богдо, для которых определен возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом

№ обр.; минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	V ₂ O ₃	SrO	Cl	Сумма
Бог-1; Би	30.1	0.95	23.5	31.7	0.67	0.80			9.38					97.1
Бог-1; Би	31.8	2.79	21.6	30.1	0.43	1.66			9.41					97.8
Бог-1; Би	30.6	0.68	21.8	30.6	2.03	1.86			9.18		0.26			97.0
Бог-18; Би	33.5	0.68	9.3	30.9	9.15	1.92		0.59	8.46		0.35			94.8
Бог-18; Би	35.1	1.90	10.4	28.0	3.55	6.83	0.69		8.36					94.9
Бог-6; Неф	47.8		34.6	1.14		0.35	0.54	14.8	0.76					100.0
Бог-6; Неф	48.9		32.1	0.69		1.25	1.63	14.9	0.60					100.0
Бог-14; Неф	42.0		34.3	0.93			0.24	15.8	7.46					100.7
Бог-14; Неф	51.7		30.1				0.51	17.8	0.10					100.1
Бог-18; Неф	41.9		33.8	0.96				16.2	7.53					100.4
Бог-18; Неф	41.3		33.6	0.95				16.2	7.61					99.7
Бог-18; Неф	42.0		33.8	1.22				16.0	7.48					100.4
Бог-1; КПШ	65.1		18.4	0.27					16.6					100.4
Бог-1; КПШ	62.9		19.0	0.23					15.5	2.30				99.9
Бог-1; КПШ	60.1		19.8	0.39				0.50	13.4	6.07				100.2
Бог-6; КПШ	64.7		18.8	0.44				0.55	15.6	1.05				101.0
Бог-6; КПШ	59.8		19.5	0.41				0.61	13.2	5.76				99.2
Бог-14; КПШ	63.5		18.5	0.41				0.80	14.8	1.50				99.5
Бог-14; КПШ	60.7		19.9	0.35				0.62	13.3	6.13		0.64		101.6
Бог-18; КПШ	64.3		18.6					0.26	16.4					99.5
Бог-18; КПШ	62.0		18.7						14.9	3.81				99.4
Бог-18; КПШ	57.1		20.0	0.32				0.23	12.6	8.34				98.5
Бог-18; Сод	37.0		30.9					25.21					7.35	100.5
Бог-18; Сод	36.8		31.1	0.21				25.03					7.37	99.7

Примечание: название пород см. табл. 1; № обр. – номер образца; отсутствие значений – не обнаружено.

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из пород щелочного массива Богдо

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	$^{40}\text{Ar}(\text{СТР})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar} (\%)$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Бог-1 биотит, навеска 12.26 мг, $J = 0.004464 \pm 0.000052^*$; возраст плато (600–900 $^\circ\text{C}$) = 392.0 $\pm$ 4.1 млн лет, включает 78.7% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 391.4 $\pm$ 4.2 млн лет													
500	10	7.6^*e^{-9}	139.85	6.09	0.0081	0.0042	0.145	0.4055	0.0297	0.521	0.5	154.4	52.5
600	10	11.8^*e^{-9}	75.17	0.66	0.0308	0.0188	0.147	0.0675	0.0122	0.529	1.8	397.6	23.8
750	10	241.7^*e^{-9}	57.12	0.12	0.0158	0.0018	0.010	0.0099	0.0005	0.035	38.3	390.9	4.3
800	10	89.7^*e^{-9}	59.53	0.10	0.0120	0.0039	0.025	0.0224	0.0030	0.090	51.3	382.5	7.0
900	10	75.9^*e^{-9}	63.19	0.14	0.0241	0.0045	0.032	0.0364	0.0002	0.117	61.7	379.5	4.1
1015	10	102.6^*e^{-9}	60.03	0.10	0.0110	0.0027	0.001	0.0141	0.0014	0.003	76.4	401.7	5.0
1100	10	41.1^*e^{-9}	61.17	0.21	0.0151	0.0015	0.000	0.0190	0.0026	0.001	82.2	399.8	6.6
1175	10	122.3^*e^{-9}	59.32	0.11	0.0188	0.0013	0.002	0.0126	0.0002	0.005	100.0	400.0	4.2
Образец Бог-1, калиевый полевой шпат, навеска 3.96 мг, $J = 0.004469 \pm 0.000052^*$; возраст плато (800–1130 $^\circ\text{C}$) = 334.0 $\pm$ 3.8 млн лет, включает 78.7% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 309.5 $\pm$ 3.7 млн лет													
500	10	18.6^*e^{-9}	33.2	0.092	0.027	0.00191	—	0.0400	0.00508	—	10.3	164.8	11.2
600	10	24.2^*e^{-9}	40.6	0.136	0.038	0.00281	—	0.0184	0.00217	—	21.3	263.2	5.4
800	10	79.6^*e^{-9}	51.7	0.059	0.024	0.00090	—	0.0182	0.00167	—	49.6	339.1	4.9
1130	10	129.8^*e^{-9}	47.3	0.011	0.019	0.00029	—	0.0075	0.00065	—	100.0	331.1	3.8
Образец Бог-6, нефелин, навеска 13.79 мг, $J = 0.004479 \pm 0.000053^*$; возраст плато (700–1050 $^\circ\text{C}$) = 361.2 $\pm$ 4.4 млн лет, включает 80.7% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 353.3 $\pm$ 3.8 млн лет													
500	10	44.3^*e^{-9}	55.6	0.147	0.052	0.00181	—	0.0895	0.00232	—	3.7	221.4	5.5
600	10	57.5^*e^{-9}	56.2	0.097	0.030	0.00166	—	0.0440	0.00275	—	8.5	318.8	6.5
700	10	156.8^*e^{-9}	56.9	0.041	0.026	0.00055	—	0.0259	0.00062	—	21.3	359.7	4.1
800	10	192.2^*e^{-9}	55.0	0.032	0.020	0.00046	—	0.0145	0.00084	—	37.6	369.2	4.3
900	10	311.8^*e^{-9}	52.8	0.021	0.017	0.00030	—	0.0087	0.00031	—	65.1	365.9	4.0
950	10	112.3^*e^{-9}	50.5	0.047	0.028	0.00109	—	0.0096	0.00176	—	75.5	349.3	5.1
1000	10	83.6^*e^{-9}	51.2	0.049	0.021	0.00084	—	0.0092	0.00075	—	83.1	354.6	4.1
1050	10	66.6^*e^{-9}	50.3	0.071	0.031	0.00116	—	0.0055	0.00132	—	89.2	355.5	4.6
1130	10	122.3^*e^{-9}	52.9	0.022	0.023	0.00052	—	0.0173	0.00054	—	100.0	350.0	3.9
Образец Бог-6, калиевый полевой шпат, навеска 3.5 мг, $J = 0.004459 \pm 0.000052^*$; возраст плато (700–1050 $^\circ\text{C}$) = 363.5 $\pm$ 4.0 млн лет, включает 86.5% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 351.7 $\pm$ 3.8 млн лет													
500	10	95.6^*e^{-9}	44.2	0.021	0.027	0.00061	—	0.0193	0.00104	—	13.5	285.6	3.7
700	10	174.1^*e^{-9}	53.6	0.011	0.022	0.00044	—	0.0082	0.00049	—	33.8	370.8	4.0
900	10	210.5^*e^{-9}	52.1	0.026	0.018	0.00028	—	0.0060	0.00055	—	59.0	365.5	4.0
1130	10	324.7^*e^{-9}	49.3	0.015	0.017	0.00015	—	0.0019	0.00035	—	100.0	355.1	3.8

*J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока

Продолжение табл. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из пород щелочного массива Богдо

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	$^{40}\text{Ar}(\text{СТР})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar} (\%)$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Бог-14 нефелин, навеска 14.96 мг, $J = 0.004487 \pm 0.000053^*$; возраст плато ($850-1130^\circ\text{C}$) = 361.0 ± 4.6 млн лет, включает 80.6% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 358.2 ± 3.9 млн лет														
500	10	$70.4 \cdot 10^{-9}$	83.67	0.16	0.0594	0.0023	24.05	4.06	0.1231	0.0029	86.6	5.6	347.2	6.9
700	10	$119.3 \cdot 10^{-9}$	57.99	0.04	0.0286	0.0004	8.29	1.22	0.0363	0.0008	29.9	19.4	347.0	4.1
850	10	$160.7 \cdot 10^{-9}$	57.23	0.03	0.0255	0.0002	7.36	0.37	0.0274	0.0008	26.5	38.3	359.5	4.1
950	10	$204.0 \cdot 10^{-9}$	53.09	0.03	0.0212	0.0003	4.27	0.42	0.0108	0.0005	15.4	64.0	364.4	4.0
1130	10	$283.3 \cdot 10^{-9}$	52.77	0.03	0.0213	0.0003	4.18	0.42	0.0125	0.0005	15.0	100.0	359.2	4.0
Образец Бог-14, калиевый полевой шпат, навеска 7.09 мг, $J = 0.004497 \pm 0.000052^*$; возраст плато ($800-1175^\circ\text{C}$) = 334.0 ± 3.8 млн лет, включает 80.6% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 352.7 ± 4.3 млн лет														
550	10	$17.5 \cdot 10^{-9}$	68.62	0.57	0.0025	0.0058	0.009	0.021	0.0635	0.0071	0.032	6.4	364.9	14.7
700	10	$21.4 \cdot 10^{-9}$	65.33	0.25	0.0261	0.0040	0.126	0.018	0.0649	0.0076	0.453	14.5	340.3	15.5
800	10	$45.2 \cdot 10^{-9}$	63.12	0.14	0.0141	0.0063	0.032	0.024	0.0514	0.0026	0.117	32.3	352.2	6.3
900	10	$41.3 \cdot 10^{-9}$	59.08	0.17	0.0145	0.0019	0.043	0.012	0.0399	0.0019	0.155	49.7	347.9	5.4
1000	10	$34.3 \cdot 10^{-9}$	56.03	0.11	0.0128	0.0008	0.023	0.009	0.0245	0.0023	0.083	64.9	357.9	5.9
1100	10	$32.7 \cdot 10^{-9}$	56.90	0.25	0.0320	0.0013	0.008	0.012	0.0317	0.0019	0.030	79.2	349.5	5.5
1175	10	$46.2 \cdot 10^{-9}$	55.19	0.16	0.0205	0.0023	0.010	0.010	0.0224	0.0017	0.035	100.0	356.5	5.2
Образец Бог-18, нефелин, навеска 3.02 мг, $J = 0.004491 \pm 0.000053^*$; возраст плато ($700-1130^\circ\text{C}$) = 363.7 ± 4.1 млн лет, включает 93.2% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 353.3 ± 3.8 млн лет														
500	10	$7.0 \cdot 10^{-9}$	27.6	0.200	0.069	0.00573	—	—	0.0640	0.00383	—	6.8	68.8	8.8
700	10	$62.7 \cdot 10^{-9}$	52.4	0.058	0.018	0.00147	—	—	0.0103	0.00161	—	38.8	361.2	5.0
1130	10	$125.2 \cdot 10^{-9}$	54.9	0.032	0.027	0.00061	—	—	0.0165	0.00069	—	100.0	365.4	4.1
Образец Бог-18, биотит, навеска 28.79 мг, $J = 0.004500 \pm 0.000052^*$; возраст плато ($750-1130^\circ\text{C}$) = 388.2 ± 4.7 млн лет, включает 86.5% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 383.0 ± 4.1 млн лет														
500	10	$9.4 \cdot 10^{-9}$	18.91	1.05	0.0393	0.0038	0.171	0.021	0.0613	0.0105	0.614	1.7	6.6	26.2
650	10	$33.9 \cdot 10^{-9}$	62.48	0.27	0.0036	0.0052	0.060	0.034	0.0410	0.0033	0.217	3.5	368.6	7.7
750	10	$343.3 \cdot 10^{-9}$	55.32	0.06	0.0129	0.0009	0.008	0.006	0.0028	0.0008	0.028	24.6	395.7	4.4
810	10	$455.4 \cdot 10^{-9}$	54.53	0.08	0.0142	0.0014	0.008	0.004	0.0022	0.0007	0.030	52.9	391.7	4.3
860	10	$116.5 \cdot 10^{-9}$	55.20	0.03	0.0107	0.0002	0.021	0.016	0.0057	0.0010	0.077	60.1	389.3	4.5
950	10	$259.9 \cdot 10^{-9}$	54.94	0.10	0.0157	0.0017	0.009	0.005	0.0073	0.0007	0.031	76.1	384.4	4.3
1030	10	$173.0 \cdot 10^{-9}$	55.34	0.06	0.0197	0.0014	0.024	0.014	0.0088	0.0011	0.088	86.7	384.2	4.5
1130	10	$217.5 \cdot 10^{-9}$	55.45	0.06	0.0153	0.0006	0.009	0.006	0.0094	0.0009	0.033	100.0	383.8	4.4

*J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Окончание табл. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из пород щелочного массива Богдо

$T, ^\circ\text{C}$	t , мин	$^{40}\text{Ar}(\text{СТР})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma ^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Бог-18, калиевый полевой шпат, навеска 4.84 мг, $J = 0.004483 \pm 0.000053^*$; возраст плато ($750-1130\text{ }^\circ\text{C}$) = 369.3 ± 4.4 млн лет, включает 93.2% выделенного ^{39}Ar ; интегральный возраст = 369.0 ± 4.0 млн лет														
500	10	$46.2 \cdot 10^{-9}$	55.1	0.086	0.057	0.00158	—	—	0.0399	0.00232	—	2.4	320.3	5.8
600	10	$133.2 \cdot 10^{-9}$	51.5	0.028	0.021	0.00063	—	—	0.0063	0.00079	—	9.7	362.3	4.2
700	10	$445.3 \cdot 10^{-9}$	52.0	0.018	0.017	0.00013	—	—	0.0038	0.00034	—	34.1	370.6	4.0
800	10	$351.9 \cdot 10^{-9}$	52.2	0.017	0.018	0.00008	—	—	0.0049	0.00036	—	53.3	369.5	4.0
900	10	$252.8 \cdot 10^{-9}$	51.8	0.015	0.019	0.00026	—	—	0.0019	0.00054	—	67.2	372.7	4.1
1000	10	$268.9 \cdot 10^{-9}$	51.6	0.013	0.019	0.00019	—	—	0.0036	0.00056	—	82.0	368.3	4.1
1130	10	$325.8 \cdot 10^{-9}$	51.3	0.011	0.018	0.00018	—	—	0.0009	0.00036	—	100.0	372.0	4.0

*J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

(образцы Бог-6, Бог-14). С полученными по нефелину значениями возраста согласуются датировки по трем КПШ из этих же трех образцов.

Согласованность 6 перечисленных датировок из разных пород свидетельствует в пользу достоверно зафиксированного этапа в истории формирования массива Богдо с возрастом 362 ± 4 млн лет (среднее взвешенное для 6 датировок). По всей видимости, данный этап, учитывая характер исследованных минеральных парагенезисов, соответствует метасоматической проработке магматических пород массива. Сохранность изотопной системы биотита свидетельствует в пользу кратковременности наложенного воздействия. Возраст этого этапа согласуется с возрастом кимберлит-карбонатитового магматизма Сибирской платформы и формирования алмазоносных трубок [9]. Для КПШ из образца псевдолейцитового сиенита Бог-1 (рис. 3, 4) получена $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировка, значительно меньшая по сравнению с U/Pb-датировкой по титаниту, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировкой по биотиту из этого же образца, а также — по сравнению с датировками по всем изученным образцам.

Учитывая сохранность изотопной системы биотита из этого же образца, а также — калиевых шпатов из образцов Бог-18, Бог-6, Бог-14, наложенное позднее гидротермально-термическое воздействие должно было характеризоваться невысокой интенсивностью. Достоверность фиксации этого события подтверждается и результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования КПШ из ультракалиевых пород массива Томтор (рис. 3) [10].

Таким образом, изотопными данными фиксируется сложная, как минимум, трехэтапная история становления пород массива Богдо. Девонский период формирования массивов Томтор и Богдо связывается с воздействием Вилуйского плюма на восточный край Сибирского кратона. Этап 369–360 млн лет, установленный U/Pb-методом по цирконам и рутилам (трубки Мир и Интернациональная) [11, 12], характерен для кимберлитового магматизма Сибирской платформы. Важно отметить, что близкий возрастной интервал 380–360 млн лет [13] фиксируется для пород Кольской щелочной провинции, с выделением главных магматических и постмагматических этапов формирования щелочных комплексов: 388 ± 6 ; 388–371; 371–362; 367–366; 363–362; 347 ± 8 млн лет [14, 15]. Минеральный состав высококалиевых нефелиновых сиенитов массива Богдо во многом сопоставляется с уникальной минералогией аналогичных пород Хибинского массива [16, 17]. В частности, в щелочных породах массива Богдо встречаются: вадейт — $\text{K}_2\text{Zr}(\text{Si}_3\text{O}_9)$, катаплеит — $\text{Na}_2\text{Zr}(\text{Si}_3\text{O}_9) \cdot \text{H}_2\text{O}$,

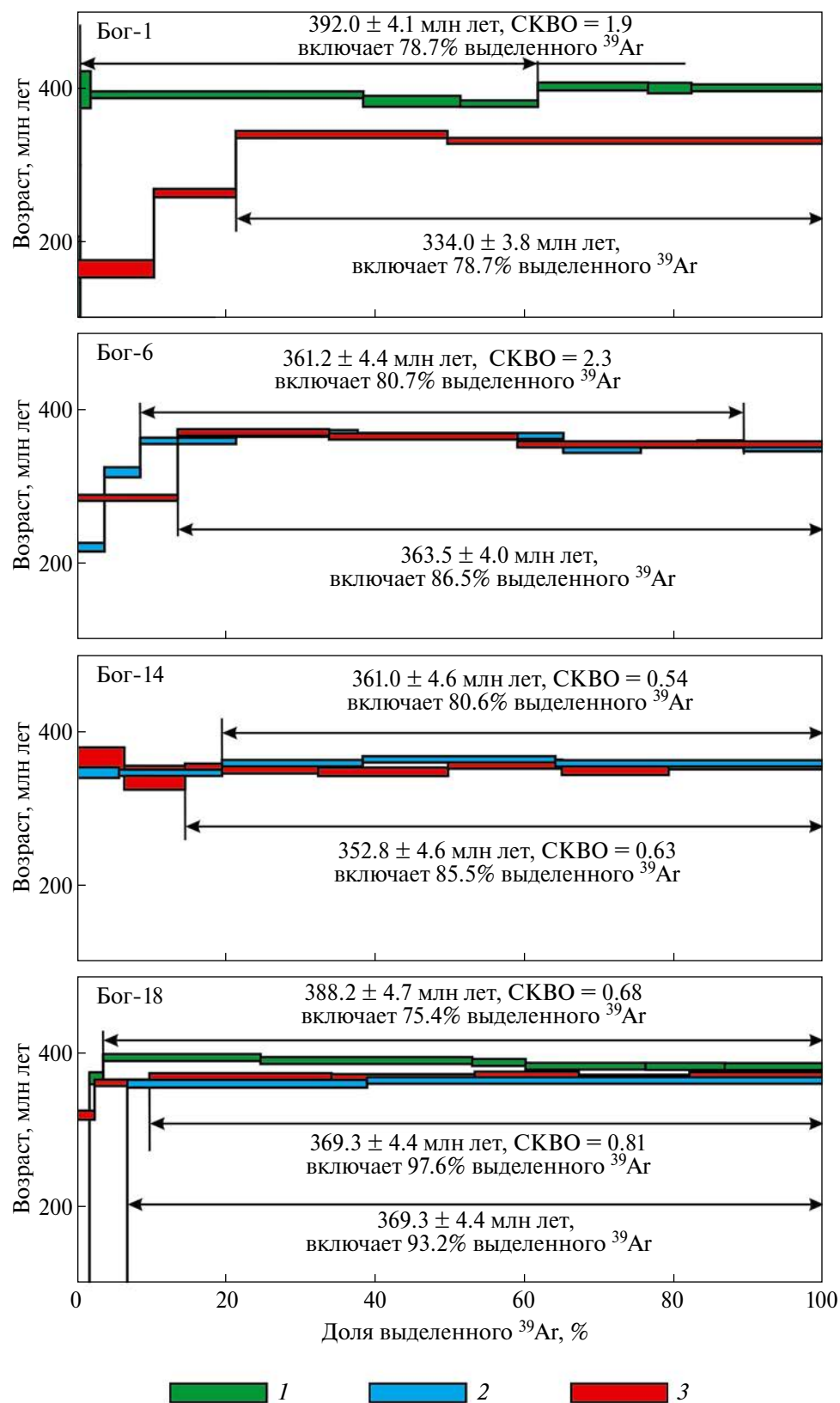


Рис. 3. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры для минералов из щелочных пород массива Богдо. Цветом показаны минеральные фракции: 1 – биотита, 2 – нефелина, 3 – КПШ. Бог-1, Бог-6, Бог-14, Бог-18 – см. табл. 1.

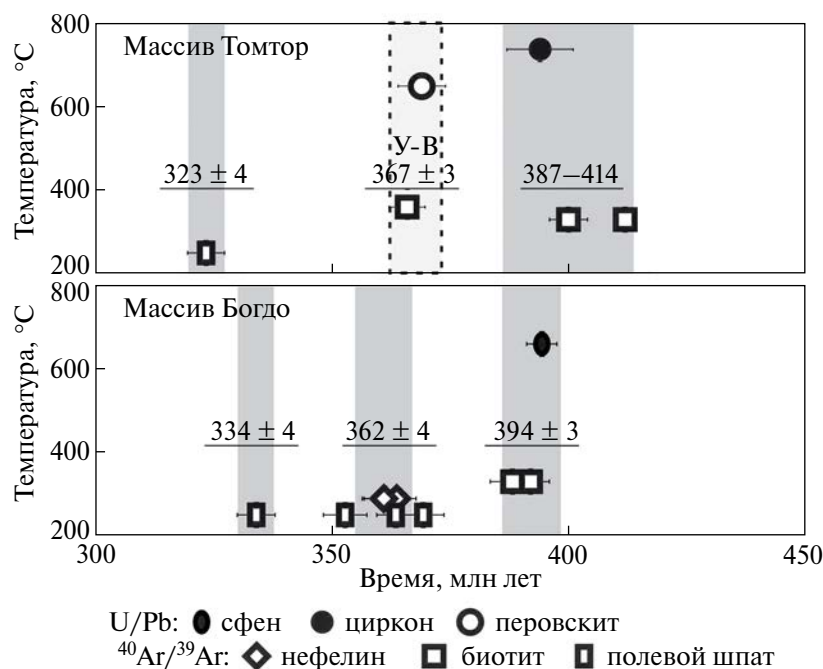


Рис. 4. Сводная термохронологическая диаграмма (палеозойский этап) для минералов из пород массива Томтор [3, 4] и кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (У-В со светлым фоном) [9] (сверху); для щелочных пород массива Богдо (снизу). U/Pb-датировка титанита дана по [4].

велерит — $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Nb}, \text{Zr})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O}, \text{F})_4$, анкилит — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Ca}, \text{Sr})\text{CO}_3(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})$, La-кордилит (Cordylite-(La)) — $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Ba}(\text{La}, \text{Ce}, \text{Sr})(\text{CO}_3)_2\text{F}$, (Nb, Zr)-рутил, (Sr, Ce, La)-фторапатит, (Zr, Nb) -титанит, бастнезит, синхизит, монацит, пироксены, ильменит, марганецильменит и железистый пироксенит, меланит, флюорит, скаполит и другие. В распределении главных и примесных элементов в составе минералов, встречающихся в различных

типах пород массива Богдо, прослеживается неоднородность, которая может быть объяснена стадийностью минералообразования.

Кроме минералогических признаков полистадийности установлены вариации степени тетрадного эффекта редкоземельных элементов [18] в щелочных породах массива Богдо (рис. 5), которые свидетельствуют о проявлении автотасоматических и гидротермальных процессов,

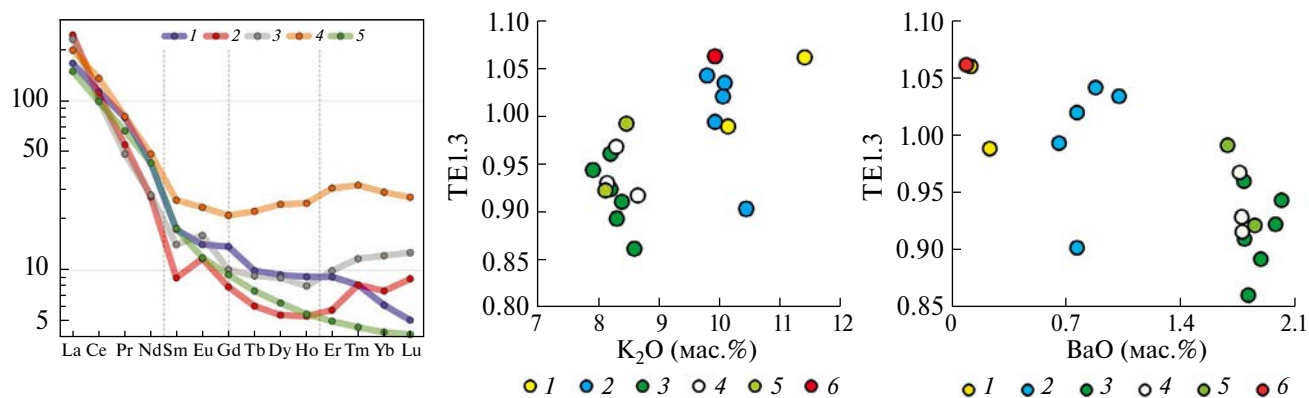


Рис. 5. Диаграммы, демонстрирующие зависимости вариаций степени тетрадного эффекта: REE, нормированные по хондриту C1 [19] (1 – Бог-1; 2 – Бог-6; 3 – Бог-14; 4 – Бог-18; 5 – ВКНС (среднее по обр. 455/890 и 818/637) Хибинского массива, по [20]); TE3 – Gd-Ho) и La_n/Nd_n ; K_2O (мас. %); BaO (мас. %) для пород массива Богдо. 1 – псевдолейцитовые сиениты; 2 – ВКНС; 3–6 – ЛС; 6 – ПЛКС.

а также о взаимодействии с более поздними процессами карбонатизации. В целом полученные данные доказывают полихронность формирования щелочного массива Богдо. Порода, сформированные в наиболее поздние стадии, сопоставляются со временем возникновения наиболее продуктивных на редкие и редкоземельные элементы образований Томторского месторождения. Эти данные позволяют прогнозировать наличие подобных руд и на массиве Богдо.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-63-10017). Определение: U-Pb-возраста титанитов методом SHRIMP-II проведено при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-18-70109_Арктика); возраста минералов кимберлитов и Томторского массива при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (гос. задание ИГМ СО РАН № 122041400193-7, 122041400171-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // ЗВМИ. 1964. Ч. ХСIII. Вып. 6. С. 682–693.
2. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тян О.А. Геохронология и изотопная геология Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.
3. Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследований // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.
4. Dobretsov N.L., Zhmodik S.M., Lazareva E.V., Tolstov A.V., Belyanin D.K., Surkov O.N., Dobretsov N.N., Rodionov N.V., Sergeev S.A. U–Pb Age of Sphene and the Petrochemical, Mineralogical, and Geochemical Features of Alkaline Rocks of the Bogdo Complex (Arctic Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 489. Part 1. P. 1352–1357.
5. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
6. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.6 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 4. 2008. 76 p.
7. Moller W., Williams-Jones A.E. Petrogenesis of the Nechalacho Layered Suite, Canada: Magmatic Evolution of a REE–Nb-rich Nepheline Syenite Intrusion // Journal of Petrology. 2016. V. 57. No 2. P. 229–276.
8. Hodges K.V. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // In: Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
9. Юдин Д. С., Томиленко А. А., Травин А. В., Агашев А. М., Похиленко Н. П., Оришаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данные // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 91–93.
10. Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мякая И.Н., Толстов А.В., Карманов Н.С. Ультракалиевая порода Томторского комплекса щелочных пород и карбонатитов (Арктическая Сибирь) // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 23–27.
11. Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. № 1–2. P. 111–126.
12. Резвухин Д.И. Гранаты с минеральными включениями оксидов и сульфидов из кимберлитовой трубки Интернациональная: минералогия, геохимия и связь с процессами мантийного метасоматоза в литосферной мантии Мирнинского поля, Сибирский кратон. Дисс.к.г.-м.н. Новосибирск: ИГМ СО РАН. 2016. 173 с.
13. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.
14. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольского полуострова: U-Pb-, Rb-Sr-, Ar-Ar-данные // ДАН. 2007. Т. 417. № 5. С. 666–670.
15. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
16. Bulakh A.G., Le Bas M.J., Wall F., Zaitsev A.N. Ancyllite-bearing carbonatites of the Sebyavrt massif, Kola peninsula, Russia // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 1998. 171–192.

17. Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса речкоритов: Хибинский массив. Дисс.к.г.-м.н. 2002. М.: ИГЕМ. 187 с.
18. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1999. V. 63. No. 3. P. 489–508.
19. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995.V. 120. P. 223–253.
20. Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero L.V. Kola alkaline province in the Paleozoic evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. V. 3. No 1. P. 1–32.

PALEOZOIC STAGE FORMATION OF THE ALKALINE ROCKS MASSIF BOGDO, ARCTIC SIBERIA (BY $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DATING)

S. M. Zhmodik^{a, #}, A. V. Travin^a, E. V. Lazareva^a, D. S. Yudin^a, D. K. Belyanin^a,
A. V. Tolstov^a, N. N. Dobretsov^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*

The age of potassium-bearing minerals from high-K nepheline syenites, libeneritized and carbonatized nepheline syenites, as well as pseudoleucite syenites of the Bogdo alkaline massif (Arctic Siberia) was determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. As a result of generalization and analysis of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating data, on the summary thermochronological diagram for minerals from the rocks of the Tomtor massif, the Udachnaya-Vostochnaya kimberlite pipe, and alkaline rocks of the Bogdo massif, the polychronicity of the formation of alkaline complexes of the Tomtor type at the Paleozoic stage was revealed. Based on isotopic data, a complex, three-stage history of the formation of the rocks of the Bogdo massif is reconstructed, with the manifestation of the Late Devonian-Early Carboniferous stage – the most productive for rare-metal-rare-earth mineralization. The Devonian period of the formation of the Tomtor and Bogdo massifs is associated with the impact of the Vilyui plume on the eastern edge of the Siberian craton. A close age interval is fixed during the formation of the rocks of the Kola alkaline province.

Keywords: rocks and minerals of the Bogdo alkaline massif, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, thermochronology

УДК 550.384+551.793

ЭКСКУРС ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ БЛЕЙК В РАЗРЕЗЕ МИКУЛИНСКИХ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЁВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2024 г. В. И. Дуданова^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2,*}, М. В. Ручкин^{3,4}, М. В. Шитов⁴

Представлено академиком РАН Л. Н. Когарко 27.06.2023 г.

Поступило 05.07.2023 г.

После доработки 03.10.2023 г.

Принято к публикации 16.10.2023 г.

Представлены первые результаты детального петро- и палеомагнитного изучения мгинских (земских) морских межледниковых отложений микулинского горизонта (первая ступень верхнего неоплейстоцена) в разрезе “Эталон” (бывший “Завод им. Свердлова”, Ленинградская область). По заниженным значениям наклонения характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в верхней части мгинской толщи выявлен экскурс геомагнитного поля Блейк; его возраст — 117 ± 7 тыс. лет — установлен методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и хорошо сопоставляется с оценками, полученными по другим объектам. Минералом-носителем ChRM в морских межледниковых отложениях является грейгит, сингенетическое образование которого происходило в процессе биогенного минералообразования в результате жизнедеятельности магнитотактических бактерий.

Ключевые слова: экскурс Блейк, грейгит, микулинское межледниковье, палеомагнетизм, люминесцентное датирование, верхний неоплейстоцен, Приневская низменность

DOI: 10.31857/S2686739724020029

ВВЕДЕНИЕ

Одним из актуальных направлений в развитии современной четвертичной стратиграфии и геохронологии является установление запечатленных в горных породах кратковременных, но имеющих глобальное распространение климатических и геомагнитных событий, представляющих из себя основу наших сведений об эволюции магнитного поля Земли и палеогеографических обстановках ее относительно недавнего прошлого. Геомагнитные события планетарного масштаба, такие как инверсии и экскурсы, в рамках магнитостратиграфического изучения осадочных толщ используются в качестве

основных стратиграфических реперов и представляют собой перспективный инструмент для решения задач их высокоточного расчленения и стратиграфической корреляции. При этом успешное выполнение палеомагнитных исследований осадочных разрезов невозможно без применения комплекса методов четвертичной геохронологии, позволяющей максимально точно позиционировать геомагнитные события на шкале геологического времени, а также оценивать их продолжительность.

До настоящего времени петро- и палеомагнитное изучение осадочных разрезов квартала на территории Северо-Запада России охватывало только позднеледниковье и голоцен [1], а принципиально важная стратиграфическая граница — рубеж среднего–верхнего неоплейстоцена, а также микулинский межледниковый горизонт раньше не изучались. При этом вопросы установления возраста границ и хроностратиграфического объема микулинского (земского) межледниковья, а также продолжительности его региональных дробных подразделений, несмотря на широкое изучение разрезов микулинских отложений Русской плиты, до сих пор остаются

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

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

³Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

⁴Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

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

нерешенными [2]. В связи с этим получение непрерывной палеомагнитной записи из разрезов отложений микулинского межледниковья с высоким временным разрешением, а также выявление в ней стратиграфического положения и возраста экскурса геомагнитного поля Блейк, который приходится на начало позднего неоплейстоцена [3], является актуальной задачей в рамках детального хроностратиграфического расчленения верхнечетвертичных осадочных толщ на северо-западе Русской плиты.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Перспективным объектом для палеомагнитных и геохронологических исследований микулинских отложений в пределах Северо-Запада России может служить непрерывный и один из самых полных разрезов (~35 м) среднего–верхнего неоплейстоцена в карьере завода “Эталон”, расположенный у пос. им. Свердлова на правом берегу р. Невы, в центральной части Приневской низменности (Ленинградская область) (рис. 1). В основании разреза залегает

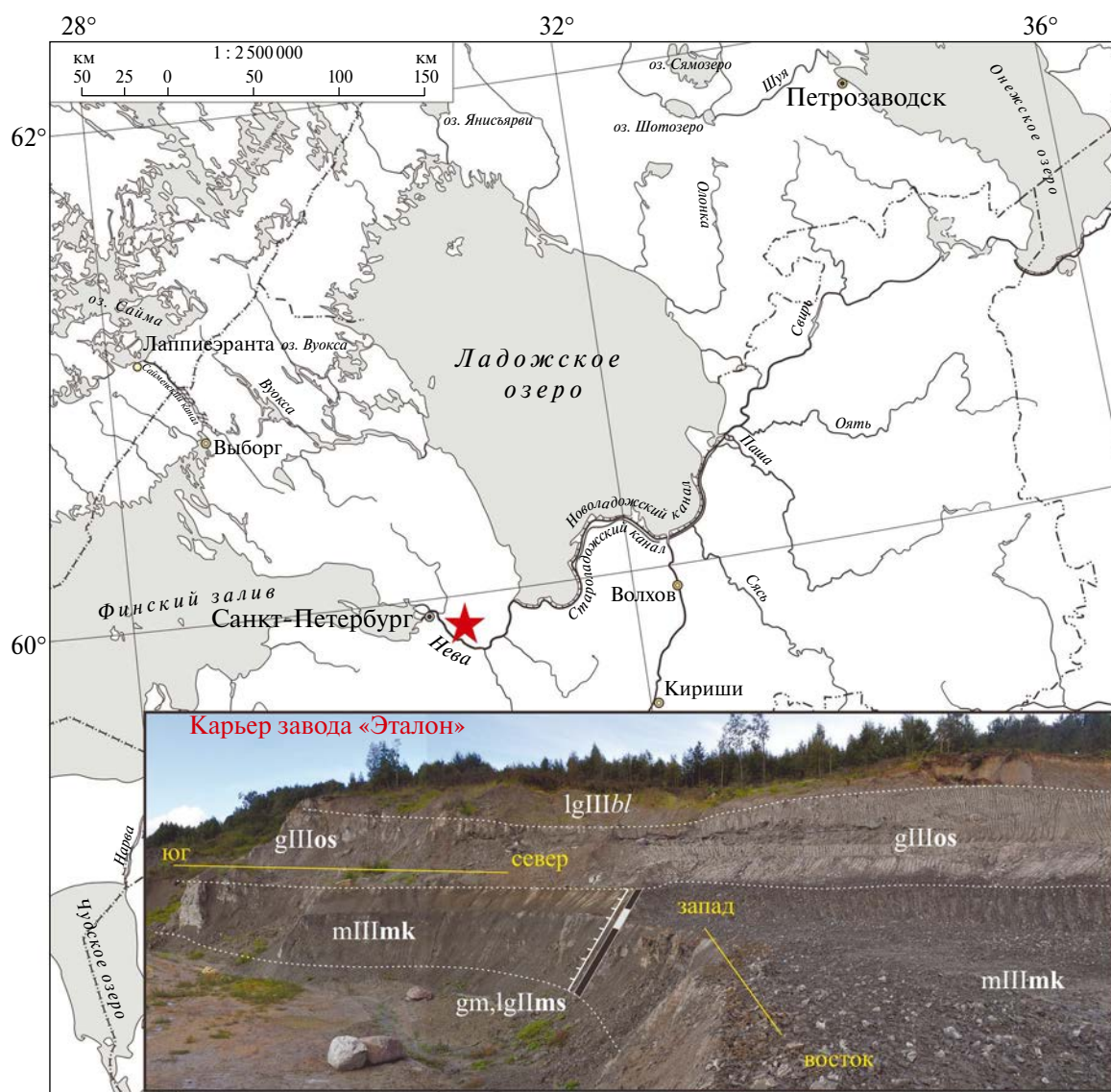


Рис. 1. Географическое положение объекта исследований (отмечено звездой) и общий вид опорного разреза в карьере завода “Эталон”. На фото показана колонка магнитной полярности для толщи микулинского мариния, полученная по результатам проведенных исследований: черный цвет – нормальная полярность, серый цвет – интервал низких наклонений, сопоставляемый с экскурсом Блейк. *Стратиграфо-генетические подразделения:* gm, lgIIms – гляциомариний, гляциолимний московский; mIIImk – мариний микулинский; gIIlos – ледниковые отложения (тилл) ошастковский; lgIIIbl – глядиолимний Балтийского ледникового озера.

московский гляциомариний и гляциолимний (gm, lgIImms) видимой мощностью до 6.0 м, который согласно перекрыт отложениями мгинской морской межледниковой толщи микулинского горизонта (mIIImk). Мгинский мариний в разрезе представлен плотными глинистыми алевритами темно-серого и черного цвета мощностью 9.5–10.0 м, часто с тонкой горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистостью, а также большим количеством рассеянного органического вещества и двумя горизонтами раковин двусторчатых моллюсков (рис. 2). Осташковский тилл (gIIlos) мощностью не более 8.0–10.0 м с резким несогласием перекрывает мгинский мариний либо же маломощную (до 1.5 м) толщу ниже–средневалдайского лимния (IIIvd_{1–2}), который линзовидно залегает на морских межледниковых отложениях и был вскрыт нами в одной из расчисток. Венчает разрез “Эталон” гляциолимний Балтийского ледникового озера (lgIPIbl), представленный ленточными глинами мощностью до 7 м.

Отбор образцов из мгинской морской толщи микулинского горизонта для их петро- и палеомагнитного изучения проводился в виде ориентированных штуфов с интервалом 2–5 см, образец для датирования отложений методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) был отобран на глубине 2.6 м (рис. 2).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все петро- и палеомагнитные измерения выполнялись в Петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и Лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН (г. Москва) согласно стандартным методикам [4, 5] на оборудовании Центра коллективного пользования [6]. Для всей коллекции из 166 образцов было выполнено ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем (AF-чистка) до 35–50 мТл с помощью приставки-демагнетайзера к криогенному магнитометру; часть образцов подверглась температурной магнитной чистке (Т-чистка) до 400°C в немагнитной печи MMTD-80 (“Magnetic Measurements”, Англия). Величина и направление остаточной намагниченности образцов измерялись на спин-магнитометре JR-6 (“AGICO”, Чехия) и криогенном (SQUID) магнитометре (2G Enterprises, США), компонентный анализ выполнялся в приложении PMTools [7]. Термомагнитные исследования образцов проводились на каппометре KLY-4S с термоприставкой CS-3

(“AGICO”, Чехия), весах Кюри конструкции Ю.К. Виноградова и вибромагнитометре PMC VSM Micromag 3900 (“LakeShore”, США).

Пробоподготовка и гамма-спектрометрические измерения для ОСЛ-датирования выполнены в лаборатории ОСЛ ФГБУ “ВСЕГЕИ” (Санкт-Петербург). Люминесцентные измерения производились в Кёльнской люминесцентной лаборатории (Кёльнский университет, Германия). Навески зерен калиевых полевых шпатов (КПШ) фракции 90–150 мкм были подготовлены для ОСЛ-датирования по стандартной методике [8]. Активности радионуклидов определялись на сверхнизкофоновом гамма-спектрометре с детектором на основе особо чистого германия Canberra BE3825 после герметизации образцов воском и выдержки в течение не менее 20 дней. Измерения ОСЛ в маленьких (1 мм) навесках зерен КПШ выполнялись на ТЛ/ОСЛ-ридере Risø с применением протокола pIRIR₂₂₅ [9]. Мощность дозы и возраст рассчитаны с использованием модифицированного калькулятора DRAC [10]. В полученный возраст введена поправка на аномальное затухание [11]; значение возраста приводится со стандартной погрешностью измерения (1σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Естественная остаточная намагниченность (NRM) всех изученных образцов состоит преимущественно из одной, реже – двух компонент: высококоэрцитивной (20–50 мТл) (высокотемпературной, 250–400°C), которая, как правило, является характеристической (ChRM), и низкокоэрцитивной (низкотемпературной) вязкой компоненты, разрушающейся в поле до 5–15 мТл либо при температурах 100–160°C (рис. 2 а). Характеристическая компонента намагниченности, по результатам петромагнитных и микроскопических исследований, связана с биогенным грейгитом, сингенетическое образование которого происходило вследствие жизнедеятельности магнитотактических бактерий. Таким образом, синхронный или же практически синхронный с образованием осадка процесс формирования минерала-носителя характеристической компоненты намагниченности является доводом в пользу ее первичности [12]. Присутствие в морских отложениях грейгита, возникшего в ходе раннедиагенетических преобразований, фиксируется в средней части разреза и выражается в резком увеличении величины k_m и NRM, что, однако, не влияет на палеомагнитную запись (рис. 2 б); его образование и сохранение в отложениях связано с недостаточным для

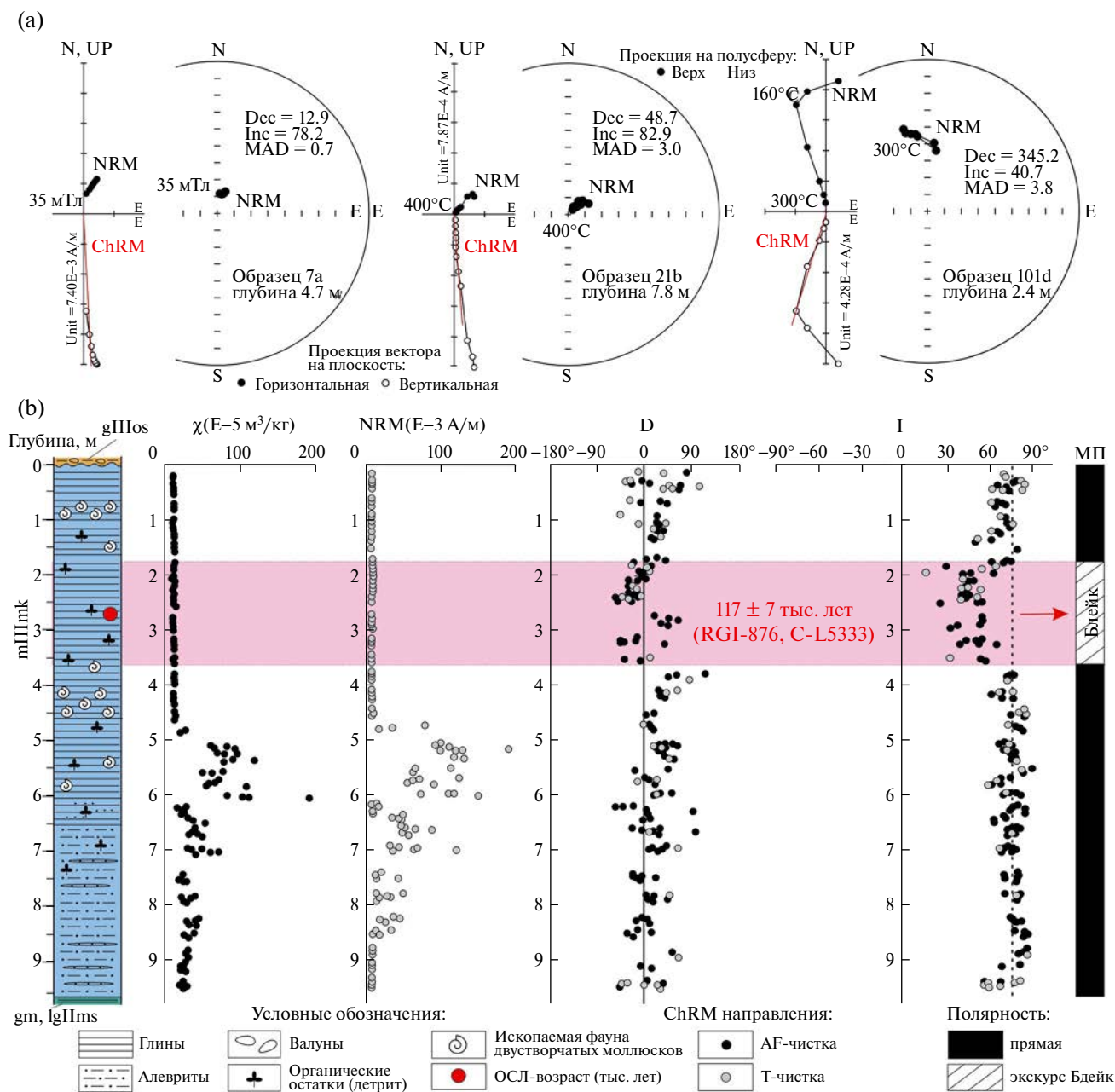


Рис. 2. Результаты магнитных чисток (а) и палеомагнетизм микулинской межледниковой толщи в разрезе “Эталон” (б): χ – магнитная восприимчивость, NRM – естественная остаточная намагниченность, D – склонение ChRM, I – наклонение ChRM, МП – магнитная полярность. Розовым цветом отмечен интервал разреза, соответствующий экскурсу Блейк; пунктиром показана величина наклонения центрального осевого диполя в районе исследования (73.5°).

завершения процесса диагенетической пиритизации количеством органического вещества [13].

По результатам компонентного анализа [14] образцы микулинского мариния несут характеристическую компоненту прямой полярности, при этом в верхней части разреза в интервале глубин 1.82–3.55 м четко выделяется зона,

характеризующаяся заниженными (от 20 до 55°) наклонениями (I). Средние значения I в данном интервале составляют 35–45°, в то время как для остальной части разреза величины наклонения варьируют преимущественно в пределах 75–85° и близки к ожидаемому наклонению центрального осевого диполя для района

исследования (73.5°), рассчитанному по модели IGRF-13 (рис. 2 б). В связи с этим заниженные более чем на $40\text{--}45^\circ$ значения I на глубине 1.82–3.55 м (36 образцов) позволяют определять аномальное поведение виртуального геомагнитного полюса (VGP) в данном интервале в качестве экскурса [15] и, учитывая хроностратиграфическое положение микулинского межледникового горизонта, соответствуют экскурсу геомагнитного поля Блейк. Возраст, оцененный для отложений на глубине 2.6 м методом ОСЛ, составил 117 ± 7 тыс. лет (RGI-876, C–L5333).

Таким образом, возраст экскурса геомагнитного поля Блейк, выделенного в разрезе “Эталон” по заниженным наклонениям ChRM в верхней части мгинской морской толщи, составляет 117 ± 7 тыс. лет и достаточно хорошо согласуется с известными временными оценками экскурса (см., например, [16, 17]). Полученные данные позволяют использовать экскурс Блейк в качестве регионального стратиграфического репера для детального хроностратиграфического расчленения отложений микулинского горизонта, а также корреляции ключевых геомагнитных и палеоклиматических событий во время последнего межледникового. Результаты исследований определяют разрез “Эталон” как весьма перспективный объект для детального изучения тонкой структуры магнитного поля Земли в начале позднего неоплейстоцена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Алексею Николаевичу Диденко за ценные замечания к рукописи статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках темы НИР ИФЗ РАН № 122040600085-6 и на оборудовании ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахмутов В.Г., Евзеров В.Я., Колька В.В. Палеомагнетизм ленточных глин: седиментогенез и запись вековых вариаций // Физика Земли. 2009. № 7. С. 25–41.
2. Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Попова С.С., Зюганова И.С., Григорьев В.А., Левченко С.Б., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Панкратова Л.А., Кузнецов В.Ю. Хроностратиграфическое положение микулинских отложений (на примере опорного разреза у д. Нижняя Боярщина, Смоленская область) // Известия РАН. Серия Географическая. 2022. Т. 86. № 3. С. 447–469.
3. Laj C., Channell J.E.T. Geomagnetic Excursions // Treatise on Geophysics. 2007. V. 5. P. 373–416. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
4. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнетология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
5. Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. University of California Press. 2010.
6. Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13 (2). 579. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
7. Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.
8. Wintle A.G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // Radiation Measurements. 1997. V. 27 (5–6). P. 769–817. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(97\)00220-5](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(97)00220-5)
9. Buylaert J.-P., Murray A.S., Thomsen K.J., Jain M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar // Radiation Measurements. 2009. V. 44 (5). P. 560–565. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.02.007>
10. Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating // Quaternary Geochronology. 2015. V. 28. P. 54–61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
11. Huntley D.J., Lamothe M. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating // Canadian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 38 (7). P. 1093–1106. <https://doi.org/10.1139/e01-013>
12. Chang L., Vasiliev I., Baak van C., Krijgsman W., Dekkers M.J., Roberts A.P., Fitz Gerald J.D., Hoesel van A., Winkhofer M. Identification and environmental interpretation of diagenetic and biogenic greigite in sediments: A lesson from the Messinian Black Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 15 (9). P. 3612–3627. <https://doi.org/10.1002/2014GC005411>
13. Большаков В.А., Долотов А.В. Магнитные свойства грейгита из отложений позднего неоплей-

- стоцена Северного Каспия // Физика Земли. 2012. № 6. С. 56–73.
14. *Kirschvink J.L.* The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophysical Journal International*. 1980. V. 62 (3), P. 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
 15. *Merrill R.T., McFadden P.L.* Geomagnetic field stability: Reversal events and excursions // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 121. P. 57–69.
 16. *Osete M.-L., Javier M.-C., Rossi C., Edwards L., Egli R., Munoz-Garcia M.B., Wang X., Pavon-Carrasco J., Heller F.* The Blake geomagnetic excursion recorded in a radiometrically dated speleothem // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 353–354, P. 173–181. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.041>
 17. *Zhu R.X., Zhou L.P., Laj C., Mazaud A., Ding Z.L.* The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21 (8). P. 697–700. <https://doi.org/10.1029/94GL00532>

THE BLAKE GEOMAGNETIC EXCURSION RECORDED IN THE MIKULINO INTERGLACIAL SEDIMENTS OF THE NEVA LOWLAND

V. I. Dudanova^{a, b}, R. V. Veselovskiy^{a, b, #}, M. V. Ruchkin^{c, d}, M. V. Sheetov^d

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

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

^c*Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russian Federation*

^d*Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russian Federation*

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

We present the first results of a detailed rock magnetic and paleomagnetic research of the Mga marine interglacial sediments of the Mikulino (Eemian) Interglacial (the Upper Pleistocene) in the Etalon section (former Sverdlov Factory, Leningrad Region). The Blake geomagnetic excursion was determined in the upper part of the Mga formation according to a shallow inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) component. Age of the Blake excursion was obtained as 117 ± 7 ka applying optically stimulated luminescence (OSL) dating. The results obtained are in good agreement with other Blake Event records. The ChRM in the Mga sediments is related to syngenetically formed biogenic greigite produced by magnetotactic bacteria.

Keywords: Blake excursion, greigite, Mikulino Interglacial, paleomagnetism, luminescence dating, Upper Pleistocene, Neva Lowland

УДК 550.384.5 (550.93)

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОЛЕРИТ-ГАББРОДОЛЕРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО МАССИВА: К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ В РЕГИОНЕ ВЕНДСКОГО ЭТАПА МАГМАТИЗМА

© 2024 г. А. М. Пасенко^{1,*}, С. В. Малышев², А. А. Пазухина^{1,2},
А. Д. Савельев^{2,3}, Г. В. Липенков³, К. Р. Чемберлен⁴

Представлено академиком РАН В. В. Ярмолюком 14.09.2023 г.

Поступило 14.09.2023 г.

После доработки 16.10.2023 г.

Принято к публикации 17.10.2023 г.

По результатам геологической съемки на территории западного склона Анабарского массива в среднем течении р. Котуй был выделен котуйский интрузивный комплекс, представленный долерит-габбродолеритовыми силлами и дайками вендского (?) возраста. Ряд пластовых тел, относимых к нему, характеризуется мощностями 30–80 м, а секущие тела часто имеют длину в первые десятки км. Площадь распространения комплекса составляет первые сотни км². В то же время геодинамические причины проявления подобного обширного интрузивного магматизма на севере Сибири в вендском периоде не ясны. Мы представляем новые геохронологические, геохимические и палеомагнитные данные, указывающие на то, что по крайней мере часть крупных пластовых интрузий, обнажающихся в среднем течении р. Котуй, следует относить к гораздо более древнему кенгединскому магматическому комплексу с возрастом около 1500 млн лет (Куонамская крупная магматическая провинция). В этом свете встает вопрос о корректности выделения на западном склоне Анабарского массива этапа интрузивного магматизма вендского возраста.

Ключевые слова: котуйский комплекс, венд, Анабарский массив, Котуй, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S2686739724020033

ВВЕДЕНИЕ

На текущий момент наши знания об эволюции Сибирской платформы в позднем докембрии – раннем палеозое носят фрагментарный характер. Известно, что в раннем неопротерозое в процессе распада суперконтинента Родиния Сибирский кратон отделился от граничащих с ним континентальных блоков и в дальнейшем располагался в тропических широтах южного полушария [1]. В течение криогения–эдиакария со стороны современной северной окраины Сибирской платформы развивался Таймырский

ороген [2]. Непосредственно на перикратонной части северной Сибири после существенного перерыва в осадконакоплении, длившегося с мезопротерозоя по эдиакарий (~1400 – ~560 млн лет), сформировался единый крупный осадочный бассейн [3], который продолжал свое развитие и в палеозое. Таким образом, после завершения формирования Таймырского орогена, последний этап которого ознаменовался гранитоидным магматизмом (~570 млн лет) [2], на северной части Сибирского кратона начала формироваться пассивная окраина.

В данном контексте выделение достаточно крупного магматического комплекса основного состава эдиакарского возраста (котуйский комплекс, ~560 млн лет) [4] на западном склоне Анабарского массива является знаковым событием, поскольку в целом достоверной информации о проявлениях вендского базитового магматизма на территории Сибирской платформы, подкрепленной U–Pb-изотопными датировками, практически нет. Из эдиакарских базитовых пород

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Российская Академия наук, Москва, Россия

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

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁴Университет Вайоминга, 1000 Е. Юниверсити-авеню, отделение 3006, Ларами, WY82071, США

*E-mail: a.m.pasenko@iperas.ru

можно отметить лишь венд-раннекембрийский бимодальный магматический комплекс, распространенный в северо-восточной части платформы и представленный дайками, небольшими базальтовыми покровами, эруптивными телами и риолитами с возрастом 546–525 млн лет [5].

Таким образом, котуйский магматический комплекс представляет собой уникальный объект для Сибирской платформы, поскольку его существование требует серьезного пересмотра наших представлений об обстановках пассивной окраины на севере платформы ~560 млн лет назад.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Котуйский магматический комплекс распространен на западном и северо-западном склоне Анабарского массива севера Сибирской платформы [4]. Породы комплекса слагают, как правило, пологосекущие пластовые тела площадью до нескольких десятков – первых сотен км² и мощностью до нескольких десятков метров, а также ограниченно-распространенные дайки север-северо-восточного простирания. Интрузивные тела прорывают, как правило, отложения рифея, и лишь единичные силлы залегают в межформационной плоскости отложений юсмастакской свиты рифея и старореченской свиты венда (рис. 1) [4]. Один из таких силлов [6], залегающий в породах юсмастакской свиты и с холодным контактом перекрытый карбонатами старореченской, был также опробован нами. Авторы геологической карты в качестве аргументации именно вендского возраста комплекса пишут о “наблюдаемых интрузивных контактах отдельных тел комплекса с отложениями старореченской свиты” [4], в то время как описанный выше холодный эрозионный контакт кровли силла с породами венда указывает, наоборот, на достарореченский возраст интрузий.

Породы, слагающие котуйский комплекс, определяются как долериты или габбро-долериты нормального щелочного ряда, обедненные щелочами и обогащенные кремнеземом [7]. Их возраст ограничен изотопными датировками, которые в основной массе получены К–Аг-методом по валу и демонстрируют возрасты 587 ± 30 , 639 ± 30 , 748 ± 35 , 805 ± 40 , 870 ± 45 , 883 ± 45 , 1007 ± 50 млн лет. Сами авторы отчета [7] утверждают, что К–Аг-датировки могут быть сильно омоложены, а наименее подверженный вторичным изменениям образец породы демонстрирует наиболее древний возраст.

В более поздних интерпретациях, однако, принимается возраст пород комплекса все же между 587 и 639 млн лет [4], что подкрепляется датировкой 556 ± 28 млн лет (Sm–Nd, изохрона Pl–Ol–Срх–WR), полученной по дайке в междуречье рек Вюрбюр и Котуйкан.

Для типовой интрузии комплекса – Оревунского силла уже после публикации геологической карты [4] было получено U–Pb-определение возраста по бадделеиту 1503 ± 2 млн лет [8]. Для схожих по составу пластовых тел р. Котуйкан известен еще ряд U–Pb-определений возраста в интервале 1490–1503 млн лет [8]. На территории Анабарского массива интрузивные тела с подобными возрастными относятся к кенгединскому комплексу [4], в международном сообществе известном как Куонамская крупная магматической провинции (КМП) [8].

В целом породы котуйского комплекса характеризуются выдержанными геохимическими и петрографическими характеристиками, однако известные для них возрастные ограничения прямо противоречат друг другу.

МЕТОДЫ

Авторами статьи во время работ на р. Котуй были отобраны образцы из 15 удаленных сайтов (обнажений) девяти силлов, относящихся к котуйскому комплексу, и четырех даек триасового возраста (рис. 1 а, б). Наиболее изученной интрузией комплекса считается Оревунский силл, обнажающийся по течению р. Котуй от р. Хатыска до р. Ортоку (рис. 1). Поскольку нельзя исключать вероятность того, что это тело может представлять собой совокупность разновозрастных интрузий без явно видимого контакта, то мы осуществляли пробоотбор в различных точках (сайтах), из которых отбирались геохимические и геохронологические пробы.

Для изученных тел в каждой точке опробования были отобраны 10–5 ориентированных образцов. Для геохимических исследований было отобрано 12 образцов. Геохронологическая проба была отобрана в районе южной оконечности Оревунского силла ($70^{\circ}8'58.80''$ с.ш., $103^{\circ}21'34.90''$ в.д.) (рис. 1 а) на расстоянии около 30 км южнее места опробования Р. Эрнста [8]. Все исследуемые породы представлены мелко- и среднекристаллическими долеритами с характерной офитовой и пойкилоофитовой структурой. Степень вторичных изменений пород оценивается как невысокая, отмечаются проявления пропилитизации.

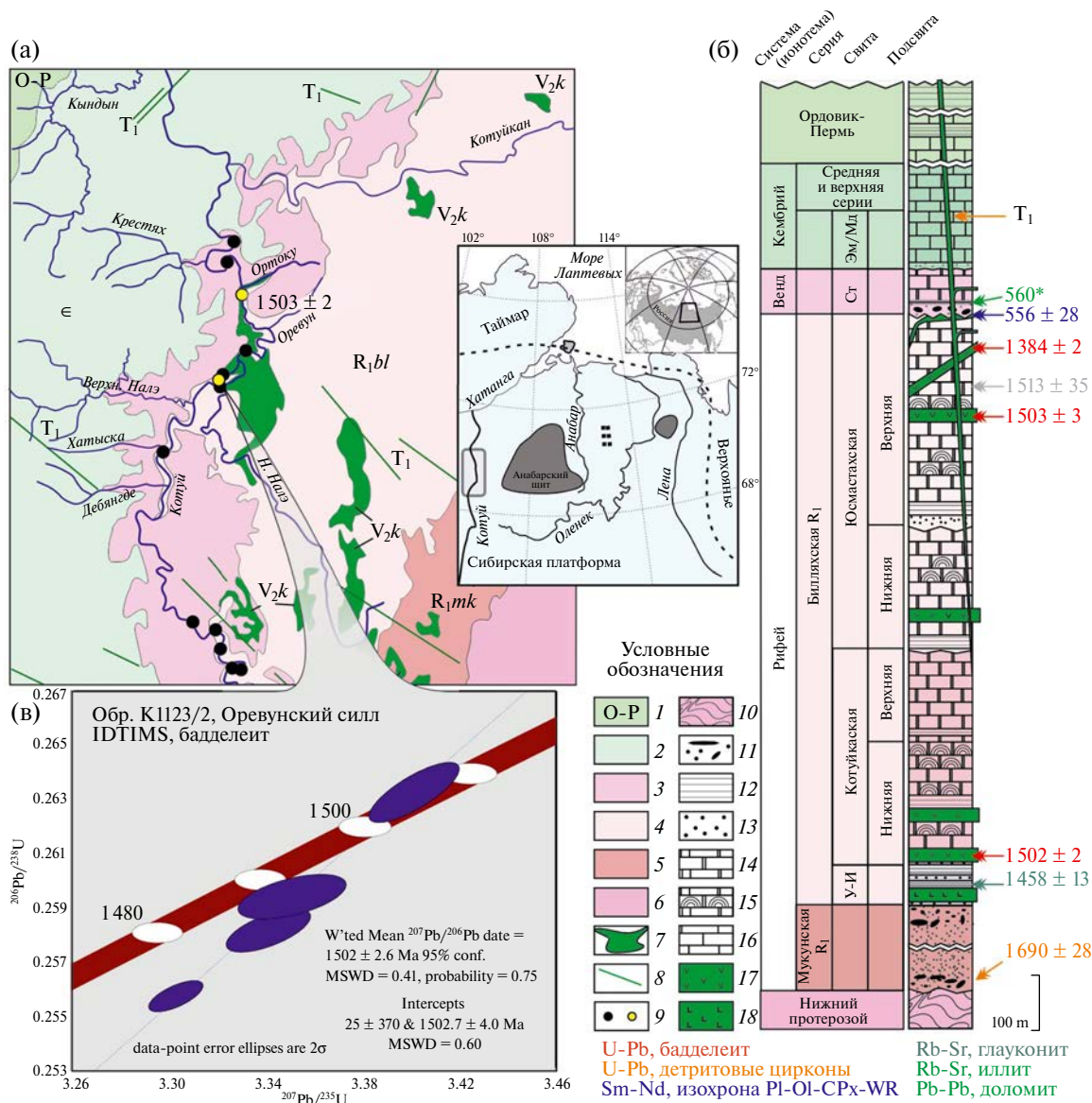


Рис. 1. Карта-схема геологического строения западного склона Анабарского массива (по [6]) (а); схематическая стратиграфическая колонка западного склона Анабарского массива (б) и конкордия для 4 IDTIMS-анализов зерен бадделеита Ореунского силла (в). 1 – ордовик-силур; 2 – кембрий; 3 – старореценская свита венды; 4 – биллянская серия; 5 – мукунская серия; 6 – образования архей-протерозойского фундамента; 7 – интрузивные тела котуйского магматического комплекса; 8 – интрузивные тела раннетриасового магматического комплекса; 9 – точки отбора палеомагнитных (черные) и геохронологических (желтые) образцов; 10 – породы фундамента; 11 – конгломаты, гравелиты; 12 – алевриты, аргиллиты; 13 – песчаники; 14 – доломиты; 15 – строматолитовые известняки, доломиты; 16 – известняки; 17 – интрузивные породы основного состава; 18 – эффузивные породы основного состава. * – обзор изотопных датировок (см. в [9]).

Палеомагнитные и геохимические исследования призваны, не прибегая к прямому датированию каждого отдельного тела, косвенно сопоставить возраст и природу отдельных интрузий котуйского комплекса. Получение новых геохронологических данных, в свою очередь, будет способствовать уточнению возраста пород комплекса.

Палеомагнитные исследования проводились в Лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН и ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН.

Измерение концентраций петрогенных оксидов производилось методом XRF на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 TIGER, измерение

концентраций редких и рассеянных элементов осуществлялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН [10].

Выделение бадделеита для геохронологических исследований выполнялось после дробления электрическим импульсом на установке Selfrag (Геологическая служба США, Денвер) с помощью усовершенствованного стола Уилфи (Wilfley table) [11] (Лундский университет, Швеция). Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре Micromass Sector 54 в Университете Вайоминга в одноколлекторном режиме с использованием детектора Дейли для всех изотопов. Для изотопных исследований использовался смешанный трассер $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}/^{235}\text{U}$ (ET 535). Холостое загрязнение варьировало от 0.8 до 1.2 пг для Pb и не превышало 0.01 пг для U. Обработка экспериментальных данных производилась в программах PVMacDAT и ISOPLOT [12, 13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнетизм

Ступенчатая магнитная чистка отобранных образцов продемонстрировала, что изучаемые геологические тела характеризуются различным качеством палеомагнитной записи, тем не менее, позволяющей надежно выделить характеристическую компоненту намагниченности (рис. 2 а). Характеристическая компонента намагниченности (ChRM) выделяется на широком спектре деблокирующих температур — 300–600°C и характеризуется умеренными и пологими отрицательными наклонениями с юго-западным склонением (рис. 2 б). Основным минералом-носителем естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в различных телах могут выступать титаномагнетит (рис. 2 г, обр. № 182), магнетит (рис. 2 г, обр. № 32) или же окисленный магнетит. Наличие в образцах пород структур высокотемпературного окисления кристаллов титаномагнетита (рис. 2 в), пика Гопкинсона (рис. 2 г) на кривых температурной зависимости магнитной восприимчивости и распределение точек на диаграмме Дзя-Данлопа (рис. 2 е) указывают на то, что основной минерал-носитель намагниченности в изучаемых породах находится преимущественно в одно- или псевдооднодоменном состоянии и может нести древнюю стабильную намагниченность.

Направления ChRM в силлах котуйского интрузивного комплекса согласуются с направлениями, выделенными ранее в силлах и дайках Куонамской

КМП (рис. 2 д), проявленной на Анабарском массиве, Уджинском и Оленекском поднятиях [15]. Ожидаемые направления для эдиакария западного склона Анабара пересчитаны с палеомагнитных направлений, полученных ранее для пород ушаковской, мошакской и чистяковской свит, а также для мадагаскарской группы палеомагнитных полюсов Сибири (рис. 2 д) [14]. Обратим внимание, что полученные нами палеомагнитные направления для мезопротерозоя Анабарского массива и ожидаемые направления эдиакария практически неразличимы. Соответственно, исключительно по палеомагнитным данным однозначно разделить интрузивные тела с такими возрастами представляется затруднительным.

Геохронология и геохимическая характеристика пород

Дискordia, построенная по 4 фракциям зерен бадделеита из образца K1132, образует верхнее пересечение с конкордией в точке с возрастом 1502.5 ± 2.6 млн лет, который соответствует времени кристаллизации Оревуновского силла. Нижнее пересечение дискордии с конкордией в пределах неопределенности пересекается с началом координат, что отражает современные потери свинца (рис. 1 в).

Данные по геохимии петрогенных и редких элементов получены для датированного Оревуновского силла, а также для 8 недатированных интрузий. Исследованные образцы характеризуются умеренным содержанием SiO_2 (от 46.3 до 50.3 мас. %), низким содержанием MgO (5.0–7.3 мас. %) и имеют сумму щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (2.3–4.3 мас. %). Содержание TiO_2 варьирует от 1.5 до 5.1 мас. %.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 3 а) спектры редких и рассеянных элементов пород Котуйского комплекса показывают однородные характеристики в области РЗЭ и небольшую вариативность в области высоконесовместимых элементов. Формы спектров и наклон РЗЭ-спектров соответствуют базальтам океанических плато (OIB). На диаграмме $\text{Th/Yb}-\text{Nb/Yb}$ [17] (рис. 3 б) породы лежат выше мантийной последовательности между полями E-MORB [18] и OIB [16], что указывает на незначительное участие коровой компоненты в источнике или метасоматическое изменение литосферной мантии. Подобные геохимические характеристики установлены для интрузий Куонамской КМП [8], широко проявленных на севере Сибири, что свидетельствует о сходстве источника и условий плавления.

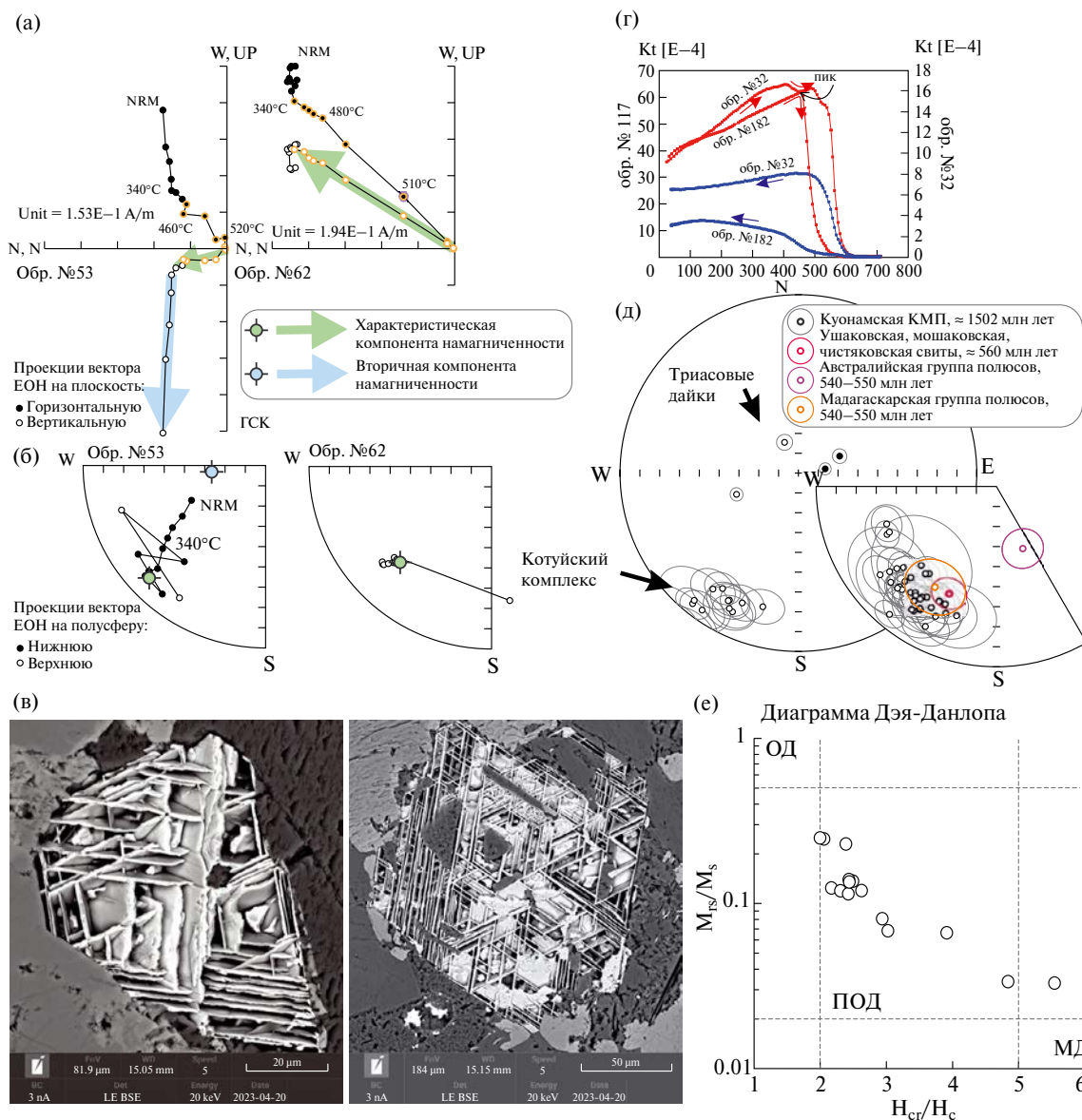


Рис. 2. Результаты петропалеомагнитных исследований интрузивных тел котуйского комплекса. Результаты ступенчатой температурной очистки: а) диаграммы Зийдверельда; б) стереограммы направления вектора ЕОН; в) микрофотографии в сканирующем электронном микроскопе структур высокотемпературного распада кристаллов титаномагнетита; г) график зависимости магнитной восприимчивости от температуры; д) стереограмма направлений намагниченности для тел котуйского комплекса, Куонамской крупной магматической провинции и вендских пород Сибирской платформы [14]; е) диаграмма Дэя-Данлопа.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Полученная U–Pb-датировка по бадделеиту для южной части Оревуновского силла (1502.5±2.6 млн лет) согласуется с датировкой для его северной оконечности (1503±2 млн лет), что указывает на то, что этот крупный силл все же является единым телом, которое можно соотносить с Куонамской КМП. Комплекс палеомагнитных и геохимических данных для

других интрузивных тел, относимых к котуйскому комплексу, указывает на то, что они, вероятнее всего, сформировались одновременно с Оревуновским силлом и из одного источника ~1503 млн лет назад. Однако на данный момент у нас нет однозначных критериев для разделения кенгединского (~1503 млн лет) и котуйского (~560 млн лет) комплексов по геохимическим и палеомагнитным признакам. По последним надежно разделить эти комплексы невозможно, поскольку

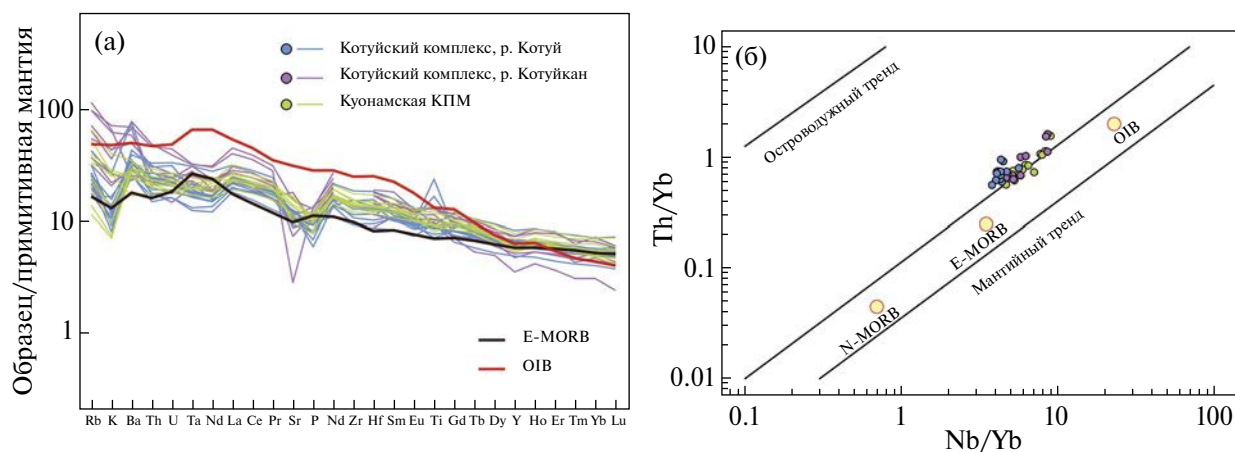


Рис. 3. Геохимические характеристики пород котуйского комплекса р. Котуй, р. Котуйкан (по данным [4]) и Куонамской КМП [8]. а) Мультиэлементная диаграмма с концентрациями элементов, нормализованными к примитивной мантии [16]; б) диаграмма Th/Yb—Nb/Yb [17].

ожидаемые палеомагнитные направления для мезопротерозоя и венда достаточно близки друг к другу (рис. 2 д). По геохимическим данным такое разделение невозможно, поскольку такие данные для надежно датированных вендских интрузий котуйского комплекса попросту отсутствуют. Относительно надежно датированным телом котуйского комплекса можно считать только одну дайку в междуречье рек Вюрбюр и Котуйкан с Sm—Nd-определением возраста по минеральной изохроне (Pl-Ol-Cpx-WR) [4]. Достоверными признаками вендского магматизма могли бы служить интрузии, прорывающие породы старореченской свиты и перекрывающиеся раннекембрийскими отложениями, но подобных тел обнаружено не было. Тем не менее на настоящем этапе исследования котуйского комплекса нельзя исключать, что мы имеем дело с совокупностью интрузивных тел различного возраста со схожим петрохимическим составом и палеомагнитными направлениями.

В южной части Анабарского массива недавно был выявлен еще один крупный дайковый рой с U—Pb-определениями возраста по бадделиту 1496 ± 7 , 1494 ± 3 и 1494 ± 5 млн лет [19], который авторы отнесли к проявлению кенгдинского магматизма. Ранее возраст некоторых из этих тел оценивался в 1426 ± 40 и 1412 ± 4 млн лет [4]. Соответственно, появляется все больше данных, указывающих на широкий ареал распространения базитов с возрастом ~ 1500 млн лет, в то время как однозначных свидетельств существования вендского интрузивного магматизма, не обоснованного ни геологическими, ни подтвержденными геохронологическими данными, по-прежнему нет.

Наиболее вероятно, что все же в среднем течении р. Котуй западного склона Анабарского массива обнажаются тела мезопротерозойского возраста, а значит, не только существенно сокращается объем известных проявлений котуйского магматизма, но и в целом ставится вопрос о его существовании. Это накладывает важные ограничения на эволюцию Сибирской платформы в терминальном докембрии и позволяет предположить существование ее северной окраины в интервале 570—544 млн лет в целом в спокойной геодинамической обстановке пассивной окраины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность У. Седрлунду (Лундский университет, Швеция) за помощь в выделении бадделита, а также В.Э. Павлову (ИФЗ РАН) и А.К. Худолею (СПбГУ) за ценные рекомендации при подготовке статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Датирование бадделита осуществлялось при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-17-00240. Палеомагнитные и геохимические исследования, интерпретация и обобщение результатов, подготовка публикации осуществлялись при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-77-00052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Research*. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.001>

2. Priyatkina N., Collin, W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *International Geology Review*. 2017. 59. 1632–1656. <https://doi.org/10.1080/0206814.2017.1289341>
3. Malyshev S.V., Pasenko A.M., Khudoley A.K., Ivanov A.V., Priyatkina N.S., Pazukhina A.A., Marfin A.E., DuFrane A.S., Sharygin I.S., Gladkochub E.A. What is the age of the Udzha paleorift?: U–Pb age of detrital zircons from Udzha basin terrigenous succession, northern Siberia. *Vestnik of Saint Petersburg University // Earth Sciences*. 2022. 67, 548–567. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.401>
4. Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т., Ларищев А.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. 2015.
5. Прокопьев А.В., Худoley А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2016. 57(1). С. 199–224.
6. Трофимов В.Р. К вопросу о позднепротерозойских трапповых интрузиях Западного Прианбарья / В сборнике: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири: Сб. Науч. Тр. АН СССР. Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики, Новосибирск. 1982.
7. Барсков Е.А., Кичкина С.С. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:200000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах средних течений рек Котуй, Маймечя, Чангада, верхних течений рек Анабар, Кукусунда, в бассейнах рек Тукалаан и Аганыли. Листы R-47-XXIII, XXIV, XXIX, R-48-XIX, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. Аэрогеология, Москва. 1976.
8. Ernst R.E., Okrugin A.V.V., Veselovskiy R.V.V., Kamo S.L.L., Hamilton M.A.A., Pavlov V., Soderlund U., Chamberlain K.R.R., Rogers C. The 1501 Ma Kuonamka Large Igneous Province of northern Siberia: U–Pb geochronology, geochemistry, and links with coeval magmatism on other crustal blocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. 57. 653–671. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.015>
9. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская биляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная СО геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2019. 27(5). С. 19–35.
10. Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy, Intersibgeochem*. 2003. 01. 58. 341–350. [https://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9)
11. Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂): Simple way to extract baddeleyite // *Geochem.-Geophys.-Geosyst.* 2002. 3. 1 of 7–7 7. <https://doi.org/10.1029/2001GC000212>
12. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Revised August 27, 2003. ed, Special publication / Berkeley Geochronology Center. Kenneth R. Ludwig, Berkeley CA.
13. Ludwig K.R. PBDAT for MS-DOS; a computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb–U–Th isotope data, version 1.00a (No. 88–542), Open-File Report. United States Geological Survey. 1988. <https://doi.org/10.3133/ofr88542>
14. Шаццло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Паверман В.И., Кузнецов Н.Б. Гипотеза “блуждающего экваториального диполя”: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // *Физика Земли*. 2020. С. 113–134. <https://doi.org/10.31857/s0002333720060083>
15. Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P. Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Research*. 2016. 281. 639–655. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.017>
16. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications. 1989. 42. 313–345.
17. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. 100. 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
18. Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H., Su Y., Schilling J.-G. The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. 14. 489–518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
19. Томшин М.Д., Эрнст Р.Е., Седерлунд У., Округин А.В. Кенгединский мафический дайковый рой и расширение Куонамской крупной изверженной провинции (1500 млн лет) северной Сибири // *Геодинамика и тектонофизика*. 2023;14(4). <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-4-0707>

**AGE, COMPOSITION AND PALEOMAGNETISM
OF DOLERITE-GABBRO DOLERITE INTRUSIONS
OF THE ANABAR MASSIF WESTERN SLOPE: ON THE ISSUE
OF THE VENDIAN MAGMATISM ISOLATION IN THE REGION**

**A. M. Pasenko^{a, #}, S. V. Malyshev^b, A. A. Pazukhina^{a, b}, A. D. Savel'ev^{b, c},
G. V. Lipenkov^c, K. R. Chamberlain^d**

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

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

^c*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

^d*Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, Wyoming, USA*

[#]*E-mail: a.m.pasenko@iperas.ru*

According to the Anabar massif western slope geological survey in the Kotuy River middle reaches, the Kotuy intrusive complex was identified. It represented by dolerite-gabbrodolerite sills and dikes of Vendian age (556 ± 28 Ma). A number of sills are characterized by 30–80 m thickness, and dikes often have a length of the top tens km. The complex distribution area is the first hundreds of km². At the same time, the geodynamic reasons for the formation extensive intrusive bodies in the north of Siberia in the Vendian are not clear. We present new geochronological, geochemical and paleomagnetic data indicating that at least part of the Kotuy magmatic complex intrusions in the middle reaches of the Kotuy River should be attributed to the ~1500 Ma Kengede magmatic complex (Kuonamka large magmatic province). In this light, the question arises about the correctness of the allocation of the stage of intrusive magmatism of the Vendian age on the western slope of the Anabar massif.

Keywords: Kotuy complex, Vendian, Ediacaran, Anabar massif, Kotuy, Siberian platform

УДК 550.379+550.311

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ О СТРОЕНИИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

© 2024 г. А. А. Заплавнова^{1,2}, Е. В. Деев^{1,2}, В. В. Потапов^{1,2}

Представлено академиком РАН В.А. Верниковским 18.10.2023 г.

Поступило 18.10.2023 г.

После доработки 20.10.2023 г.

Принято к публикации 24.10.23 г.

Впервые выполнен профиль магнитотеллурических зондирований (МТЗ) для южной части дельты р. Лены, в зоне перехода от континента к шельфу моря Лаптевых, в области сочленения Сибирского кратона и Верхоянского складчато-надвигового пояса. Эти данные позволили построить вертикальный разрез удельных электрических сопротивлений (УЭС) и охарактеризовать основные структурные элементы земной коры до глубины 8 км. Верхний высокоомный слой (320–1000 Ом·м) показывает глубину распространения толщи многолетнемерзлых пород. Его максимальная мощность достигает 1 км, уменьшаясь под руслами проток до 400 м. Ниже находятся деформированные мезопротерозойско-нижнетриасовые породы различного состава, которые слабо дифференцированы в значениях УЭС (110–240 Ом·м). На их фоне отчетливо проявляются насыщенные флюидами зоны динамического влияния активных разломов, выраженные аномалиями с низкими значениями УЭС (10–60 Ом·м). На северо-восточном краю разреза выделяется глубинная аномалия с высокими значениями УЭС (320–350 Ом·м), которая может соответствовать нижнепротерозойским или архейским метаморфическим породам.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, многолетняя мерзлота, активный разлом, земная кора, дельта, р. Лена

DOI: 10.31857/S2686739724020043

ВВЕДЕНИЕ

В тектоническом аспекте крупнейшая в России арктическая дельта р. Лены площадью около 30 000 км² расположена в области сочленения Сибирского кратона и Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1 а), в зоне перехода от Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых [1]. При этом прилегающий шельф моря Лаптевых осложнен ориентированными на северо-восток структурами позднемелкайнозойской Лаптевоморской рифтовой системы [2, 5, 6]. Одним из ключевых направлений изучения кайнозойской геодинамики этого стратегически важного для России региона является анализ структуры литосферы с выявлением зон активных межблоковых границ, их кинематики, связанной с ними сейсмичности.

Район моря Лаптевых является северной оконечностью зоны сейсмичности, которая начинается в Охотском море, протягивается вдоль хребта Черского и отмечает границу между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами [7]. В районе дельты р. Лены пояс разветвляется на западную и восточную ветви. Западная ветвь концентрации эпицентров землетрясений прослеживается от залива Буор-Хая, через дельту р. Лены, Оленекский и Анабарский заливы моря Лаптевых к полуострову Таймыр (рис. 1 а). За последние 100 лет в ее пределах было зарегистрировано около 400 землетрясений с магнитудами до 5.5 и гипоцентрами на глубинах до 20 км [8]. Согласно данным геологического картирования и фокальным механизмам очагов землетрясений, отдельные сегменты этих разломов интерпретируются как сбросы или взбросы с присутствием левосдвиговой компоненты [3, 4, 8, 9]. В районе дельты р. Лены (рис. 1 б) землетрясения связаны с субпараллельными зонами Оленекского, Булкурского, Терпейского, Арынского, Сардахского

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

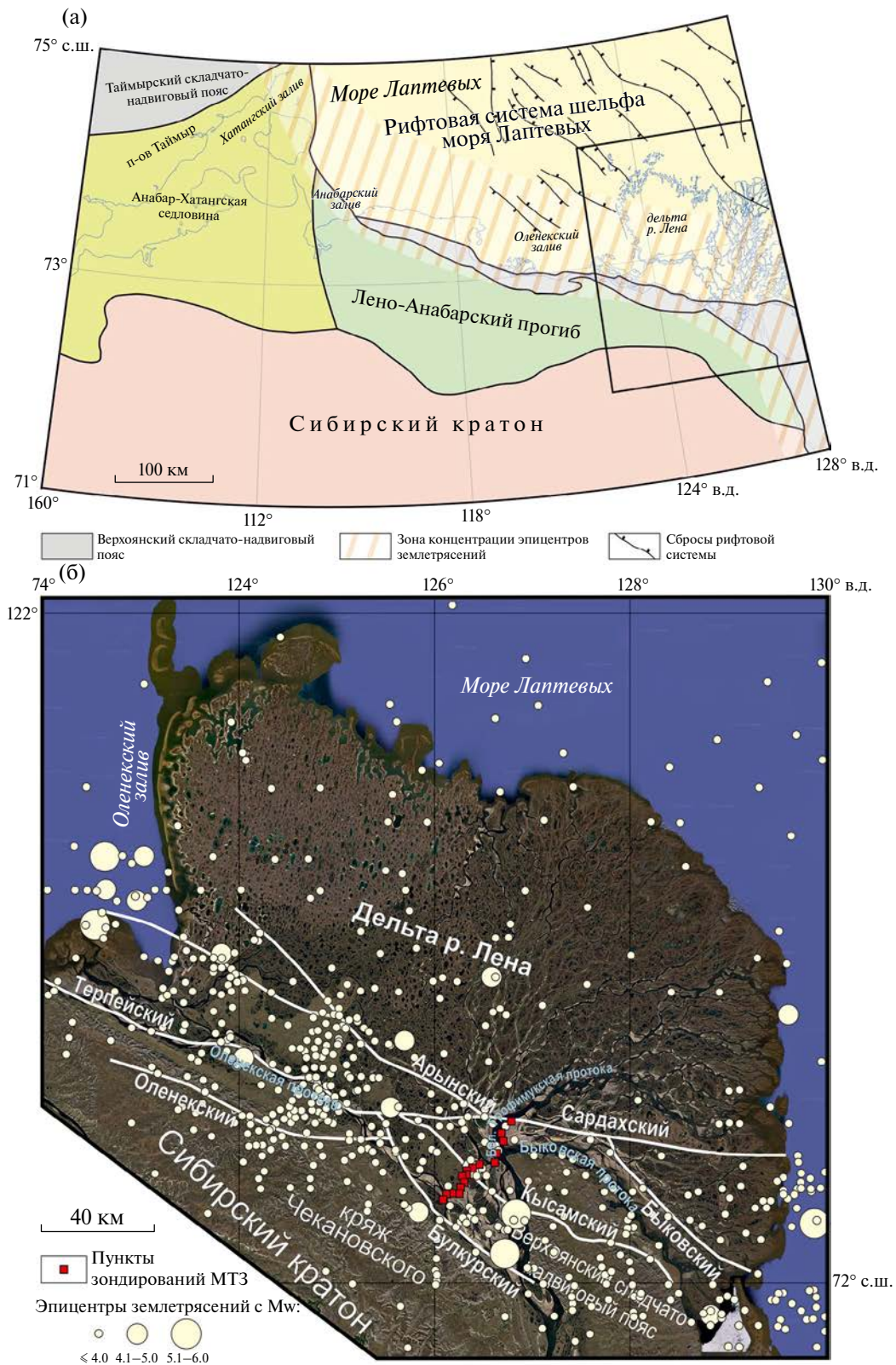


Рис. 1. а – основные тектонические структуры зоны перехода от Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых (сделан с использованием данных из [2]). б – активные разломы и сейсмичность района дельты р. Лены и прилегающих территорий. В качестве подложки использован космический снимок из программы Google Earth Pro. Белые линии – разломы в основании дельты р. Лены по [3]. Положение эпицентров землетрясений приведено по [4].

и Быковского разломов северо-западного простирания [3, 4].

Современные представления о глубинном строении земной коры в районе дельты р. Лены основываются в основном на информации, полученной в рамках экспедиций ПМГРЭ ПГО “Севморгеология” 1964–1988 гг. Они включают карты гравитационного и магнитного полей, ряд сейсмических профилей [6, 8–10]. Недавно были выполнены сейсмотомографические построения по данным локального сейсмологического мониторинга [12]. Основные сложности при проведении глубинных геофизических исследований обусловлены: 1) наличием чехла четвертичных отложений мощностью до 100 м [3]; 2) наличием толщи многолетнемерзлых пород мощностью более 500 м [13]. Изучение последней само по себе является важной задачей для анализа эволюции криолитозоны и связанных с ней явлений и процессов в условиях изменяющегося климата.

Ранее метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и его модификации не применялись для изучения дельты р. Лены и примыкающей к ней территории. Однако опыт других исследователей [14–18] показывает, что он может успешно применяться в высоких широтах для решения различных геологических задач. Цели представляемой работы – впервые с использованием метода магнитотеллурического зондирования получить новые данные о строении верхней части земной коры, активных разломах и мощности криолитозоны в районе дельты р. Лены.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились в течение летних полевых сезонов 2019–2020 гг. Измерения выполнялись крестообразной установкой с длиной электрических линий 100 м, с использованием трех измерительных модулей MTU-5 (Phoenix Geophysics, Канада), позволяющих регистрировать четыре компоненты (E_x , E_y , H_x , H_y) магнитотеллурического поля (МТ-поля) в диапазоне периодов 0.003–10000 с. Всего выполнено 16 зондирований по профилю СВ-простирания (рис. 1). Шаг между пунктами зондирования составил от 2 до 3 км. Средняя длительность записи – 21 час.

Полевые данные обработаны с использованием программного пакета SSMT2000 (Phoenix Geophysics, Канада). Качественная и количественная интерпретация данных выполнена с применением программного комплекса “WinGLink” (“Schlumberger”, США).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На протяжении всего профиля верхняя часть геоэлектрического разреза характеризуется высокими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС) – 320–1000 Ом·м (рис. 2 а). Мощность слоя колеблется от 400 до 1000 м в юго-западной и центральной частях профиля. Понижение значений УЭС до 320 Ом·м и уменьшение мощности до 400 м верхнего слоя характерны для северо-восточной части профиля.

Глубже, в юго-западной части геоэлектрического разреза (пункт зондирования 4), присутствует субвертикальная зона пониженных значений УЭС – 20–40 Ом·м (рис. 2 а). Она сливается с зоной аналогичных сопротивлений, поднимающейся на юго-запад, от пункта зондирования 4 к пункту 1, с глубины от 8 до 2 км. Выше и ниже этой зоны находятся участки геоэлектрического разреза с УЭС 150–250 и 60–100 Ом·м соответственно. В последнем случае относительно невысокие значения сопротивлений частично связаны с влиянием соседней аномалии пониженных сопротивлений.

Еще одна субвертикальная крупная аномальная зона пониженных значений УЭС в диапазоне от 20 до 50 Ом·м на геоэлектрическом разрезе присутствует в районе 13 пункта зондирования (рис. 2 а). На юго-восток, к пункту зондирования 9, до глубины 2 км, от нее поднимается зона, в которой УЭС постепенно увеличиваются снизу вверх, от 70 до 100 Ом·м. Выше этой зоны измеренные значения УЭС на геоэлектрическом разрезе варьируют от 110 до 240 Ом·м. Значения УЭС от 120 до 150 Ом·м характерны для участков разреза, расположенных ниже наклонной зоны, а также к юго-западу от нее. Кроме этого, от вертикальной зоны с пониженными значениями УЭС в пункте зондирования 13 наклонная зона с УЭС 40 Ом·м поднимается и на северо-восток, к пункту зондирования 14, до глубины 6–4 км.

В северо-восточной части геоэлектрического разреза, восточнее пункта зондирования 13, в распределении значений УЭС отчетливо выделяется два различных интервала (рис. 2 а). Верхний из них характеризуется значениями УЭС от 120 до 240 Ом·м, нижний – значениями 320–350 Ом·м. Лишь в самом верхнем северо-восточном углу геоэлектрического разреза вновь появляется зона с явно пониженными значениями УЭС – от 10 до 60 Ом·м, прослеживающаяся до глубины 2 км.

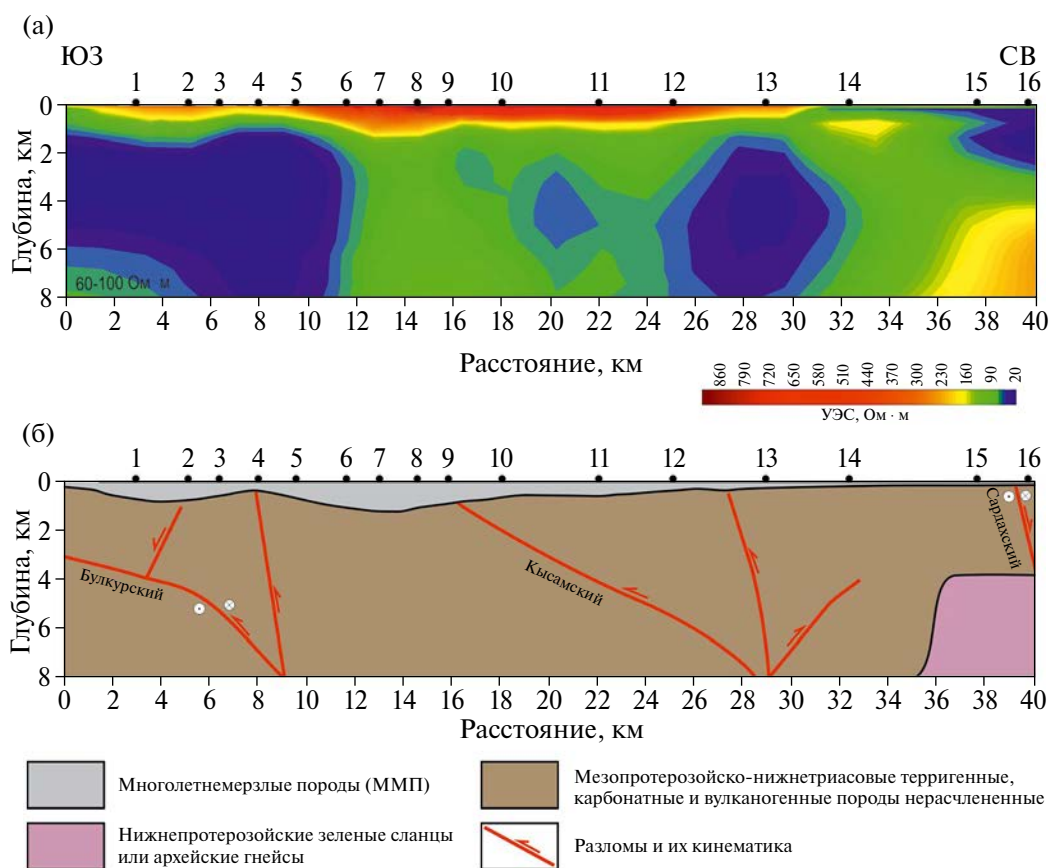


Рис. 2. Полученный геоэлектрический разрез (а) и его геологическая интерпретация (б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

УЭС верхнего высокоомного слоя геоэлектрического разреза, резко контрастирующие с нижележащими частями разреза (рис. 2 а), и географическое расположение района работ позволяют с уверенностью соотнести этой слой с толщей многолетнемерзлых пород (рис. 2 б). Максимальная мощность толщи в 1000 м, определенная с использованием метода МТЗ, в два раза превосходит ранее установленные значения в 500 м [13]. Сокращение мощности многолетнемерзлых пород и значений УЭС в северо-восточной части профиля говорит о возможном присутствии зон частичного или сплошного протаивания (таликов) под основным руслом Лены и ее протоками.

Выполненный профиль МТЗ (рис. 1, 3) находится в пределах Бахстахско-Хараулахской зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса, расположенной в районе дельты р. Лены, между ее Булкурской и Быковской протоками [3]. Разломные ограничения зоны на исследуемом участке представлены Булкурским надвигом

на юго-западе и Сардахским левым сдвигом на северо-востоке (рис. 3). В свою очередь, Бахстахско-Хараулахская зона разделена на два крупных блока Кысамским надвигом северо-западного простираения. Он выражен серией надвиговых пластин с амплитудой горизонтальных смещений от первых сотен метров до 1.5–2 км.

К юго-западу от Кысамского надвига расположена серия антиклиналей и синклиналей, сложенных преимущественно каменноугольно-нижнетриасовыми терригенными отложениями. Складчатые деформации осложнены надвигами. По Булкурскому разлому чешуи, сложенные каменноугольно-пермскими породами, надвинуты на терригенные меловые отложения (рис. 3), которые накапливались в позднеюрско-меловом Лено-Анабарском форландовом бассейне (прогибе, рис. 1 а) на краю Сибирского кратона [2]. В настоящее время мезозойские отложения обнажаются в пределах неотектонического поднятия кряжа Чекановского [3]. На неотектоническом этапе развития региона для зоны Булкурского разлома характерна также

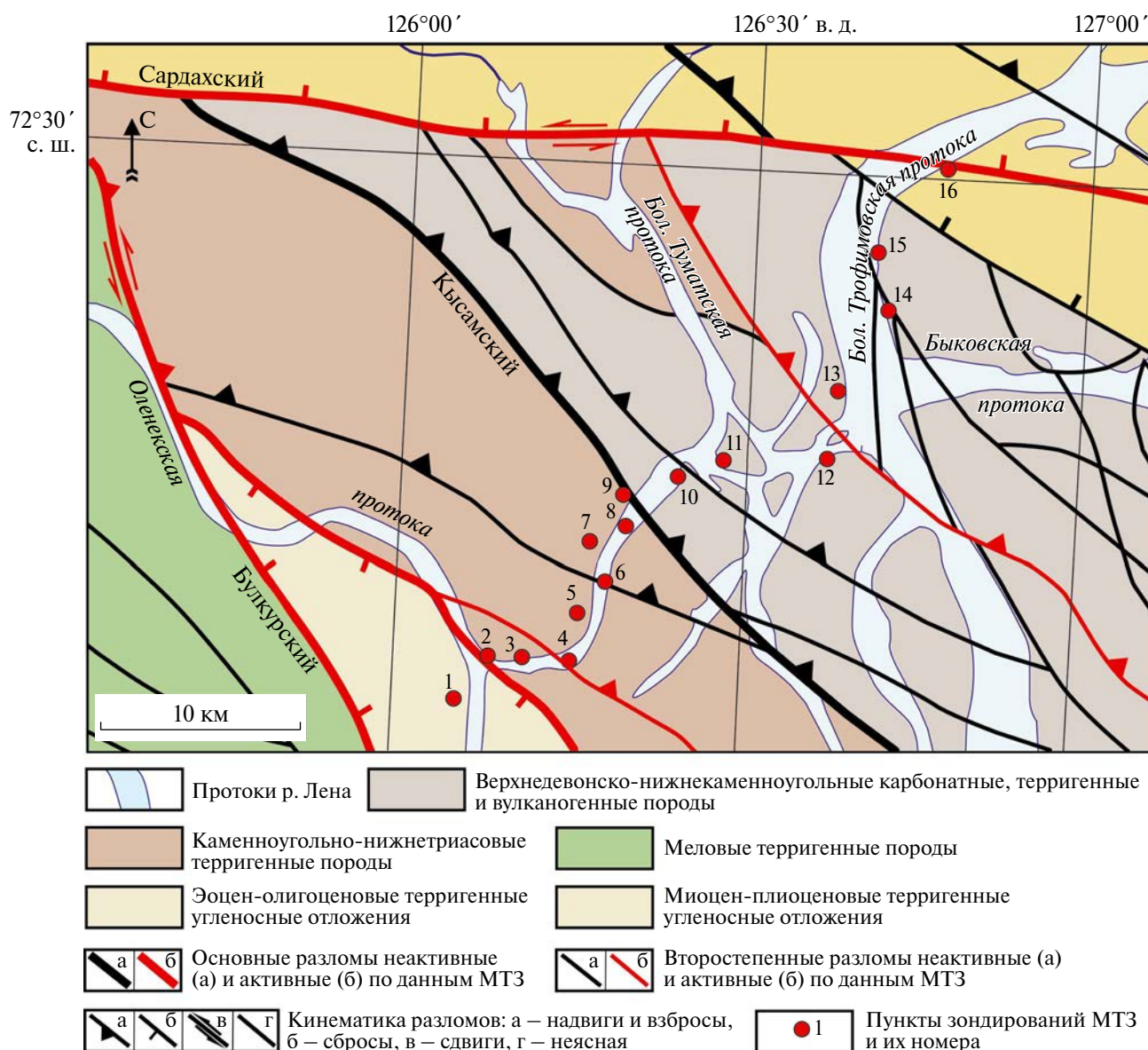


Рис. 3. Геологическое строение южной части дельты р. Лены (по [3, 9] с упрощениями и изменениями авторов).

левосдвиговая компонента смещения [19]. Возможно, в результате сдвиговых движений вдоль разлома сформировался грабен (пул-апарт бассейна), выполненный эоцен-олигоцеными терригенно-угленосными отложениями мощностью до 500 м [3]. К северо-востоку от Кысамского надвига расположена серия смещенных с амплитудами в 3–5 км на юго-запад надвиговых пластин, сложенных преимущественно девонско-нижнепермскими терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными и вулканогенными отложениями. Вместе с ними в складчато-надвиговые деформации в Бахстахско-Хараулахской зоне вовлечены

залегающие ниже карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения мезопротерозоя-кембрия [3, 9].

На полученном геоэлектрическом разрезе отчетливо выделяются три зоны пониженных значений УЭС. Они пространственно совпадают с зонами выделенных при геологическом картировании разломов (рис. 2, 3). Глубинные флюидонасыщенные разломы образуют проводящие каналы, которые пересекают высокоомную литосферу и обеспечивают перераспределение избыточных токов. Поэтому такие разломы фиксируются в МТ-поле в виде проводящих геоэлектрических неоднородностей [20].

Наиболее крупная низкоомная аномалия сопротивлений расположена в юго-западной части геоэлектрического разреза (пункты зондирования 1–5 на рис. 2 а). Значительная площадь аномалии и сложная конфигурация определяются близким расположением нескольких субпараллельных разломов северо-западного простирания (рис. 2 б, рис. 3). Такая система разломов создает проводящие аномалии сложной формы и понижает измеренные значения сопротивлений на близко расположенных пунктах зондирования. Несмотря на это, помимо субвертикальной части аномалии, соответствующей зонам динамического влияния разломов между пунктами зондирования 2 и 5, отчетливо выделяется наклонная зона, которая может быть сопоставлена с Булкурским сдвига-надвигом. Современная флюидная насыщенность зон динамического влияния разломов, создающих крупную низкоомную аномалию, а также их пространственное положение в зоне наибольшей концентрации очагов землетрясений на северо-восточной окраине Сибирского кратона [4, 8], свидетельствует в пользу отнесения этих разломов к категории активных.

Следующая крупная низкоомная аномалия расположена в районе 12 и 13 пунктов зондирования (рис. 2 а). Она пространственно совпадает со взбросом северо-западной ориентировки, выделенном при геологической съемке между пунктами наблюдений (рис. 2 б, 3). От нее на юго-запад, к пункту 9 зондирования, воздымается зона относительно пониженных значений УЭС – 110–70 Ом·м. Ее можно сопоставить с Кысамским надвигом. Относительно высокие значения УЭС в сравнении с основной частью аномалии могут свидетельствовать в пользу того, что зона динамического влияния Кысамского надвига в настоящее время значительно “залечена” и не содержит значительного количества флюида, а сам разлом относится к категории потенциально активных.

Наконец, еще одна низкоомная аномалия в верхней части геоэлектрического разреза выделена в районе пункта зондирования 16 (рис. 2 а). Сопоставление с материалами геологической съемки показывает, что она соответствует зоне динамического влияния Сардахского разлома (рис. 2 б, 3).

Здесь же, на глубине 4 км, выделяется кровля геоэлектрического слоя, обладающего повышенными значениями УЭС – 320–350 Ом·м. Такие значения УЭС и значительные глубины его залегания позволяют соотнести его с “кристаллическим” фундаментом, который может быть представлен нижнепротерозойскими зеленокаменно-измененными породами [3] либо архейскими

гнейсами [9]. Стоит отметить, что характерные значения УЭС для пород “кристаллического” фундамента обычно значительно превышают значения в 350 Ом·м. В нашем случае понижение значений УЭС может быть обусловлено повышенной трещиноватостью пород. На остальной части профиля МТЗ (0–30 км от начала) кровля “кристаллического” фундамента залегает на глубине более 8 км.

Деформированные мезопротерозойско-нижнетриасовые породы различного состава оказались слабо дифференцированными по значениям УЭС. Для них характерны значения УЭС от 110 до 240 Ом·м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполненные в южной части дельты р. Лены магнитотеллурические зондирования при сопоставлении с данными по региональной геологии и сейсмотектоники региона позволяют сделать следующие выводы.

1. Зондирования МТЗ позволили охарактеризовать структуру земной коры в области сочленения Сибирского кратона и Верхоянского складчато-надвигового пояса до глубины 8 км.

2. В пределах геоэлектрического разреза по пониженным значениям УЭС 10–60 Ом·м определяются зоны активных разломов с флюидонасыщенными зонами динамического влияния.

3. Для деформированных мезопротерозойско-нижнетриасовых пород различного состава характерен диапазон УЭС от 110 до 240 Ом·м. Участок геоэлектрического разреза со значениями УЭС 320–350 Ом·м, очевидно, соответствует “кристаллическому”, сложенному нижнепротерозойскими или архейскими метаморфическими породами. Пониженные значения УЭС объясняются трещиноватостью пород.

4. Максимальная мощность толщи многолетнемерзлых пород в 1000 м оказалась вдвое выше ранее полученных значений. Для нее характерен интервал УЭС от 320 до 1000 Ом·м. В районах крупных проток наблюдается уменьшение мощности высокоомного слоя, соответствующего многолетнемерзлым породам, до 400–500 м и определяются наиболее низкие значения УЭС. Это указывает на наличие подрусловых таликов под руслами проток р. Лены.

Важнейшим направлением последующих исследований является выявление структурной взаимосвязи установленных активных разломов с разломами, ограничивающими рифтовые структуры Лаптевоморской системы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые исследования выполнены в рамках государственного задания ИНГГ СО РАН (FWZZ-2022-0024), обработка и интерпретация результатов при финансовой поддержке проекта Российского Научного Фонда 23-17-00237.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др.* Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. № 1. С. 3–35. DOI:10.7868/S0016853X13010050
2. *Khudoley A.K., Frolov S.V., Akhmanov G.G., et al.* Anabar–Lena Composite Tectono-Sedimentary Element, northern East Siberia. In: Drachev S.S., Brekke H., Henriksen E., Moore T. (eds.) *Sedimentary Successions of the Arctic Region and their Hydrocarbon Prospectivity*. Geological Society, London, Memoirs. 2021. V. 57. DOI:10.1144/M57-2021-29
3. *Большаинов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с.
4. *Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С.* Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // *Геотектоника*. 2019. № 5. С. 62–77. DOI:10.31857/S0016-853X2019562-77
5. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Brunni I.E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. V. 298(4). P. 357–393. DOI:10.1016/S0040-1951(98)00159-0
6. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
7. *Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., et al.* Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // *Stephan Mueller Special Publication Series*. 2009. V. 4. P. 117–145. DOI:10.5194/smsps-4-117-2009
8. *Козьмин Б.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В.* Лено-Таймырская аномалия сейсмоактивной среды на шельфе моря Лаптевых // *Наука и образование*. 2014. № 2. С. 105–110.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист S-50–52 – Быковский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 189 с.
10. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.В.* Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // *Отечественная геология*. 1991. № 4. С. 73–81.
11. *Аветисов Г.П., Ашихмина Е.А., Гусева Ю.Б.* Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ // *Отечественная геология*. 1994. № 1. С. 56–61.
12. *Дергач П.А., Епонешникова Л.Ю., Понасенко С.Н. и др.* Построение сейсмотомаграфической модели района научно-исследовательской станции «Остров Самойловский» по данным локального сейсмологического мониторинга за 2019–2021 гг. // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. DOI:10.5800/GT-2022-13-2s-0627
13. *Григорьев М.Н.* Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 1993. 174 с.
14. *Niblett E.R., Kurtz R.D., Michaud C.* Magnetotelluric measurements over the Alpha Ridge // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1987. V. 45. Is. 2. P. 101–118. DOI: 10.1016/0031-9201(87)90045-8
15. *Borzotta E., Trombotto D.* Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings // *Cold Regions Science and Technology*. 2004. V. 40. Is. 1–2. P. 81–96. DOI:10.1016/j.coldregions.2004.06.002
16. *Коротяев С.М., Жданов М.С., Орехова Д.А. и др.* Изучение возможности магнитотеллурического зондирования в Северном ледовитом океане с помощью численного моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 9. С. 35–47.
17. *Beka T.I., Smirnov M., Bergh S.G., Birkelund Y.* The first magnetotelluric image of the lithospheric-scale geological architecture in central Svalbard, Arctic Norway // *Polar Research*. 2015. V. 34. DOI:10.3402/polar.v34.26766
18. *Яковлев Д.В., Яковлев А.Г., Валясина О.А.* Изучение криолитозоны северного обрамления Сибирской платформы по данным региональных электроразведочных работ // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 5. С. 77–95.
19. *Гордеев Н.А.* Неотектоника и геодинамика северо-востока Сибирской платформы. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2021. 22 с.
20. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.

THE STRUCTURE OF THE UPPER PART OF THE EARTH'S CRUST IN THE AREA OF THE LENA RIVER DELTA: THE FIRST MAGNETOTELLURIC DATA

A. A. Zaplavnova^{a, b}, E. V. Deev^{a, b}, V. V. Potapov^{a, b}

^a*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

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

We present the first magnetotelluric sounding (MTS) data acquired in the southern part of the Lena River delta which is a junction zone of the Siberian Craton and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, in the transition zone from the Eurasian Continent to the shelf of the Laptev Sea. The MTS data were used to construct a vertical section of the bulk electrical resistivity (ER) structure of the Earth's crust down to a depth of 8 km. The upper high-resistivity layer (320–000 Ohm m) corresponds to the permafrost rocks ranging in thickness from 1 km to 400 m under the channels of the Lena River. The underlying deformed Mesoproterozoic– Lower Triassic rocks can vary in composition, but they are poorly differentiated in ER values (110–40 Ohm m). We detected three low-resistivity anomalies (10–0 Ohm m) related to the fluid-saturated core and damage zones of active faults. A deep-lying high-resistivity anomaly (320–50 Ohm m) identified at the northeastern part of the section can correspond to the Lower Proterozoic or Archean metamorphic rocks.

Keywords: magnetotelluric sounding, permafrost, active fault, Earth's crust, delta, Lena River

УДК: 553.98

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЧУКОТКИ И ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2024 г. М. И. Тучкова^{1,*}, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов¹,
А. В. Моисеев¹, Е. В. Ватрушкина¹

Поступило 23.08.2023 г.

После доработки 13.10.2023 г.

Принято к публикации 31.10.2023 г.

Датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопным методом новообразованных слюды и хлоритов из надвиговых зон Западной Чукотки и о. Врангеля позволило установить, что они были сформированы 150 млн лет назад, то есть в титоне. В надвиги были вовлечены осадочные породы широкого возрастного интервала от девона до триаса. В силурийских породах гор Дрем-Хед о. Врангеля установлен более древний этап деформаций 257 млн лет, что соответствует позднепермскому стратиграфическому интервалу и свидетельствует о существовании деформаций после проявления в раннем карбоне элсмирского орогенеза. Формирование надвигов сопровождалось прогревом осадочных толщ до температур 250–380°C, при этом в зоне надвигов температурный режим практически не менялся, разница температур между зоной надвига и под надвигом составляет не более 20°C.

Ключевые слова: Чукотка, остров Врангеля, терригенные породы, надвиги, деформации, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, слюда, хлорит

DOI: 10.31857/S2686739724020057

В геологической литературе в последние годы активно обсуждаются модели формирования современной структуры Арктической области, и в том числе Амеразийского бассейна ([1, 2] и др.). Согласно наиболее популярной ротационной модели А. Грантца [2], предполагается, что с началом раскрытия Амеразийского бассейна в ранней юре стали формироваться рифтогенные и грабеновые структуры, установленные на Северной Аляске и в бассейне Свердруп (Арктическая Канада).

Одновременно на южном “плече” рифтогенной зоны произошло поднятие, которое фиксируется отсутствием отложений средней юры на Чукотке и Северной Аляске. На Чукотке этот этап сопровождался формированием складчато-надвиговых деформаций южной вергентности. Складчато-надвиговые деформации в осадочных толщах Чукотки и о. Врангеля происходили в несколько этапов во время элсмирской (поздний девон-ранний карбон) и чукотской (валанжинготерив-баррем) фаз орогенеза [3–8].

Известно, что при деформациях осадочных комплексов формируются новообразованные минералы, которые могут служить индикаторами *PT*-условий складчатости, а изотопный возраст этих минералов может отражать время их формирования [9–11]. В триасовых отложениях Западной Чукотки появление новообразованных наиболее высококристаллических слюдястых минералов установлено в зоне зеленых сланцев, возникшей в результате вовлечения в надвиги триасовых осадочных толщ [12, 13]. Зеленосланцевый метаморфизм наблюдается в узкой полосе распространения триасовых отложений в ядре антиформной структуры в зоне сочленения Южно-Ануйского террейна и южного обрамления Ануйского субтеррейна.

В данной статье представлены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования новообразованных минералов из вовлеченных в надвиги осадочных комплексов Чукотки и острова Врангеля. Дополнительно установлены *PT*-условия их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Изученная территория в тектоническом плане относится к Чукотской складчатой области,

¹Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: tuchkova@ginras.ru

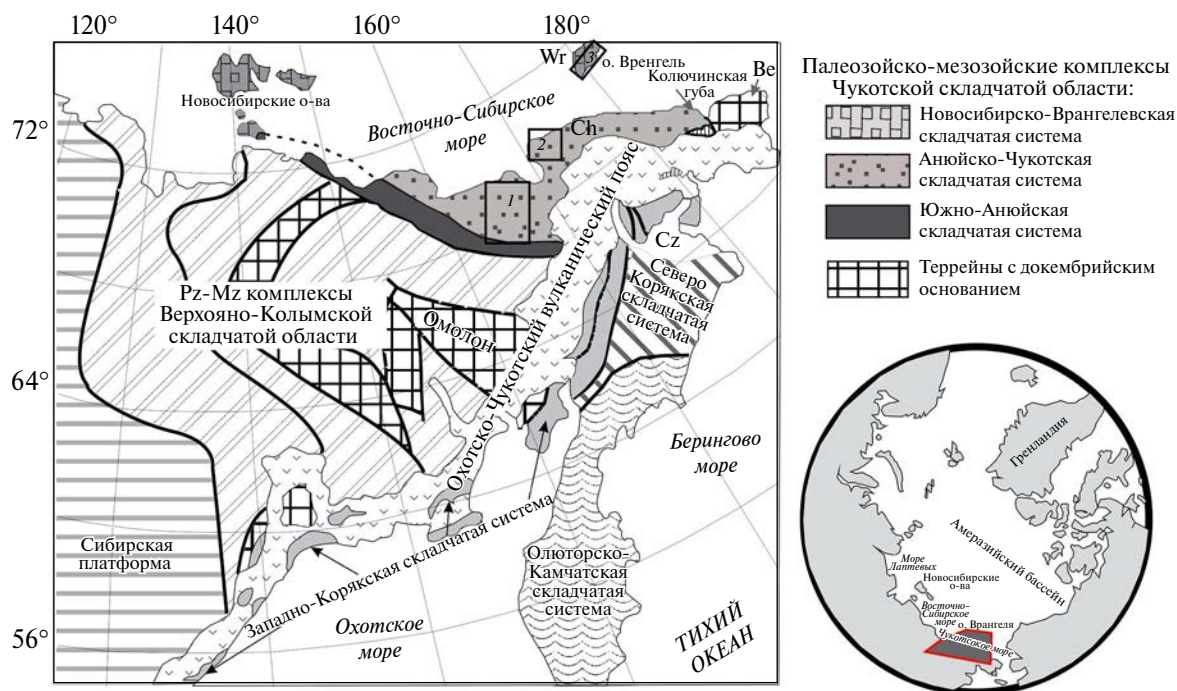


Рис. 1. Схема тектонического районирования Чукотской складчатой области, по ([14], с добавлениями). Прямоугольниками отмечены районы работ: 1 – Западная Чукотка, Анюйский субтерреин; 2 – м. Кибера и окрестности Певека, Чаунский субтерреин; 3 – о. Врангеля, Врангелевский терреин. На врезке – положение района работ (многоугольник) на карте Арктики.

в которой остров Врангеля является частью Новосибирско-Врангелевской, а Западная Чукотка – Анюйско-Чукотской складчатых систем (рис. 1) [1]. Остров Врангеля относится к Врангелевскому террейну (Wr), территория Западной Чукотки к Анюйскому (An) субтеррейну Чукотского террейна, триасовые отложения м. Кибера к Чаунскому субтеррейну (Ch) (рис. 1).

Осадочные комплексы пермо-триаса Анюйского и Чаунского субтеррейнов представлены мощной толщей чередования алевро-песчаников с аргиллитами, которая залегает с разрывом и перерывом на образованиях палеозоя. Для нижнего триаса характерны силлы диабазов и карбонатные конкреции, а также туфы основного состава [12–14]. Верхнетриасовые карнийские отложения характеризуются чередованием среднеплитчатых прослоев песчаников и аргиллитов, тогда как норийские отложения обладают тонкоритмичным строением с весьма редкими прослоями песчаников. Породы юрско-мелового возраста накапливались в изолированных впадинах и залегают на триасовых с несогласием. Для Врангелевского террейна отложения нижнего и среднего триаса не установлены, а верхнетриасовые характеризуются преобладанием

алевро-аргиллитов в нижней части, а в верхней доминируют песчаники.

Деформации палеозойско-мезозойского осадочного чехла происходили в несколько этапов – в доколлизиионной истории региона и в процессе коллизии [6, 14]. На Чукотке первый этап доколлизиионных деформаций установлен на рубеже позднего девона – раннего карбона и соответствует элсмирской орогении [4, 5]. Следующее доколлизиионное деформационное событие зафиксировано в ранней юре (~200 млн лет) и основано на структурных исследованиях [12, 13, 15] и датировании крупночешуйчатых фенгитовых слюд вдоль кливажа S1 [12].

Коллизиионные деформации возникли в процессе столкновения Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири [14]. На раннем этапе в конце валанжина образовались складчато-надвиговые деформации северной vergentности. При этом южная окраина Чукотского микроконтинента оказалась тектонически перекрыта пакетом шарьяжных пластин. Позднеколлизиионные деформации южной vergentности связаны с формированием сдвиговых структур и, по мнению одних исследователей, заканчиваются в неокоме-апте [15], а другие

считают, что в готерив-барреме [12, 14]. Время завершения деформаций определяется становлением постколлизийных гранитных батолитов, возраст которых составляет 108–117 млн лет [15].

На острове Врангеля элсмирские деформации представлены складчатостью субмеридионального простирания, которая установлена в породах верхнего силура — среднего девона [6, 7]. Возраст деформаций определен как раннекаменноугольный по угловому несогласию в основании каменноугольных отложений [8]. Деформации коллизийного этапа наложены на элсмирские и сформировали современную складчато-надвиговую структуру северной вергентности в результате субмеридионального сжатия с небольшой лево- и правосдвиговой компонентами, сопровождающих надвиговые движения [1, 6–8, 14].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования образцы отбирались в зоне надвигов (рис. 2), которые были установлены в полевых условиях методом структурной геологии несколькими исследователями. На о. Врангеля на м. Птичий Базар — В.Е. Вержбицким, а А.В. Моисеевым — в береговых обрывах гор Гавайи и на южном окончании острова. На Чукотке на м. Кибера и в береговых обрывах р. Мачваа надвиги были изучены С.М. Катковым.

В осадочных комплексах Чукотки р. Малый Анюй и р. Инсексеем надвиговая структура была установлена Г.Е. Бондаренко.

Из надвига отбирались образцы (3 шт.) из песчаных прослоев над надвигом, под надвигом и из самого надвига (рис. 3). Анализ новообразованных слюды и хлоритов был произведен главным образом на сканирующем электронном микроскопе (SEM) с проверкой сходимости результатов на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе, далее были рассчитаны кристаллохимические формулы минералов.

Структурные формулы хлоритов рассчитывались по методике, описанной в работе [16]. Структурные формулы слюды рассчитывались на 22 атома кислорода, как описано в работе [17]. Кроме того, поскольку аналитические возможности электронного микроскопа не позволяют различать двух- и трехвалентное железо, использовались расчеты С.В. Guidotti [18, 19], которые показали, что в мусковите содержание Fe^{3+} составляет приблизительно 50–80% Fe. В связи с этим при расчете кристаллохимических формул предполагалось, что 75% Fe в слюде составляет Fe^{3+} . На основании полученных кристаллохимических характеристик оценивались пределы температур (рис. 3) и давлений в новообразованных минералах при их формировании.

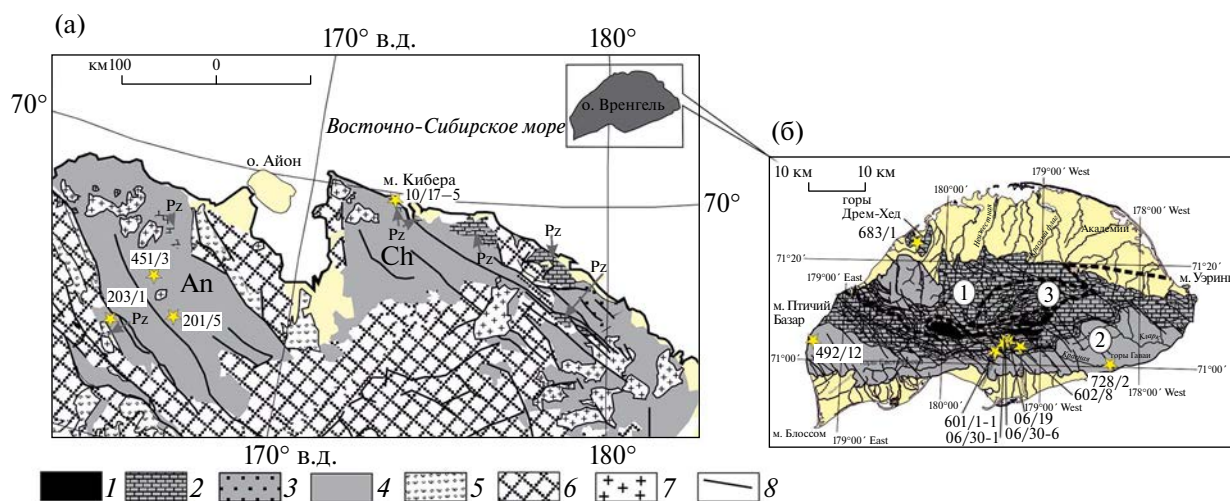


Рис. 2. Положение проанализированных образцов на геологических картах Чукотки (а) и о. Врангеля (б); (а) Геологическая карта Чукотки — фрагмент геологической карты обрамления Восточно-Сибирского и Чукотского морей, использована ([24], с упрощением); An — Анюйский субтеррейн, Ch — Чаунский субтеррейн. Звездочками обозначено положение проанализированных образцов, их номера обозначены цифрами. Геологическая карта о. Врангеля, по материалам [8] (с упрощением). На карте о. Врангеля цифры в кружках означают тектонические зоны: 1 — северную, 2 — южную, 3 — центральную, по материалам [14]. Условные обозначения: Породные и осадочные комплексы: 1 — неопротерозойские; 2 — палеозойские; 3 — пермо-триасовые; 4 — триасовые; 5 — юрские; 6 — меловые; 7 — граниты меловые; 8 — разломы.



Рис. 3. Фотография надвига в триасовых породах на западе о. Врангеля, м. Птичий Базар, с точками отбора образцов. Граница надвига показана прерывистой линией. Справа от фотографии представлены номера образцов, в которых установлена температура формирования новообразованных минералов, горизонтальные толстые линии — пределы определенных значений.

Новообразованные хлориты оценивались по методике [16], новообразованные слюды по методике, описанной в работе [20].

Произведенное ранее изотопное датирование К-Аг- и Rb-Sr-методами было выполнено в образцах с наиболее крупными агрегатами новообразованных слюд, с подробным описанием методики датирования и определения соотношения обломочных и новообразованных слюд [12]. Был проведен детальный петрографический анализ с выделением зон наиболее интенсивных преобразований триасовых пород со сходным комплексом минеральных новообразований и вторичных структур и наличием крупных агрегатов новообразованных слюд вдоль кливажа S1. Это исследование было дополнено подсчетом породообразующих компонентов и предварительной оценкой содержания новообразованных и обломочных минералов. Состав глинистых минералов определялся методом рентгеновской дифракции, с дополнительным анализом качественного состава новообразованных слюд на сканирующем электронном микроскопе (“Philips” XL 30 ESEM с аналитической приставкой EDS фирмы “EDAX”, тип Sapphire, анализы проводились на напыленных препаратах в режиме ESEM, г. Сосновец,

Катовицкий Университет, Польша). Для коррекции полученных результатов несколько образцов были дополнительно проанализированы анализом на электронно-зондовым микроанализаторе. Составы обломочных и новообразованных слюд на разных микроскопах были сопоставимы между собой и показали, что соотношение новообразованных и обломочных слюд составляет 3:1. На основании данного подсчета предполагали, что полученный изотопный возраст отражает время формирования новообразованных слюд. Поэтому при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировании образцов, отобранных из надвигов, определялся изотопный возраст по валовой пробе, с предварительным петрографическим и рентгеновским контролем. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование было произведено в двух лабораториях. Часть образцов (обр. 06-19, 06-30/1, 06-30/6) были проанализированы П. Лейером в лаборатории Университета г. Фэрбенкс (Аляска) по методике, описанной в работах [21, 22]. Остальные (обр. 601-1/-1, 602/8, 683/1, 203/2, 451/3, 411/4) в Новосибирске в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук А.В. Травинным методом ступенчатого прогрева, по методике, опубликованной в работе [23].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Деформированные породы триасовых осадочных комплексов Чукотки и о. Врангеля имеют очень интенсивный кливаж (две-три системы), при этом первый межзерновой наблюдается в песчаниках, а кливаж пloidчатости, сминающийся более ранний межзерновой кливаж в микроскладки — в аргиллитах и алевро-аргиллитах. Новообразованные глинистые минералы представлены ассоциацией слюда—хлорит и хлорит—слюда в разных соотношениях совместно с другими минералами (смектит, слюда-смектит и хлорит-смектит, редко каолинит). Породообразующие компоненты в песчаниках имеют конформные контакты, сплющены и ориентированы вдоль первой системы кливажа S1, вдоль которой в некоторых образцах развиты крупные агрегаты новообразованного фенгита с высоким содержанием Na и K ф.е. (формульных единиц) [12]. Новообразованный хлорит в триасовых песчаниках отмечается как продукт замещения обломочной слюды или обломков пород. Состав хлоритов из надвиговых зон характеризуется высоким содержанием железа, количество которого в образцах о. Врангеля очень стабильно и составляет 0.39–0.42 ф.е., а в образцах Чукотки наблюдается некоторый разброс значений от 0.24 до 0.41 ф.е. Наиболее высокий уровень преобразования триасовых отложений до зеленых сланцев наблюдается в пределах изолированных поднятий, где карнийские и норийские толщи вовлечены в надвиги. Такие участки обнаружены на южном окончании о. Врангеля (мыс Птичий Базар, горы Гавайи) и на Чукотке на границе Южно-Аньюйского и Чукотского террейнов в бассейнах рек Малый Анюй и Мачваваам.

По кристаллохимическим формулам проанализированных минералов были рассчитаны температуры их формирования по методике [16, 20]. Формирование новообразованных слюд происходило при температуре 270–300°C, при давлении от 5 до 6 кбар. Формирование новообразованных хлоритов оценивается в интервале температур от 300 до 350°C. Оценка средних температур по хлоритам свидетельствует о незначительном понижении температуры от образцов из надвигов о. Врангеля (м. Птичий Базар) к образцам надвигов Чукотки (р. Малый Анюй) — то есть с севера на юг. Снижение температур составляет менее 100°C — от 380 до 300°C. Также установлено, что формирование новообразованных минералов в зоне надвига происходило почти при одинаковой температуре — различие

температур в образце над надвигом и под ним составляет не более 20°C.

K–Ar-изотопный возраст новообразованного фенгита, развитого вдоль межзернового кливажа в песчанике из зоны надвига, составляет около 200 млн лет, что соответствует доколлизиионной деформации в ранней юре [12, 13]. Однако не исключается и возраст 130 млн лет, который был получен Rb–Sr-методом наряду с более древними цифрами, но на малом количестве точек [12].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование образцов из надвигов показало наличие трех возрастных групп со средним изотопным возрастом 124 ± 7 , 150 ± 2 и 250 ± 10 млн лет, погрешности представляют собой стандартное отклонение (табл. 1, рис. 4). Возраст плато 150 ± 2 млн лет выделяется в четырех проанализированных образцах (обр. 203/2, 451/3, 601/1-1, 602/8). Первые два образца относятся к надвигам в триасовых породах Чукотки, образцы 601/1-1 и 602/8 являются составной частью девон-каменноугольного (D–C₁) комплекса. Сопоставимый возраст получен из образцов более древних пород метаморфического комплекса о. Врангеля, для них характерен возрастной интервал 147–152 млн лет (неопубликованные данные авторов, выполненные П. Лейером). Образцы представлены амфиболитовым сланцем (обр. 06/19), амфиболитом (обр. 06/30-1), кристаллическим сланцем (обр. 06/30-6), а также терригенными породами (обр. 601/1-1, 602/8) (рис. 4).

Возраст 115.6 ± 2.2 млн лет, полученный из триасового метапесчаника (обр. 411/4), совпадает со временем формирования зеленых сланцев Южно-Аньюйского террейна, образовавшихся по туфо-терригенным породам в основании тектонических пластин: 108.4 ± 1.2 ; 115.2 ± 1.4 ; 119.0 ± 3.9 млн лет, датировки из работы [15].

Полученные новые данные по изотопному датированию свидетельствуют о том, что в титоне (≈ 150 млн лет назад) произошли тектонические движения, приведшие к формированию надвигов, в которые были вовлечены палеозойские и раннемезозойские породы Чукотки и о. Врангеля. Надо отметить, что на рубеже кимериджа и титона на Западной Чукотке произошла смена обстановок осадконакопления и источников сноса [3]. В Южно-Аньюйском океаническом бассейне прекратился спрединг и началось накопление турбидитов, что было вызвано сокращением бассейна [14]. Нередко такие события рассматриваются как начало коллизиионного этапа.

Другая датировка, соответствующая изотопному возрасту 108.4–130.2 млн лет, скорее

Таблица 1. Положение и состав образцов, датированных Ag/Ag-методом

№ п/п	№ образца	Положение	Координаты		Литологическая характеристика	Возраст
Остров Врангеля						
1	06—19	Верховья р. Хищников	71°04.682”	179°14.899W”	Амфиболовый сланец	Неопротерозой
2	06—30/1	Верховья р. Хищников	71°04.224”	179°12.948W”	Амфиболит	Неопротерозой
3	06—30/6	Верховья р. Хищников	71°04.224”	179°12.948W”	Кристаллический сланец	Неопротерозой
4	683/1	г. Дрем-Хед	71°26.165”	179°48'61”	Песчаник	
5	601/1—1	р. Сомнительная	71°01'244”	179°32'166”	Матрикс конгломерата	D-C1
6	602/8	р. Хищников	71°04,659”	179°14,735”	Матрикс конгломерата	D-C1
Чукотка						
7	203/2	р. Инсексвеем	67°48'01,53”	164°45'51.34”	Аргиллит	T3k
8	451/3	р. Мачваваам,	68°16'13,0”	164°45'30,1”	Аргиллит	T3k
9	411/4	Руч. Тайный	69°05.07.2”	165° 17'52.6”	Аргиллит	T3k

Таблица 2. ⁴⁰Ag/³⁹Ag-возраст проанализированных образцов

№ п/п	№ образца, возраст толщи	Минерал/вал	Интегральный возраст, млн лет	Возраст плато
о. Врангеля				
1	06–19, Метаморфический комплекс, неопротерозой	вал	146.8 ± 1.5	130.2 ± 1.7
2	06–30/1, Метаморфический комплекс, неопротерозой	вал	158.6 ± 1.0	130.2 ± 5.5
3	06–30/6 Метаморфический комплекс, неопротерозой	Роговая обманка 1	186.0 ± 0.9	—
		Роговая обманка 2	152.0 ± 0.9	—
		плагиоклаз	149.7 ± 0.7	122.8 ± 3.6
4	601/1–1, D-C ₁	вал	144,2±2,0	147.9±2.1
5	602/8, D-C ₁	вал	150,7±2,1	152.0±2.1
6	683/1, S ₂	вал	240,9±3,4	257.0±3.6
Чукотка				
7	203/2 T3k-n	вал		242.3±3.3 150.1±4.7
8	451/3 T3n	вал	149.7±1.3	150.2±1.2
9	411/4 T3k	вал	112±1.7	115.6±2.2

Примечание: полужирным шрифтом отмечены образцы с наиболее значимым возрастом.

Стратиграфический возраст осадочного комплекса и Ar-Ar данные

Интегральный Ar-Ar
возраст образца

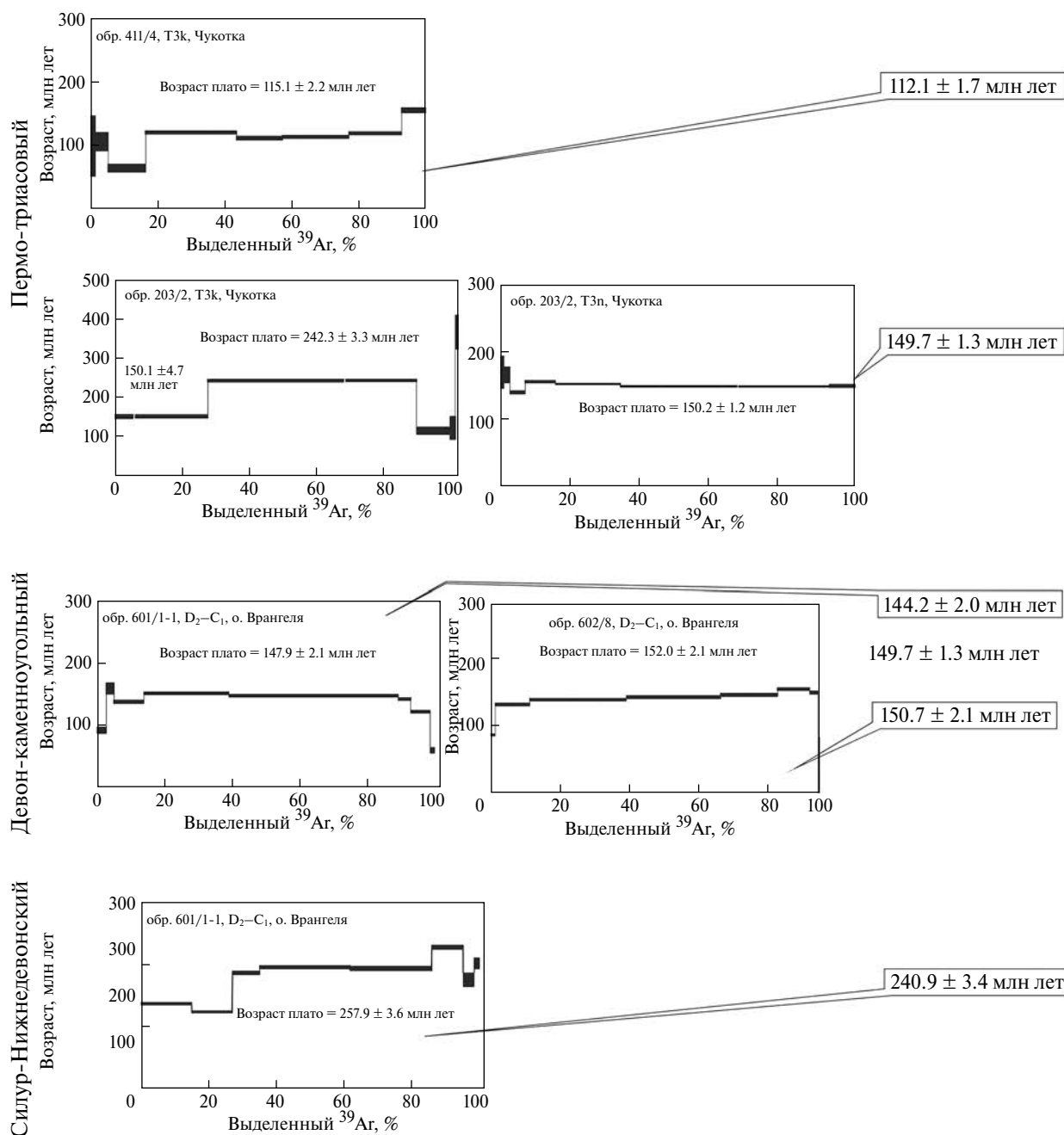


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования в терригенных триасовых и палеозойских отложениях Чукотки и о. Врангеля.

всего соответствует завершению коллизионных деформаций в регионе. Это заключение основано на том, что датировки этого возрастного интервала отмечены в неопротерозойских породах о. Врангеля и в верхнетриасовых Чукотки.

Более древний возраст установлен в образце верхнесилурийской толщи (обр. 683/1, г. Дрем-Хед, о. Врангеля) – $257 \pm 3,6$ млн лет (табл. 1). Среднетриасовый возраст деформаций ($242 \pm 3,3$ млн лет) определен в образце из верхнетриасовой толщи (обр. 203/2, р. Инсексвеем, Чукотка).

Однако данная датировка обнаружена в двух образцах и имеет большую погрешность, и ее необходимо проверять на других образцах. Тем не менее данный изотопный возраст получен в двух образцах, расположенных в разных участках региона, и его можно принять с оговоркой как некий этап региональных тектонических движений. К тому же данное обстоятельство может указывать на то, что некоторые предполагаемые карнийские отложения Чукотки, лишенные фауны, могут иметь раннетриасовый возраст.

ВЫВОДЫ

1. Проведенный впервые комплекс структурных, литологических и геохронологических исследований позволил установить время складчато-надвиговых деформаций и связать их с этапами тектонической эволюции Чукотской складчатой области (рис. 5).

2. Начало формирования надвигов коллизийного этапа происходило приблизительно 150 млн лет назад, что отвечает титонскому ярусу (рис. 5). В надвиги были вовлечены палеозойско-мезозойские осадочные породы от девон-каменноугольных до триасовых. Результат 115.6 ± 2.2 млн лет соответствует времени завершения коллизийных деформаций.

3. Более древние породы силура о. Врангеля, деформированные в элсмирскую фазу (поздний девон-ранний карбон), несут следы вторичных преобразований в позднепермское время (257 млн лет). Возможно, это связано с началом пермско-триасового этапа формирования пассивной окраины.

4. Самым интенсивным преобразованиям подвержены вовлеченные в надвиги толщи, в которых разностороннее сжатие приводит к кливжированию пород под разным углом, и в результате породы преобразуются в зеленые сланцы.

5. В триасовых осадочных толщах температура и давления нарастали в надвиговых зонах. При этом с севера на юг отмечено снижение температурного режима от 380°C до 300°C . В зоне самих надвигов температурный режим меняется незначительно, разница температур составляет около 20°C .

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам К.Н. Шатагину и анонимному рецензенту, замечания которых существенно улучшили статью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.
2. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen // Arctic petroleum geology. Geol. Soc. London Mem., 2011. V. 35. P. 771–799.
3. Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов Западной Чукотки // Геотектоника. 2018. № 1. С. 63–78. DOI: 10.7868/S0016853X18010046
4. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015, № 4. С. 3–29.
5. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R. Geochronology and structural setting of Latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Can. J. Earth Sci. 2015. 52. P. 147–160. <http://dx.doi.org/10.1139/cjes-2013-0184>.
6. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 3–35.
7. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А. Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. 2018. № 5. С. 22–38.
8. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. 2003. ВНИИ геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург. 137 с.
9. Кориковский С.П., Путиш М., Закариадзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхиметаморфизм пород оболочки инфрататрикума Западных Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатор температурных ступеней // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 578–592.

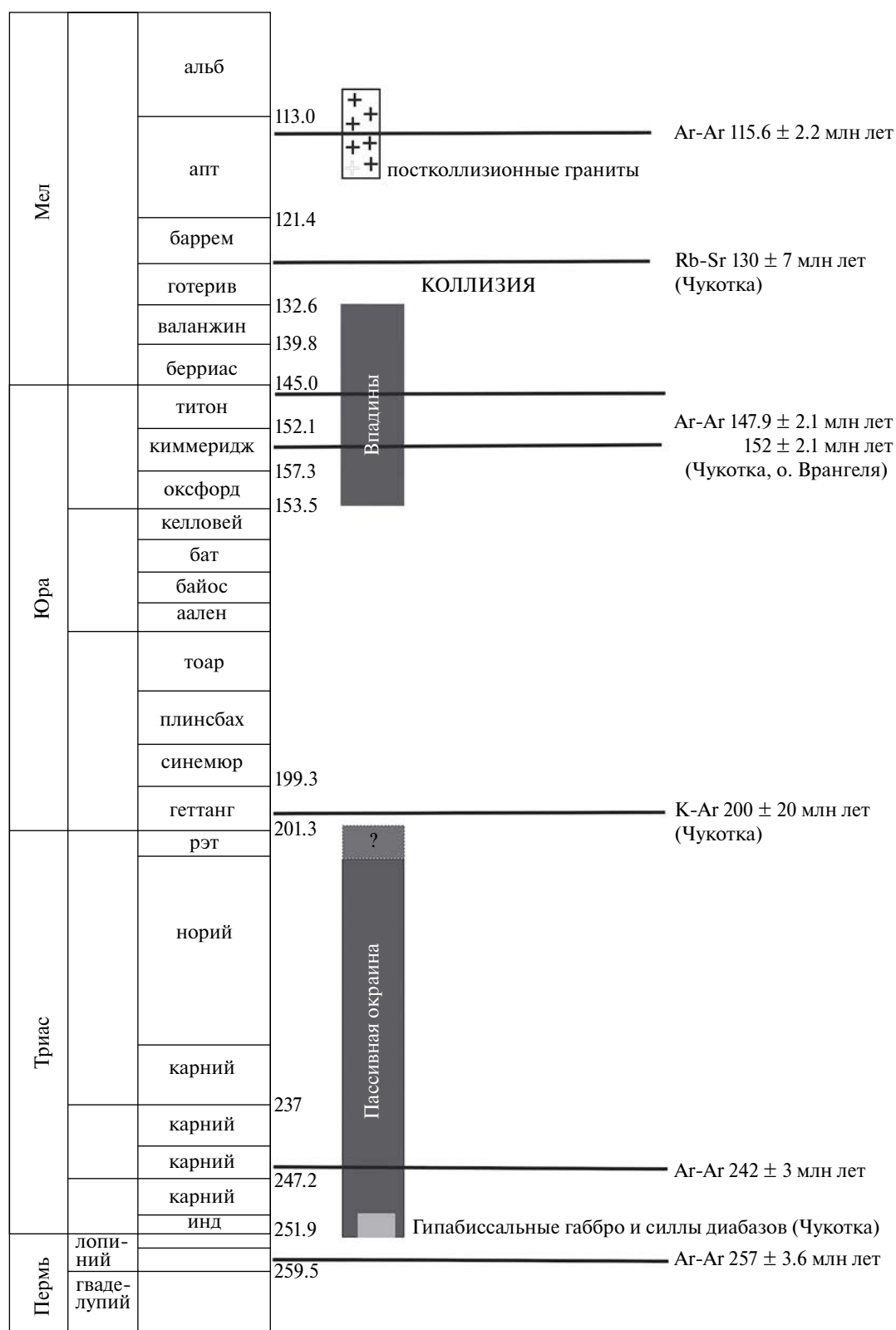


Рис. 5. Основные деформационные события на территории Чукотки и о. Врангеля по результатам изотопного ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -, K/Ar-, Rb/Sr-) датирования показаны в соответствии с этапами развития осадочных бассейнов.

10. *Abad I., Gutierrez Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A.* The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // *Tectonophysics*. 2003. V. 365. P. 103–127.
11. *Симанович И.М.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // *Литол. и полезн. ископ.* 2007. № 1. С. 84–92.
12. *Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В.* Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // *Геотектоника*. 2007. № 5. С. 76–96.
13. *Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса Западной Чукотки как показатель условий складчатости // *Геотектоника*. 2011. № 3. С. 64–78.
14. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 5–30.
15. *Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х.* Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Ануйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2010. № 5. С. 61–80.
16. *Cathelineau M.* Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay minerals*. 1988. 23. P. 471–485.
17. *Буланов В.А., Сизых А.И.* Кристаллохимизм породообразующих минералов. Издательство Иркутского государственного университета, Иркутск, 2005. 220 с.
18. *Guidotti C.V., Sassi F.P., Blencoe J.G., Selverstone J.* The paragonite_muscovite solvus: I. P-T-X limits from the Na-K compositions of natural, quasi binary paragonite_muscovite pairs // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. 58. V. 10. P. 2269–2257.
19. *Guidotti C.V., Sassi F.P., Sassi R., Blencoe J.G.* The effects of ferromagnesian components on the paragonite-muscovite solvus: A semi-quantitative analysis on chemical data for natural paragonite-muscovite pairs // *Journal Met. Geol.* 1994. V. 12. P. 779–788.
20. *Massone H.J., Schreyer W.* Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-Feldspar, phlogopite and quartz // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. № 2. P. 212–244.
21. *Ledneva G.V., Layer P.W., Bazylev B.A., Sokolov S.D., Kuzmin D., Kononkova N.N., Ishiwatari A.* Early-middle Triassic basic magmatism and metamorphism of ultramafic-mafic complexes of the Ust'-Belaya terrane (central Chukotka, NE Russia): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, petrological and geochemical data, geodynamic interpretations // *International Geology review*. 2018. P. 1–19. DOI: 10.1080/00206814.2018.1491013
22. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakuria, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
23. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
24. *Geological map of the Arctic*, Harrison J.C., St-Onge M. R., Petrov O.V., Strelnikov S.I., Lopatin B., Wilson F., Tella S., Paul D., Lynds T., Shokalsky S., Hults C., Bergman S., Solli A., Jepsen H.F. Geological Survey of Canada, Ottawa. 2011. P. 9.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AGE OF THRUSTING IN SEDIMENTARY COMPLEXES OF CHUKOTKA AND WRANGEL ISLAND (NORTH-EAST RUSSIA)

**M. I. Tuchkova^{a, #}, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov^a,
A. V. Moiseev^a, E. V. Vatrushkina^a**

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: tuchkova@ginras.ru*

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of newly formed micas and chlorites from thrust zones made it possible to establish that they were formed in the Tithonian (150 Ma). The thrusts involved sedimentary rocks of a wide age range from Devonian to Triassic. In the Silurian rocks of the Drem-Hed Mountains of Wrangel Island, an older stage of deformations of 257 Ma was established for Wrangel Island, which corresponds to the Late Permian stratigraphic interval, and indicates the existence of deformations after the manifestation of the Ellesmere orogeny in the Early Carboniferous.

Keywords: Chukotka, Wrangel Island, siliciclastic rocks, thrust, deformation, Ar-Ar dating, Mica, Chlorite

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.493.531

СОСТАВ И ВОЗРАСТ НЕОБЫЧНЫХ ЦИРКОН-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД ТРЕТЬЯКОВСКОГО ЗОЛОТО-ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. Б. Б. Дамдинов¹, В. Б. Хубанов¹, академик РАН Н. А. Горячев^{2,3},
Л. Б. Дамдинова¹, А. Д. Извекова¹

Поступило 07.09.2023 г.

После доработки 02.10.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Необычные руды циркон-титаномagnetитового состава были обнаружены нами в пределах рудного поля Третьяковского золото-флюоритового месторождения, входящего в состав Гильберинского золото-серебро-флюорит-редкометалльного рудного узла. Кварц-флюоритовые жильоподобные тела (жильные зоны), образующие месторождение, представляют собой участки сплошной метасоматической аргиллизации, флюоритизации и окварцевания мощностью порядка 0.3–1 м, редко до 2.3 м. Особенностью кварц-флюоритовых руд Третьяковского месторождения является их повышенная золотоносность. Согласно данным разведочных работ, содержание золота в рудах варьирует от 0.3 до 19.5 г/т при среднем значении 3 г/т, серебра – 1.9–18.6 г/т при среднем значении 7 г/т. Необычные циркон-титаномagnetитовые руды сложены агрегатом Fe–Ti-минералов с редкими тонкими прожилками кварц-хлоритового состава, содержащим многочисленные выделения идиоморфных кристаллов циркона и редкую вкрапленность относительно апатита, кварца и монацита. Изотопное U–Pb-датирование по циркону методом LA-ICP-MS показало значение 277 ± 1.5 млн лет, отвечающее возрасту рифтогенного магматизма Западного Забайкалья. Находка таких необычных циркон-титаномagnetитовых руд в ассоциации с золото-флюоритовым оруденением определяет возможность нахождения на территории Забайкалья нового типа комплексных руд, подобных благороднометалльным рудам Южной Австралии.

Ключевые слова: Третьяковское золото-флюоритовое месторождение, циркон-титаномagnetитовые руды, минералогия, возраст

DOI: 10.31857/S2686739724020069

ВВЕДЕНИЕ

Необычные руды циркон-титаномagnetитового состава были обнаружены нами в пределах рудного поля Третьяковского золото-флюоритового месторождения, входящего в состав Гильберинского золото-серебро-флюорит-редкометалльного рудного узла. Месторождение изначально разведывалось как флюоритовое, позднее, в ходе поисково-разведочных работ была установлена повышенная золотоносность кварц-флюоритовых руд, однако

сведения о наличии циркон-титаномagnetитовой минерализации в пределах рассматриваемого рудного узла ранее отсутствовали. Как попутный компонент цирконий известен в рудах Оротского бериллиевого месторождения [1]. Собственно, циркониевые так же, как и титан-циркониевые коренные месторождения и рудопроявления в Западном Забайкалье неизвестны. В статье приводятся результаты исследований минерального и химического состава циркон-титаномagnetитовых руд и данные по изотопному возрасту, полученные путем LA-ICP-MS U–Pb-датирования цирконов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Гильберинский золото-серебро-флюорит-редкометалльный рудный узел расположен в Западном Забайкалье в 40 км к западу от г. Улан-Удэ.

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ, Россия

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Магадан, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

по мощным зонам интенсивного дробления и милонитизации пород. При этом самыми древними считаются разломы широтного простирания. Наиболее крупные разломы протягиваются в виде полос шириной от 50 до 300 м интенсивно катаклазированных и милонитизированных пород в северо-восточном направлении. Основные проявления флюорита Гильберинского рудного узла (Третьяковское, Медведевское и др.) приурочены к участкам пересечения крупных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, и их рудные тела расположены в опеляющих эти разломы разрывных структурах.

Кварц-флюоритовые жилородоподобные тела Третьяковского месторождения приурочены к мощной (до 80 м) зоне северо-восточного простирания, сложенной брекчированными, дробленными (катаклазиты) и перетертыми (милониты) породами, развитыми по сиенитам, участками, превращенными в брекчии (рис. 1). Пострудные разрывные нарушения, секущие флюоритовые жилы, имеют субширотное направление с падением на север под углом 50–70°.

Наблюдения показали, что кварц-флюоритовые жилородоподобные тела (жилые зоны) представляют собой участки сплошной метасоматической аргиллизации, флюоритизации и окварцевания мощностью порядка 0.3–1 м, редко до 2.3 м. На всем протяжении жилой зоны довольно мощные (до 2 м) раздувы кварцево-флюоритового состава сменяются пережимами или переходят в зоны минерализации со слабо выраженной флюоритизацией. На флангах отмечаются расчленение зон на маломощные прожилки и появление кулисообразно расположенных рудовмещающих разрывных структур.

Особенностью кварц-флюоритовых руд Третьяковского месторождения является их повышенная золотоносность. Согласно данным разведочных работ, содержания золота в рудах варьируют от 0.3 до 19.5 г/т при среднем значении 3 г/т, серебра – 1.9–18.6 г/т при среднем значении 7 г/т (неопубликованные данные А.П. Борисова и др., 1968 г.). Золоторудная минерализация приурочена к участкам прожилкового окварцевания флюоритовых руд. С глубиной содержание золота в рудах увеличивается, а на глубине 40 м в кварц-флюоритовых рудах была установлена сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит и станнин), слагающая до 20% объема породы. Анализ штучных проб кварц-флюоритовых руд, отобранных нами из поверхностных горных выработок, показал содержание золота в пределах 0.2–0.62 г/т.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические и минералогические исследования проводились с использованием рудно-петрографических микроскопов марок “Olympus” BX-51 и Полар-3. Аналитические исследования выполнены в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Химический состав минералов определялся Е.В. Ходыревой и С.В. Канакиным методом рентгеноспектрального микроанализа на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP с энерго-дисперсионным спектрометром “INCA Energy” 350. Содержания элементов-примесей в рудах были определены методом РФА Жалсараевым Б.Ж., Бартановой С.В. Изотопное датирование цирконов было проведено методом LA-ICP-MS по методике, опубликованной в работе [3]. Для анализа из образца сливной циркон-титаномagnetитовой руды был изготовлен полированный аншлиф и отобраны зерна циркона, средняя размерность которых составляет 0.2–0.3 мм. Зерна циркона были продатированы методом LA-ICP-MS непосредственно из аншлифа. Точки анализа расположены в центральных частях зерен цирконов для исключения влияния окружающих минералов на результаты датирования.

ЦИРКОН-ТИТАНОМАГNETИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Обломки необычных циркон-титаномagnetитовых руд были найдены в рудном поле Третьяковского месторождения, в центральной части в зоне метасоматитов, параллельной основному рудному телу (рис. 1). Внешне образцы руд представляют собой угловатые обломки от темно-серого до черного цвета, массивной текстуры (рис. 2). Они сложены почти сплошным агрегатом, состоящим из смеси Fe–Ti-минералов, образующих решетчатые и пластинчатые структуры распада, с многочисленными выделениями кристаллов циркона (рис. 3 а, б). Кроме циркона, в основной массе агрегата присутствует вкрапленность относительно мелких кристаллов апатита со сглаженными очертаниями, а также отдельные зерна кварца и монацита. Тонкие секущие прожилки сложены агрегатами кварца, хлорита с редкими зернами карбонатов (сидерита) и монацита. В межзерновых пространствах зерен титаномagnetита отмечаются фрагменты окварцованных катаклазитов и кварцевых прожилков, практически идентичных катаклазитам и прожилкам, наблюдаемым в кварц-флюоритовых рудах, что может служить одним из доказательств



Рис. 2. Внешний вид образцов циркон-титаномagnetитовых руд.

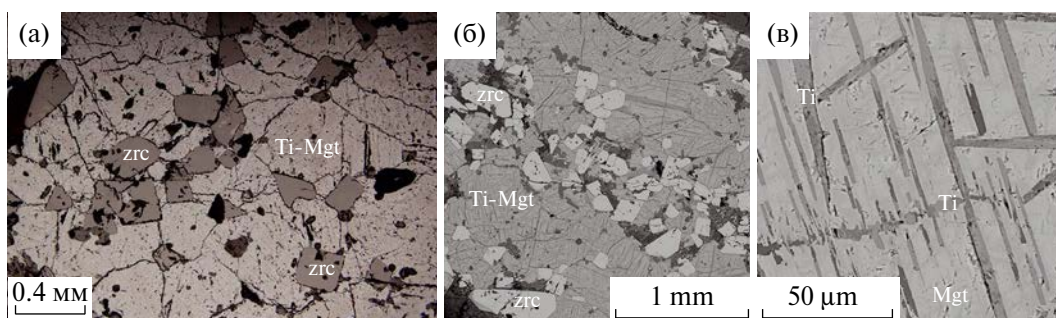


Рис. 3. Общий вид циркон-титаномagnetитового агрегата и структуры распада: а – фото в отраженном свете; б – в обратно-рассеянных электронах; в – увеличенное изображение пластинчатых выделений титановых минералов в магнетите; заметны неоднородности состава, различающиеся по оттенкам в обратно-рассеянных электронах. Ti-Mgt – агрегат Fe-Ti-минералов; zrc – циркон; Mgt – магнетит; Ti – титановые минералы.

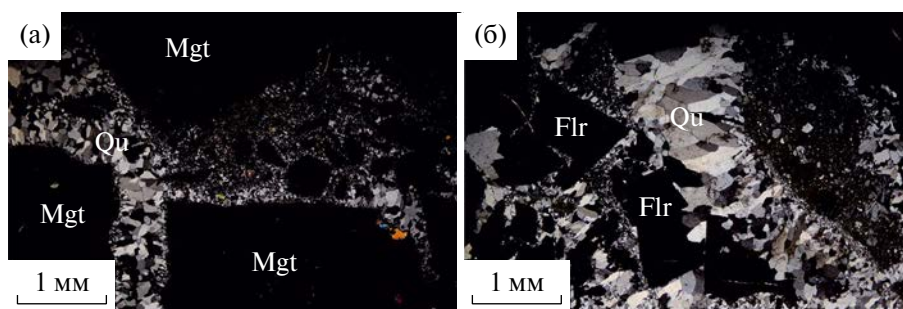


Рис. 4. Фотографии шлифов циркон-титаномagnetитовой (а) и кварц-флюоритовой (б) руд.

связи циркон-титаномagnetитовых и кварц-флюоритовых руд (рис. 4).

Преобладающими минералами Fe-Ti-агрегата является магнетит, содержащий многочисленные пластинчатые вроски титановых минералов, среди которых нами диагностированы ильменит (манганоильменит), Fe-Ti-оксид, близкий по составу к псевдуриту

(в дальнейшем условно назван псевдуритом), рутил и магнетит (титаномagnetит) (рис. 5). При больших увеличениях видно, что пластинчатые выделения структуры распада неоднородны и состоят из нескольких вышеперечисленных титановых минералов (рис. 3 в).

Магнетит практически всегда содержит примесь TiO_2 (0.33–3.92 мас. %). Примерно

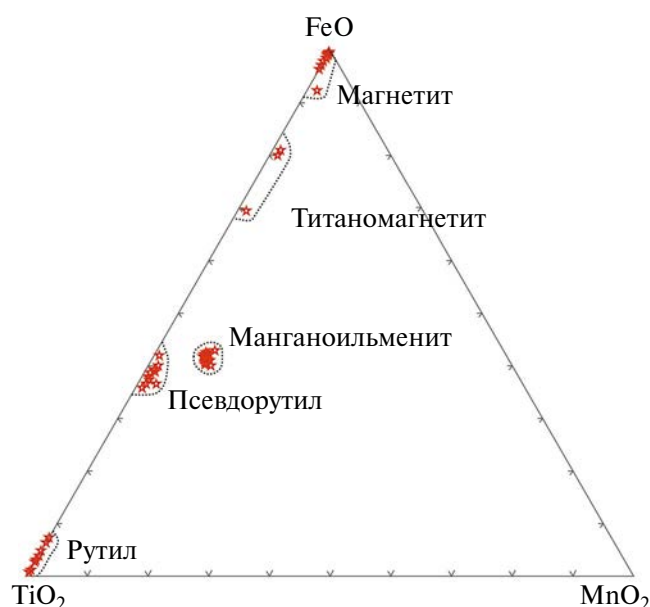


Рис. 5. Диаграмма состава Fe–Ti-минералов циркон-титаномagnetитовых руд.

в половине проанализированных зерен отмечается Al_2O_3 (0.45–1.06 мас. %).

Содержания MnO в манганомagnetите варьируют в интервале 7.6–10.4 мас. %. В единичных случаях отмечаются примеси Al_2O_3 (до 1.08 мас. %), MgO (до 1.06 мас. %), V_2O_3 (до 0.63 мас. %). Отношение Ti/Fe варьируют в пределах 1.11–1.36.

Титаномagnetит характеризуется относительно низким содержанием TiO_2 (до 31.09 мас. %), следовательно, имеет низкое значение Ti/Fe отношения (0.22–0.42). Минерал также содержит примесь MnO (1.27–1.37 мас. %).

Псевдурит по химическому составу отличается от ильменита пониженным содержанием Fe, значения Ti/Fe-отношения относительно повышены, 1.46–1.76. В составе минерала всегда присутствует примесь марганца (MnO = 0.85–2.66 мас. %). В некоторых случаях установлена примесь Al_2O_3 (до 0.57 мас. %) и V (до 0.68 мас. %).

Рутит практически всегда содержит примеси FeO (1.04–6.68 мас. %). В одном случае зафиксирована примесь MnO (0.84 мас. %).

Для оценки температуры формирования руд была использована программа ильменит-magnetитовой термобарометрии ILMAT [4]. Температуры, рассчитанные по трем парам ильменит-magnetит, показали значения 379, 404 и 530 °C, соответствующие относительно

низкотемпературным условиям кристаллизации Fe–Ti-минералов.

Циркон присутствует в виде вкрапленности и скоплений кристаллических зерен, распространенных по всему объему исследуемых руд (рис. 3 а, б). Содержание кристаллов циркона достигает 10–15 об. %. Кристаллы циркона в срезах часто имеют квадратную, ромбовидную, реже треугольную форму (срезы тетрагональных дипирамид), также присутствуют срезы удлиненных тетрагональных призм с развитыми гранями тетрагональных дипирамид (рис. 3 а, б). По морфологии цирконов, на основе классификационной таблицы, опубликованной в работе [5], температура образования цирконов попадает в интервал 600–650 °C, а источником цирконов могут быть субщелочные породы мантийного генезиса. Состав циркона однородный, зональность не выявлена, примесей на уровне чувствительности анализа (0.1 мас. %) также не установлено.

В краевой части одного из кристаллов циркона диагностировано выделение бадделейта. В составе бадделейта присутствует примесь HfO_2 – 1.72 мас. %.

Апатит присутствует в меньшем количестве, чем циркон, но, тем не менее, слагает равномерную редкую вкрапленность относительно мелких кристаллов со сглаженными границами, развитую по всему объему руд. Содержание зерен апатита примерно 3–5 об. %. По химическому составу минерал относится к фтороапатиту, содержания F варьируют в пределах 2.43–4.39 мас. %. В большинстве проанализированных зерен присутствует также примесь Cl (до 0.32 мас. %). Апатит характеризуется повышенными содержаниями РЗЭ. Так, в его составе всегда присутствуют примеси Ce (Ce_2O_3 = 0.7–3.89 мас. %), в некоторых проанализированных зернах присутствует La (La_2O_3 = 0.67–1.22 мас. %) и реже Nd (Nd_2O_3 – до 1.39 мас. %). В ряде случаев зафиксированы примеси FeO (до 0.99 мас. %).

Монацит слагает редкие округлые зерна в рудном агрегате, также присутствует в секущих кварц-хлоритовых прожилках в виде тонкой вкрапленности, иногда встречается в продуктах вторичного изменения апатита. В химическом составе монацита преобладает Ce (Ce_2O_3 = 34.69–36.18 мас. %), однако, содержания других лантаноидов также повышены: La_2O_3 = 14.21–15.76 мас. %, Nd_2O_3 = 12.14–14.23 мас. %, Pr_2O_3 = 3.22–4.07 мас. %. В монаците присутствуют примеси ThO_2 – до 1.59 мас. % и CaO – до 1.13 мас. %.

Таблица 1. Химический состав и содержания элементов-примесей в образце циркон-титаномagnetитовой руды (обр. Т-21–2)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
9.90	0.91	71.06	1.15	0.16	0.40	0.89	0.05	14.58	0.54	99.65
Sc	V	Cr	Co	Cu	Zn	Ga	As	S	Sn	Bi
14	18	27	44	10	816	39	6	218	8.7	23
Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Pb	Th	U
2	5.5	25	118	8900	263	320	57	27	26	23

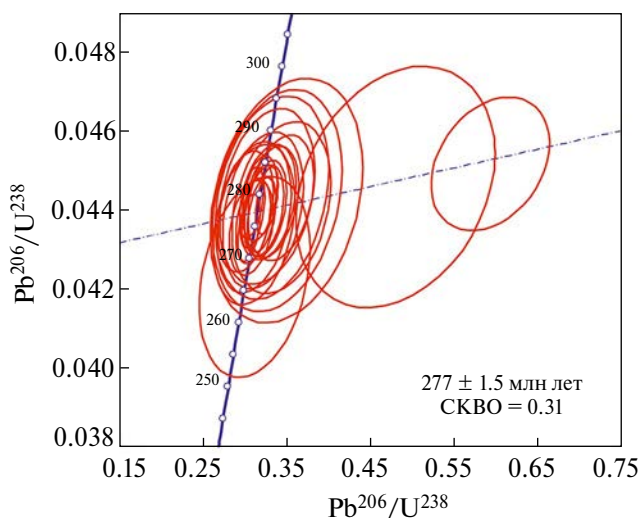
Примечание: содержания петрогенных окислов даны в мас. %, содержания элементов-примесей — в г/т.

Хлорит совместно с кварцем и монацитом слагает тонкие прожилки, заполняющие трещины в агрегате, а также встречается в виде отдельных пластинчатых зерен. В химическом составе хлорита преобладает FeO (25.6–29.5 мас. %), но в одном случае установлено зерно магнезимального хлорита (MgO — 26.18 мас. %), слагающее пластинчатое выделение на границе зерен апатита, циркона и Fe–Ti-минералов.

В химическом составе образца циркон-титаномagnetитовых руд преобладают Fe (сумма оксидов Fe — 71.06 мас. %) и Ti (TiO₂ — 14.58 мас. %) (табл. 1). В значимых концентрациях присутствуют SiO₂ (9.9 мас. %), MnO (1.15 мас. %) и P₂O₅ (0.54 мас. %). Содержания других петрогенных элементов низкие — на уровне десятых долей мас. %. Содержание Zr составляет 0.89 мас. %. Из элементов-примесей можно отметить относительно повышенные концентрации Zn, Nb, Hf и Y (табл. 1).

U–Pb-ДАТИРОВАНИЕ

Наличие большого количества зерен циркона позволило провести изотопное U–Pb-датирование. Возраст образца был определен по точке пересечения конкордии и дискордии, построенной по 25 точкам измерения с помощью Excel-макроса Isoplot. Полученное значение изотопного возраста составило 277±1.5 млн лет (рис. 6). Учитывая, что дискордантное положение некоторых точек, вероятно, обусловлено наличием в цирконах нерадиогенного свинца, то также рассчитан (Isoplot) средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с ²⁰⁷Pb-коррекцией на обыкновенный свинец, который составил 277±1 со СКВО = 0.4 по 25 измерениям. Хорошая сходимость данных датирования в разных точках анализа свидетельствует об отсутствии возможного влияния факторов, вызывающих искажение результатов, — попадания в кратер фрагментов окружающих

**Рис. 6.** U–Pb-диаграмма с конкордией.

минералов, загрязнения поверхности циркона при полировке и т.д.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Месторождения титана большей частью связаны с проявлениями базитового магматизма, тогда как коренные проявления циркония известны в щелочных породах. В то же время известно, что титан и цирконий могут совместно концентрироваться в сложных щелочно-магматических комплексах. Например, ассоциация Nb-содержащего ильменорутила и циркона установлена в альбит-рибекит-эгириносодержащих метасоматитах, связанных с щелочными сиенитами, на месторождении Соболиха в южной части Приморья [6].

Следует отметить, что в пределах центральной части Западного Забайкалья, в незначительной удаленности, не более первых десятков километров от Третьяковского месторождения, известны тела массивных и вкрапленных

титаномагнетитовых руд в составе позднепалеозойских расслоенных интрузий перидотит–габброидного состава (Арсентьевский, Оронгойский массивы) [7]. Однако циркон, тем более в количествах до 10–15%, в рудах этого типа не известен. Кроме того, химический состав проанализированного образца циркон-титаномагнетитовой руды показал высокое содержание Fe, Ti, Zr и повышенное – Mn. Содержание Nb, часто присутствующего в качестве примеси в титановых рудах, относительно низкое. Микроскопические исследования показали, что в структуре распада Fe–Ti-твердого раствора присутствует целый набор титановых минералов с различными соотношениями главных элементов. В то же время магматические титаномагнетитовые руды, развитые в рассматриваемом районе, характеризуются достаточно однородным составом пластинчатых вросков ильменита [7]. Следует заметить, что состав ильменита в титаномагнетитовых рудах магматического генезиса закономерно меняется в зависимости от изменений условий их кристаллизации, а неоднородности состава фиксируются только в случаях наличия разных генераций Fe–Ti-минералов [8]. Таким образом, минеральная ассоциация, химический валовый состав циркон-титаномагнетитовых руд и неоднородности состава титановых минералов в этих рудах могут являться одними из индикаторов немагматического происхождения циркон-титаномагнетитовой минерализации Третьяковского месторождения.

Поскольку идиоморфные кристаллы циркона не обнаруживаются в качестве включений в титаномагнетите, то, по-видимому, цирконы характеризуются более ранним образованием. Эти взаимоотношения подтверждаются оценками температурных условий кристаллизации. Особенности морфологии цирконов, согласно классификации в работе [5], указывают на их кристаллизацию при температурах порядка 600–650 °С. Магнетит-ильменитовая минеральная термометрия показала более низкотемпературные условия минералообразования – 379–530 °С. При этом нерудная составляющая сложена окварцованной породой, весьма схожей по морфологии с окварцованным аргиллизированным катаклазитом по сиенитам, вмещающим кварц-флюоритовые руды Третьяковского месторождения. Минералы базитовых или щелочных пород или их реликты в нерудной составляющей циркон-титаномагнетитовых руд отсутствуют, что также не позволяет увязать

появление этих руд со становлением расслоенных габброидных интрузий.

Совокупность данных о геологическом строении, минеральном и химическом составе руд, составе слагающих их минералов, низкотемпературных условиях их образования позволяют предполагать метасоматическую природу циркон-титаномагнетитовых руд Третьяковского месторождения.

Возраст золото-флюоритового оруденения, пространственно ассоциирующего с местом нахождения циркон-титаномагнетитовых руд, неизвестен, но наблюдаемые признаки связи кварц-флюоритовых и циркон-титаномагнетитовых руд позволяют предполагать их близкий возраст, поскольку и те, и другие руды развиты по одному субстрату – тектонически и метасоматически преобразованным сиенитам. Можно предположить, что формирование руд происходило метасоматическим путем за счет флюидов, отделившихся от магмы повышенной щелочности, кристаллизовавшейся на глубине, и такое сонахождение, наряду с развитием монацита в массе изученных руд, сближает минерализацию Третьяковского месторождения с месторождениями IOCG-типа. В частности, аналогами такой минерализации можно рассматривать объекты Таркула пояс кратона Гаулер в Южной Австралии [9], где известны месторождения с многостадийными рудами, связанными с дайками диоритов (магнетит-хлорит-кварцевая, серицит-кварц-пиритовая с золотом, карбонат-флюоритовая и др.) [10].

Значение изотопного возраста, 277 млн лет, полученное для циркона, сопоставимо с возрастом (~280 млн лет) расслоенных перидотит–габброидных массивов (Оронгойский, Арсентьевский и др.), несущих титаномагнетитовое оруденение. Однако к этому же времени приурочено и формирование ассоциаций гранитоидов высокой щелочности: многофазного сиенит – щелочной сиенит – щелочно-гранитного Брянского плутона (279–283 млн лет) [11], бимодальной трахибазальт–трахит–комендитовой дайковой серии (277–283 млн лет) [12], распространенных относительно недалеко от Гильберинского рудного узла. Все эти магматические ассоциации входят в состав Северо-Монгольского–Забайкальского рифтового пояса, протяженность которого составляет около двух тысяч километров от Монгольского Алтая на западе до Олёкма-Станового нагорья на востоке и формирование которого имело место в пермь-триасовое время [13, 14]. Таким образом, можно заключить, что циркон-титаномагнетитовые

и золото-кварц-флюоритовые руды были сформированы в позднем палеозое гидротермально-метасоматическим путем и связаны с развитием крупной рифтогенной структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необычные циркон-титаномagnetитовые руды найдены в рудном поле Третьяковского золото-флюоритового месторождения. Руды состоят из агрегата Fe–Ti-минералов, среди которых основную массу составляет магнетит, содержащий пластинчатые вроски (структуры распада твердого раствора) титансодержащих минералов – манганомангана, рутила, псевдорутита, титаномagnetита в ассоциации с кристаллами циркона, содержание которых в породе достигает 10–15 об. %, также присутствует апатит (3–5 об. %). По морфологии цирконов предполагаются относительно низкотемпературные условия их формирования, что в совокупности с необычной циркон-титаномagnetитовой ассоциацией позволяет предполагать метасоматическую природу руды. Значение изотопного возраста цирконов составляет 277 ± 1.5 млн лет, отвечающее возрасту рифтогенного магматизма Западного Забайкалья. Находка таких необычных циркон-титаномagnetитовых руд в ассоциации с золото-флюоритовым оруденением определяет возможность нахождения на территории Забайкалья нового типа комплексных руд подобных благороднометалльным рудам Южной Австралии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН, проект № АААА-А21-121011390003-9 и ИГХ СО РАН, проект IX.130.3.1 (№ 0284-2021-0001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И., Журкова З.А.* Бериллий России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. М.: Геоинформмарк, 1996. 40 с.
2. *Платов В.С., Терещенков В.Г., Савченко А.А., Бусуек С.М., Аносова Г.Б., Полянский С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Лист М-48-VI. Селенгинская серия. Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 156 с.
3. *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
4. *Lepage L.D.* ILMAT: An Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry // Computers & Geosciences. 2003. V. 29. P. 673–678.
5. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. V. 73. P. 207–220.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./ под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
7. *Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А., Бадмацыренов М.В., Канакин С.В.* Титаномagnetит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1 (38). С. 57–66.
8. *Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С.* Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд стреднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера. 2012. № 5. С. 145–165.
9. *Горячев Н.А.* Рудные месторождения в истории Земли. Тектоно-металлогенический очерк. Владивосток: Дальнаука, ИП Сердюк, 2021, 208 с.
10. *Budd A.R., Skirrow R.G.* The Nature and Origin of Gold Deposits of the Tarcoola Goldfield and Implications for the Central Gawler Province, South Australia // Economic Geology. 2007. V 102. No 8. P. 1541–1563.
11. *Litvinovsky B.A., Bor-ming Jahn, Zanzvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichov M.K., Titov A.V.* Petrogenesis of syenite- granite suites from the Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chemical Geology. 2002. V. 189 (1–2). P. 105–133.
12. *Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т.* U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
13. *Занвиевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. Москва: Наука. 1985. 232 с.
14. *Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвиевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Н.П.* Этапы формирования и источни-

- ки щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 350–380.
15. Быховский Л.З., Потанин С.Д. Геолого-промышленные типы редкометальных месторождений. Москва: РИС ВИМС. 2009. 156 с.
16. Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерогеническое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 3–36.

COMPOSITION AND AGE OF UNUSUAL ZIRCON-TITANOMAGNETITE ORES FROM TRETYAKOVSKOE GOLD-FLUORITE DEPOSIT (WESTERN TRANSBAIKALIA)

**B. B. Damdinov^a, V. B. Khubanov^a, Academician of the RAS N. A. Goryachev^{b, c},
L. B. Damdinova^a, A. D. Izvekova^a**

^a*Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Ulan-Ude, Russian Federation*

^b*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch
of the Russian Academy of Science, Magadan, Russian Federation*

^c*Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, Russian Federation*

Unusual zircon-titanomagnetite ores were discovered the ore field of the Tretyakovskoe gold-fluorite deposit, which is part of the Gilberinsky gold-silver-fluorite-rare-metal ore cluster. Quartz-fluorite vein-like bodies (vein zones) forming the deposit are areas of metasomatic argillization, fluoritization and silicification, with a thickness of about 0.3–1 m, rarely up to 2.3 m. A feature of quartz-fluorite ores of the Tretyakovskoe deposit is their increased gold content. According to exploration data, gold grades in ores vary from 0.3 to 19.5 ppm, with an average value of 3 ppm, silver – 1.9–18.6 ppm, with an average value of 7 ppm. Unusual zircon-titanomagnetite ores are composed of an aggregate of Fe-Ti minerals with rare thin veinlets of quartz-chlorite composition, containing numerous segregations of idiomorphic zircon crystals and rare dissemination relative to apatite, quartz and monazite. In situ U-Pb isotopic dating of zircon using LA-ICP-MS showed a value of 277 ± 1.5 Ma, corresponding to the age of rift magmatism in Western Transbaikalia. The discovery of such unusual zircon-titanomagnetite ores in association with gold-fluorite mineralization determines the possibility of finding a new type of complex ores similar to the precious metal ores of South Australia in the territory of Transbaikalia.

Keywords: Tretyakovskoe gold-fluorite deposit, zircon-titanomagnetite ores, mineralogy, age

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 551.72:549.02:550.4.08

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КОНДОМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ):
РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS)-ДАТИРОВАНИЯ ГРАНАТА**

© 2024 г. М. В. Стифеева^{1,*}, Е. Б. Сальникова¹,
член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Ю. Д. Гриценко^{2,3}

Поступило 21.09.2023 г.

После доработки 23.10.2023 г.

Принято к публикации 24.10.2023 г.

Представлены результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната из железорудных скарнов Шалымского месторождения (Кондомское рудное поле, Горная Шория). Полученные данные являются первой “прямой” оценкой возраста формирования железорудного оруденения Кондомского поля (499 ± 1 млн лет). Образование этого месторождения связано с этапом субщелочного магматизма средне-верхнекембрийского возраста, который ранее не был выделен в пределах складчатых сооружений Горной Шории (западная часть Алтае-Саянской складчатой области).

Ключевые слова: скарны, гранат, U–Pb, Горная Шория, Алтае-Саянская складчатая область, железорудные месторождения

DOI: 10.31857/S2686739724020073

Горная Шория является одним из богатейших железорудных районов России. Он расположен в западной части Алтае-Саянской складчатой области, в зоне сочленения складчатых сооружений Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западного Саяна (рис. 1). Железорудные месторождения этого района объединяются в Алатауско-Горношорский марганцево-железорудный пояс, включающий рудопроявления кембрийского и раннедевонского возрастов. Месторождения железа имеют разное происхождение, но наиболее крупные и богатые из ныне разрабатываемых относятся к скарново-рудной формации. Среди всех рудных полей выделяется Кондомское железорудное поле, в состав которого входят два крупных месторождения железной руды — Таштагольское и Шерегешевское [1].

Образование контактово-метасоматических месторождений Кондомского поля связано

с Шалымским магматическим комплексом, прорывающим вулканогенно-осадочные карбонат-содержащие толщи мундыбашской свиты. Входящие в состав этого комплекса массивы сложены щелочно-полевошпатовыми и кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и габброидами. Для всех интрузивных пород массивов Шалымского комплекса характерны повышенная щелочность и обогащение фосфором.

В состав Кондомского железорудного поля входят четыре месторождения: Таштагольское, Шалымское, Шерегешевское и Кочуринское. Общей чертой всех месторождений является форма и пространственная ориентировка рудных тел. Скарново-магнетитовые тела приурочены к Кондомскому грабену и контролируются зонами разломов. Месторождения несколько отличаются минеральным парагенезисом и составом руд: для месторождений южной части Кондомского поля (Таштагольского и Кочуринского) характерна высокая степень проявленности наложенных процессов, связанная с воздействием поздних гранитоидных комплексов [3].

Шалымское месторождение расположено в зоне контакта кварцевых сиенитов Шалымского массива с вмещающими породами эффузивно-осадочной толщи мундыбашской свиты. Рудные тела имеют сложную столбообразную,

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

²Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,
Москва, Россия

³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана
Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru

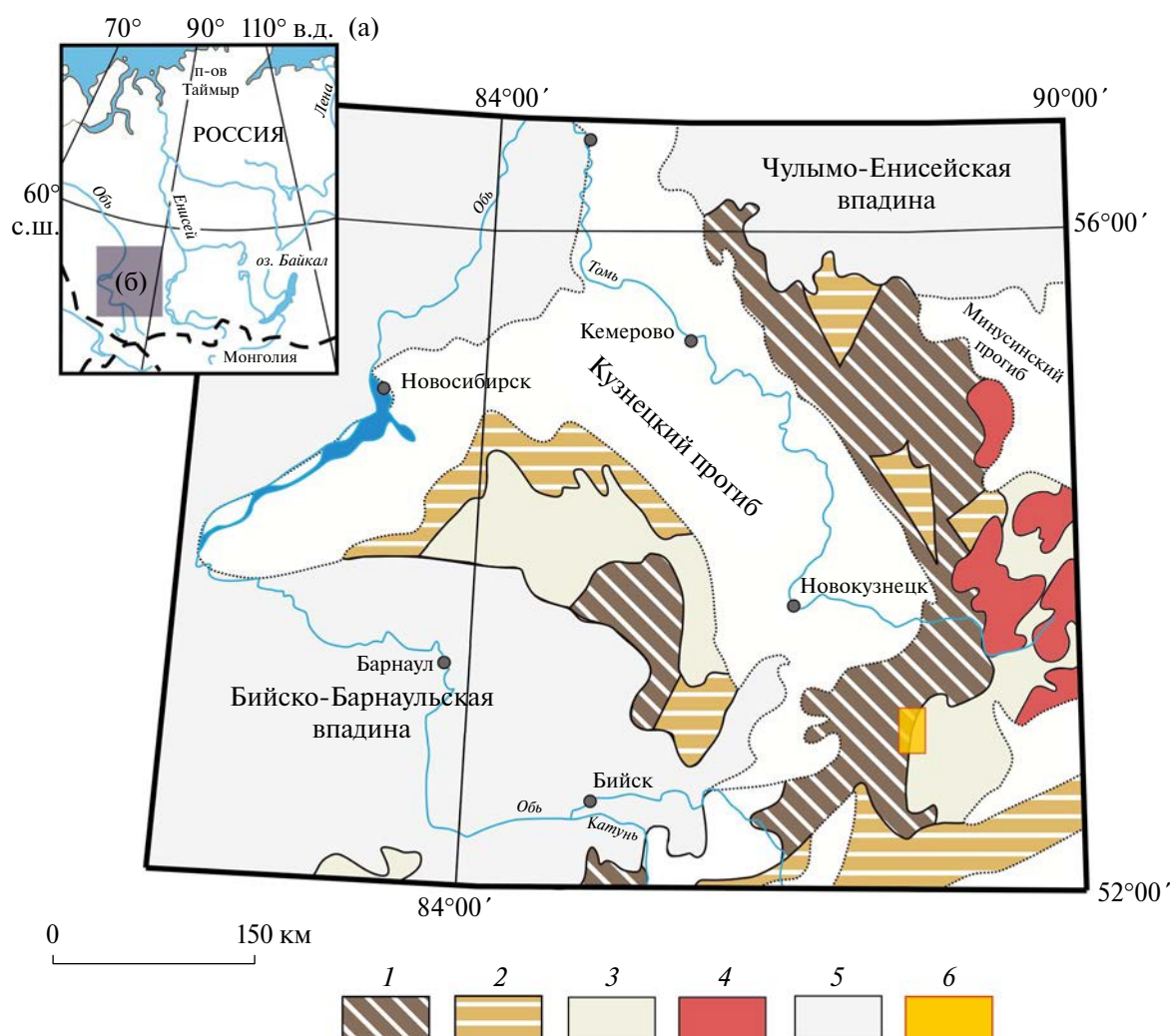


Рис. 1. Схематическая карта вулканических поясов и палеобассейнов западной части Алтае-Саянской складчатой области (составлена по [2]); (б): 1 – вулканические пояса с окраинноморскими и (или) океанскими ассоциациями; 2 – вулканические пояса с островодужными ассоциациями; 3 – венд-кембрийские палеобассейны; 4 – раннепалеозойские гранитоидные батолиты; 5 – мезозойско-кайнозойские отложения; 6 – площадь исследований.

линзовидную и гнездовую формы [1]. Скарны представлены гранат-пироксеновыми и гранат-эпидотовыми разностями, рудная минерализация представлена магнетитом в ассоциации с сульфидами. Отмечаются наложенные гидротермальные преобразования пород, выраженные в хлоритизации, частичном окварцевании и карбонатизации. Также к поздним процессам относится внедрение даек диабазов, секущих скарны и магнетитовые руды [1]. Скарновая минерализация представлена преимущественно гранатом и диопсидом, в меньшем количестве присутствуют эпидот и скаполит. Рудный этап начинается с формирования залежей железных руд и завершается образованием сульфидов.

Исследования, проведенные за последние несколько лет [4, 5], продемонстрировали высокий потенциал кальциевых гранатов как U–Pb-минералов-геохронометров, в том числе для “прямого” датирования рудных процессов. В настоящей работе представлены результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната из рудоносных скарнов Шалымского месторождения.

Гранат является породообразующим минералом скарновых пород. Он слагает плотные массы в сростаниях с пироксеном и встречается в виде отдельных идиоморфных кристаллов, размер которых достигает 3 мм в диаметре. Цвет варьирует от зеленовато-коричневого в крупных кристаллах до бледно-зеленого в тонких

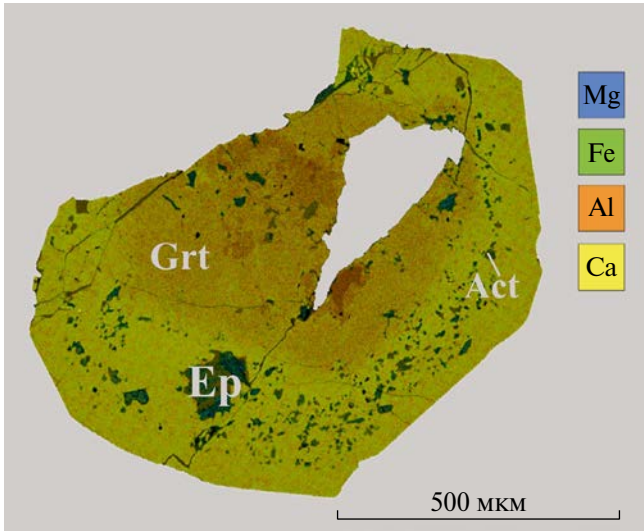


Рис. 2. Изображение карты ЭДС, показывающей распределение Mg, Fe, Al и Ca в гранате из скарнов Шалымского месторождения.

фрагментах. Химический состав граната соответствует ряду андрадит (12.32–63.71%)–гроссуляра (31.96–80.40%) с минимальным присутствием других компонентов (спессартин до 4.36%, пироп до 2.37%). Внутреннее строение зерен граната характеризуется наличием зональности, несколько отличающейся от типичной для гранатов из скарновых пород. На изображениях зерен граната в обратно отраженных электронах это выражается в отсутствии четких границ между зонами с преобладающим содержанием андрадитового или гроссулярового компонентов и неоднородности окраски отдельных участков (рис. 2).

В целом для всех зерен граната характерно преобладание гроссулярового компонента в центре зерен и постепенное увеличение

содержания андрадитового минала в краевых частях. Также в периферийных зонах наблюдаются включения минералов группы эпидота (5–10 мкм) и магнетита (менее 1 мкм). Кроме того, наблюдается частичное замещение граната магнетитом во внешних зонах кристаллов. Состав включений и характер наложенных процессов (частичное замещение зерен граната магнетитом) соответствуют минеральной ассоциации рудоносных скарнов и однозначно указывают на то, что образование граната произошло в ходе контактово-реакционных процессов и связанных с ними рудогенезом.

U–Pb геохронологические исследования проведены для четырех микронавесок граната из рудоносных скарнов Шалымского месторождения из коллекции Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана РАН (ММФ № 53457). Для изучения отбирались преимущественно отдельные однородные, свободные от включений зерна граната (размер до 100 мкм), реже фрагменты зерен. Отбор микронавесок осуществлялся вручную под биноклем с визуальным контролем внутреннего строения. Предварительная подготовка проб, а также процедуры выделения свинца и урана проводились по методике, описанной в [5]. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом (с помощью счетчика ионов) режимах. Точность определения U/Pb-отношений, а также содержания урана и свинца составила 0.5%. Верхняя граница холостого загрязнения для U составляло 1 пг U и 15 пг Pb. Последующая обработка полученных экспериментальных данных проводилась в программах “PbDat” [6] и “ISOPLOT” [7]. Расчет возрастов осуществлялся с использованием общепринятых констант распада U [8]. Поправки

Таблица 1. Результаты U–Pb геохронологических исследований граната из рудоносных скарнов Шалымского месторождения

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.59	3.52	39.43	0.15	329.27	0.0573±1	0.0371±1	0.6354±12	0.0804±1	0.81	499±1	498±1	504±2
2	0.31	6.93	78.07	0.15	335.98	0.0571±1	0.0406±1	0.6331±12	0.0804±1	0.81	498±1	499±1	496±3
3	0.24	3.61	37.53	0.21	211.8	0.0572±1	0.0334±1	0.6373±20	0.0808±1	0.60	501±1	501±1	498±5
4	0.54	7.23	67.14	0.10	136.22	0.0568±1	0.0311±1	0.5854±21	0.0747±2	0.79	468±2	464±1	485±5

Примечание: ^a изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Pbc – обычный Pb; Pbt – общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

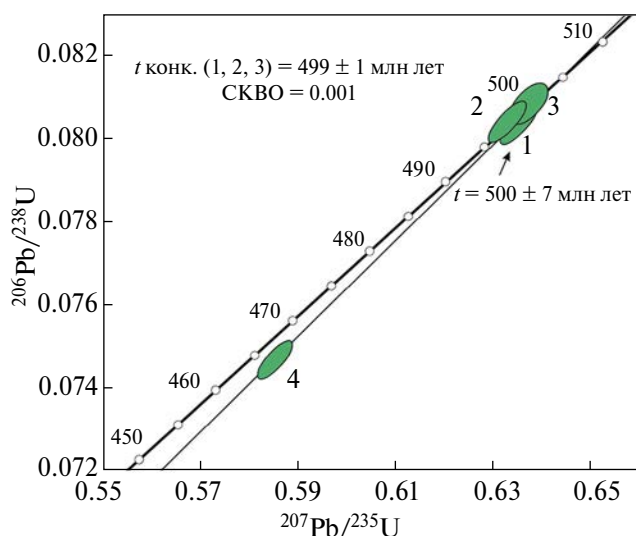


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для граната из рудоносных скарнов Шалымского месторождения. Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

на обычный Pb вводились в соответствии с модельными величинами [9]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Гранаты из рудоносных скарнов Шалымского месторождения характеризуются высоким уровнем содержания урана (37–78 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ($Pb_{sc}/Pb_t = 0.10–0.21$) (табл. 1). Конкордантный возраст, полученный по трем микроанализам граната (1–3, табл. 1), составляет 499 ± 1 млн лет ($СКВО = 0.001$) (рис. 3). Микроанализ № 4 характеризуется незначительной дискордантностью (4%), однако, возраст по верхнему пересечению дискордии, рассчитанный для всех четырех микроанализов, отвечает 500 ± 7 млн лет (нижнее пересечение соответствует 212 ± 120 , $СКВО = 2$), что хорошо согласуется с полученным конкордантным возрастом (рис. 3).

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют установить с высокой точностью “прямой” возраст образования скарнов и сопутствующего железорудного оруденения Шалымского месторождения (Кондомское рудное поле), который составляет 499 ± 1 млн лет.

Полученные данные указывают на то, что в пределах Горной Шории также был проявлен этап раннепалеозойской (500–548 млн лет; [10]) магматической активизации, ранее выделенный только в восточной части Кузнецкого Алатау (западная часть Алтае-Саянской складчатой области).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Геохронологические исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-17-00211), а геологические исследования – в рамках плановой темы ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрушев В.А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории // Отв. ред. Г.Л. Пospelов. Акад. наук СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск: Изд-во Сиб. отд-ния АН СССР. 1959. 190 с.
2. Бабин Г.А. Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация): Дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2003. 20 с.
3. Кашкай М.А. К минералогии рудных процессов Кондомской группы железорудных месторождений / Сборник статей под ред. П.И. Лебедев. Ч. 1. АН СССР. Ленинград: Изд-во Акад. Наук СССР. 1934. 208 с.
4. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Котов А.Б., Гриценко Ю.Д. U-Pb возраст граната из скарнов Дашкесанского месторождения (Малый Кавказ) // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 554–557.
5. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Гриценко Ю.Д., Пейчева И. Возраст рудоносных метасоматитов центральной части Алданского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований граната // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 25–29.
6. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88–542. 1991. 35 p.
7. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. 70 p.
8. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 359–362.
9. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
10. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования Когтахского габбро-монцитного комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 900–930.

THE FIRST AGE DATA OF THE DEPOSITS OF KONDOMSKY IRON ORE FIELD (GORNAYA SHORIYA): RESULTS OF U-Pb (ID-TIMS) DATING OF GARNET

**M. V. Stifeeva^{a, #}, E. B. Salnikova^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a,
Yu. D. Gritsenko^{b, c}**

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow, Russian Federation*

^c*A. Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russian Federation*

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

The results of U-Pb (ID-TIMS) geochronological studies of garnet from iron ore skarns of the Shalym deposit (Kondomskoye ore field, Gornaya Shoriya) are presented. The data obtained are the first estimate of the age of formation of the iron ore mineralization of the Kondomsky field (499 ± 1 MA). The formation of this deposit is associated with the stage of subalkaline magmatism of the Middle-Upper Cambrian age, which was not previously identified within the folded structures of the Mountain Shoria (the western part of the Altai-Sayan folded region).

Keywords: garnet, skarn, U-Pb, Gornaya Shiriya, Altai-Sayan folded district, iron ore deposit

УДК 552.11

ИЛЕЙСКОЕ ФЛЮОРИТ-ФЕНАКИТОВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ВКЛАД ДЕВОНСКОГО РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

© 2024 г. Д. А. Лыхин^{1,*}, А. А. Воронцов², академик РАН В. В. Ярмолюк¹

Поступило 27.09.2023 г.

После доработки 01.10.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

В пределах Алтае-Саянской складчатой области, охватывающей территорию Восточно-Тувинского нагорья и Восточного Саяна, сосредоточена одна из богатейших редкометалльных провинций России. Месторождения редких металлов, элементов и земель, сформировавшихся в ее пределах, имеют разный возраст и возникли в разных геотектонических обстановках и в разные металлогенические эпохи. Они связаны с внедрением массивов щелочных пород, которые распространены вдоль системы разломов между каледонидами Алтае-Саянской складчатой области и Тувино-Монгольским докембрийским супертеррейном. Ареал их распространения определяется также как Восточно-Саянская редкометалльная металлогеническая зона (ВСМЗ), возникающая в связи с воздействием мантийных плюмов на юго-западное обрамление Сибирской платформы. Проведены геохимические и геохронологические исследования на Илейском флюорит-фенакитовом рудопроявлении. Рудопроявление возникло в результате внедрения гранитоидов огнитского комплекса в известняки монгошинской свиты, которые стали геохимическим барьером для магматического флюида, обогащенного фтором и Ве. Геохронологические Rb–Sr- и Ag–Ag-исследования показали, что субщелочные граниты, а также кислые вулканиды илейской толщи имеют среднедевонский возраст ~390 млн лет, что согласуется с оценками возраста для пород огнитского комплекса. Таким образом, одновозрастность магматизма и рудообразования на Илейском рудопроявлении свидетельствует о вкладе девонского магматизма в формирование редкометалльной минерализации в пределах ВСМЗ.

Ключевые слова: флюорит-фенакитовое рудопроявление, девонский магматизм, редкие металлы, возраст, геохронология

DOI: 10.31857/S2686739724020087

В восточной части Алтае-Саянской складчатой области (АСО), охватывающей территорию Восточной Тувы и Восточного Саяна, располагается одна из крупнейших редкометалльных (Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE) провинций России [1, 2]. Сформировавшиеся в ее пределах месторождения имеют разный возраст и возникли в разных геодинамических условиях в разные металлогенические эпохи. Общим для них является связь с массивами щелочных пород, распределенных вдоль системы разломов, которая

определяет границу между каледонидами АСО и Тувино-Монгольским докембрийским супертеррейном. Пояс их распространения определяется так же, как Восточно-Саянская редкометалльная металлогеническая зона (ВСМЗ). Щелочной магматизм в ее пределах связывается с воздействием мантийных плюмов на юго-западное обрамление Сибирской платформы [3]. Выделяются раннепалеозойская (ордовик), среднепалеозойская (ранний девон) и позднепалеозойская (поздний карбон – ранняя пермь) эпохи подобной активности. Эти эпохи стали временем крупных структурных перестроек континентальной коры в регионе, сопровождавшихся интенсивным магматизмом внутриплитного типа, в том числе редкометалльного щелочного (рис. 1).

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: lykhind@rambler.ru

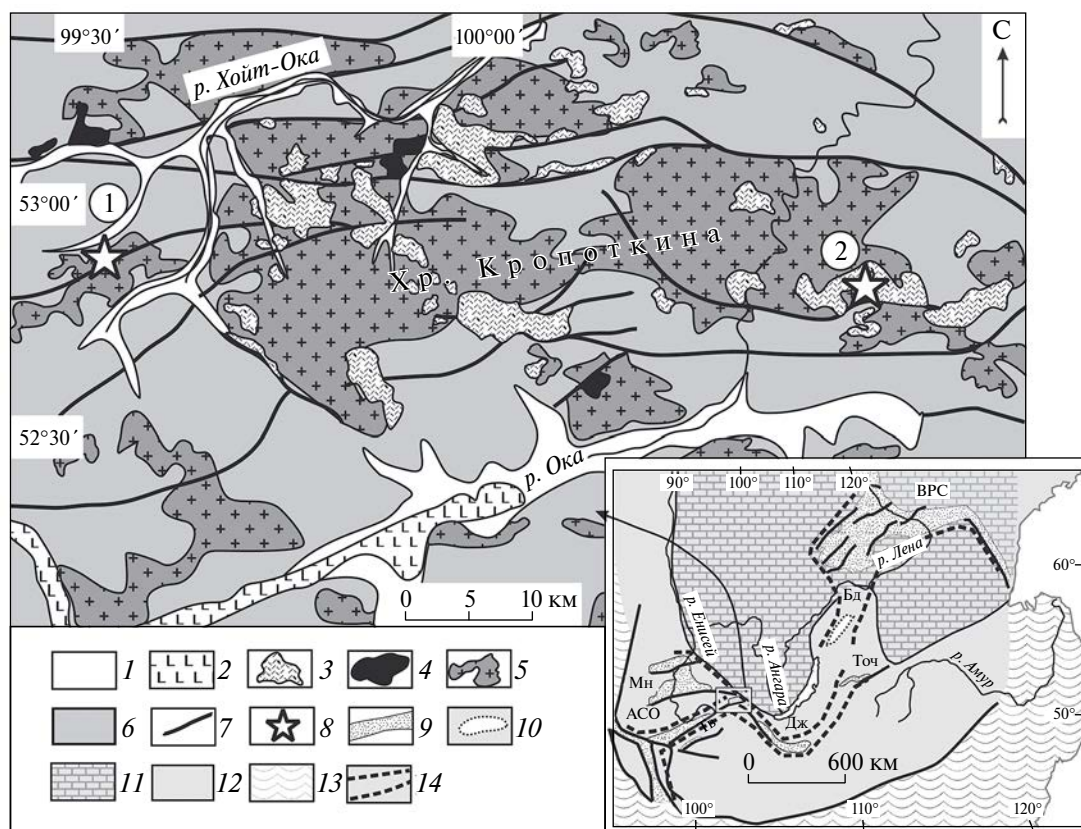


Рис. 1. Схема распространения раннедевонских вулканоплутонических ассоциаций в районе хр. Кропоткина по [7]. 1 – рыхлые отложения; 2 – четвертичные базальты; 3–5 – раннедевонские магматические ассоциации: 3 – трахириолит-комендитовые, 4 – базальтовые и бимодальные базальт-трахириолит-комендитовые, 5 – субщелочные и щелочные граниты и сиениты; 6 – додевонские гнейсограниты, габброиды, гранодиориты и плагиограниты; 7 – разломы; 8 – положение Снежного месторождения (1) и Илейского рудопроявления (2); 9–14 – условные к врезке: 9 – вулканические впадины и грабены, 10 – область распространения базитовых интрузий в основании Бодайбинского прогиба, 11 – Сибирская платформа, 12 – территория палеоконтинента, 13 – Палеоазиатский океан, 14 – предполагаемые контуры девонской рифтовой системы. ВРС – Вилюйская рифтовая система, АСО – Алтае-Саянская рифтовая область. Грабены и впадины: Мн – Минусинская, Тв – Тувинский, Дж – Джиде-Хасуритинский, Точ – Точерский, Бд – Бодайбинский. Прямоугольным контуром выделена территория хр. Кропоткина.

Наиболее продуктивными в отношении формирования редкометальной минерализации в пределах ВСМЗ стали раннепалеозойская и позднепалеозойская эпохи [4]. В раннем палеозое здесь сформировались редкометальные месторождения Арыскан, Окуневка и некоторые другие [5]. В позднем палеозое возникли такие крупные редкометальные месторождения, как Зашихинское, Снежное, Улуг-Танзек, Улан-Тологойское и ряд более мелких проявлений [4, 6].

В отличие от них среднепалеозойская эпоха в металлогеническом отношении остается слабо выраженной, несмотря на то, что наиболее значимыми в строении АСО стали внутриплитные процессы раннего девона, в результате которых возникла крупнейшая Алтае-Саянская рифтовая система [7]. Одна из ветвей этой системы

прослеживается вдоль Тувинского прогиба в сторону Восточного Саяна. В пределах последнего к продуктам рифтогенного магматизма отнесены многочисленные массивы субщелочных и щелочных габброидов, долеритов, сиенитов и гранитоидов, объединяемые в огнитский комплекс, а также поля щелочных вулканитов. Наиболее широко эти породы представлены в хребте Кропоткина [7], который расположен на пересечении ВСМЗ с хребтами Восточного Саяна. Несмотря на то, что эти породы характеризуются повышенными содержаниями Nb, Zr, REE и др., в связи с ними достоверных проявлений редкометальной минерализации установлено не было. Этот факт, в частности, стал одним из аргументов, поставивших под сомнение широкое развитие девонского магматизма в Восточном Саяне [8]. В настоящей статье приведены

данные об Илейском флюорит-фенакитовом рудопроявлении, его строении и возрасте, которые показывают, что девонская эпоха внутриплитной активности также оставила свой след в формировании ВСМЗ.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Илейское флюорит-фенакитовое рудопроявление находится в западной части республики Бурятия вблизи ее границы с Иркутской областью (рис. 2). Рудопроявление расположено в хребте Кропоткина (Восточный Саян) на высоте 2050–2250 м над уровнем моря на левом борту ручья Илеэ (бассейн р. Оки). Рудопроявление относится к берtrandит-фенакит-флюоритовой формации [9, 10].

Илейское рудопроявление расположено в зоне сопряжения крупных долгоживущих глубинных разломов — Главного Саянского и Жом-Болокского. Вмещающими породами для него служат тонко-мелкокристаллические неопротерозойские известняки монгошинской свиты, образующие блок 400–200 метров. Известняки прорваны сиенит-порфирами, биотитовыми гранитами, субщелочными и щелочными лейкогранитами, относимыми к огнитскому комплексу, кроме того, они перекрыты породами девонской илейской толщи, представленными фельзитами, фельзитовыми и дацитовыми порфирами, андезитовыми порфирами, пантеллеритами, комендитами, их игнимбритами и туфами.

Рудопроявление в структурном отношении располагается в узле пересечения различных нарушений северо-восточного ($50\text{--}60^\circ$) и субширотного ($70\text{--}85^\circ$) направлений с крутыми углами падения ($60\text{--}80^\circ$) соответственно на юго-восток и северо-запад. Рудная минерализация развивается в известняках в зонах катаклаза и милонитизации, а также непосредственно в экзоконтактах щелочных гранитов. Ее формирование связывается с внедрением гранитоидов огнитского комплекса в известняки монгошинской свиты, которые стали геохимическим барьером для обогащенного фтором и бериллием магматического флюида.

Рудные тела представлены жилами и линзами с раздувами и пережимами. На рудопроявлении выделяется три рудных участка: центральный, западный и северный. На центральном участке мощность рудных жил колеблется от 0.5–0.8 м до 1–1.5 м, единичные до 5–10 м, длина рудных жил 80–120 м, жилы залегают под углом $45\text{--}60^\circ$. На западном участке рудные тела залегают в экзоконтакте интрузии гранитоидов в известняках

и имеют небольшую мощность 15–20 см, протяженность 10–30 м. Простираение жил точно повторяет контакты гранитоидов с известняками. Падение жил крутое, в сторону известняков. Контакты рудных жил с известняками резкие. Северный участок расположен вдоль контакта известняков с лавобрекчиями, крупнообломочными туфами и фельзитами илейской свиты и представлен зоной флюоритизации в известняках мощностью от 0.3–5 м до 14 м, протяженностью около 500 м.

Рудные жилы состоят из флюорита, калиевого полевого шпата, кварца, кальцита, биотита и серицита, также встречаются апатит, сфен, пирит, сфалерит, гематит и актинолит, бериллиевые минералы, по данным И.И. Куприяновой, представлены в основном фенакитом, отмечаются единичные находки берtrandита и мелинофана. В зависимости от состава и текстурно-структурных особенностей выделяются массивные и прожилково-вкрапленные типы руд (рис. 3).

Массивные руды представляют собой тонко-мелкозернистые образования фиолетового и сиреневого цветов, характеризуются сетчатым, ячеистым строением, обусловленным выделением флюорита, слагающего основную (90%) массу породы с переменным небольшим содержанием кварца, калиевого полевого шпата, кальцита, серицита, встречаются также апатит, сфен, пирит, сфалерит, гематит и фенакит. Такие руды в основном сконцентрированы в центральном участке рудопроявления, в меньшей степени они развиты в западном участке.

Прожилково-вкрапленные руды с бедными бериллиевыми рудами развиты преимущественно на северном и западном участках. Они представлены мелкозернистыми породами пятнистого облика, окрашенными в зеленовато-фиолетовый цвет. В составе их присутствуют флюорит, кварц, кальцит, серицит, актинолит, пироксен, гранат, везувиан и редкий фенакит.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Интрузивные породы на месторождения представлены тремя разновидностями: 1 — средне-крупнозернистыми субщелочными и щелочными лейкогранитами, 2 — порфировидными кварцевыми и щелочными сиенитами, 3 — мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Кроме того, в пределах месторождения присутствуют отдельные дайки маломощных от 10 до 50 см фельзит-порфиров и гранит-порфиров.

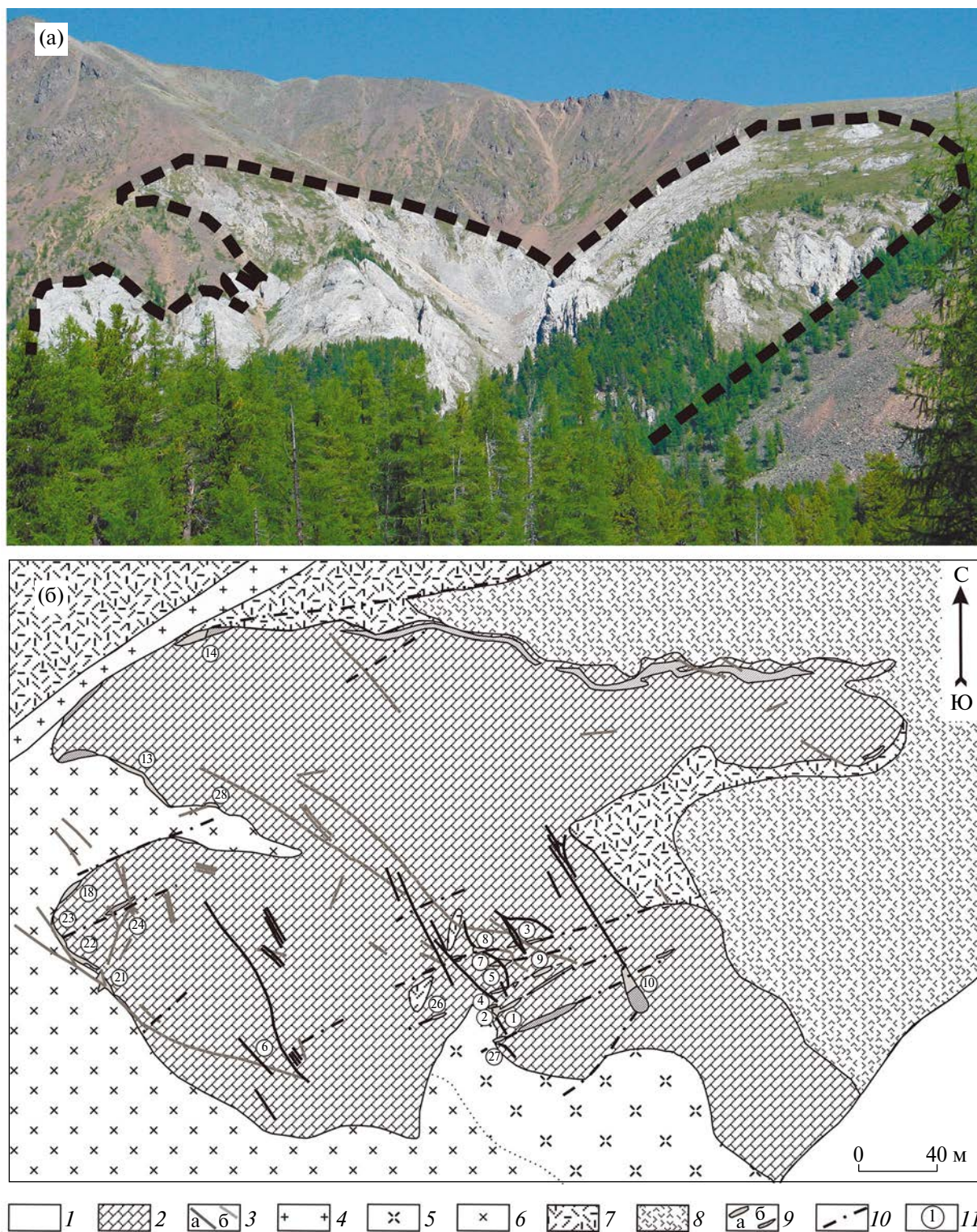


Рис. 2. Строение Илейского рудопоявления. а – фотография, пунктиром выделены выходы известняков монгошинской свиты; б – геологический план Илейского рудопоявления. 1 – ледниковые отложения; 2 – известняки верхнепротерозойской Монгошинской свиты; 3–8 – девонский вулканоплутонический комплекс: 3–6 – Огнитский комплекс: 3 – дайки: а – гранит-порфиры, кварцевые порфиры, б – измененные порфириты, 4 – мелкозернистые лейкократовые граниты, 5 – средне- и крупнозернистые порфировидные лейкократовые граносиениты и кварцевые сиениты, 6 – лейкократовые сиенит-порфиры; 7–8 – Илейская толща: 7 – фельзиты, 8 – лавобрекчии; 9 – флюоритовые жилы: а – закартированные, б – предполагаемые; 10 – разломы; 11 – номера рудных тел.

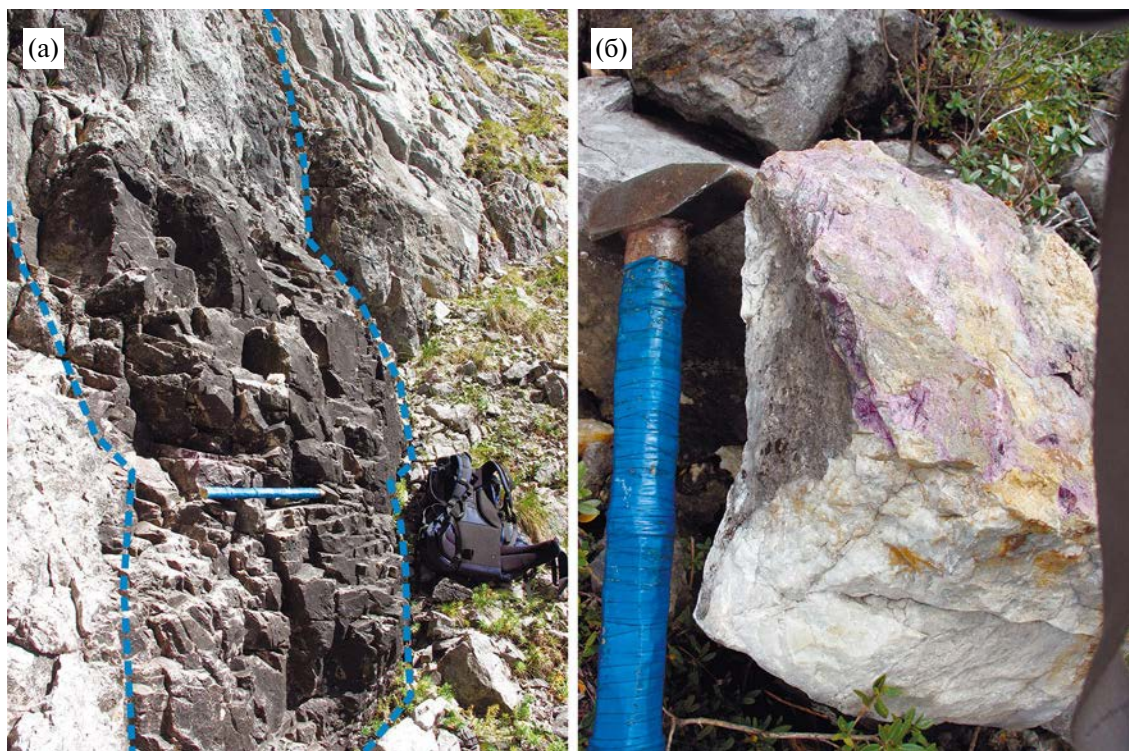


Рис. 3. а — жила массивных руд с резкими контактами из центрального участка рудопрооявления; б — прожилково-вкрапленные руды из западного участка.

Вулканиды илейской свиты, перекрывающие известняки монгошинской свиты, отвечают кремнекислым породам, среди которых преобладают фельзитовые порфириды, дациты, андезитовые порфириды, пантеллериты, комендиты.

В петрохимическом отношении магматические породы Илейского рудопрооявления относятся к субщелочному ряду. Содержание щелочей в лейкогранитах колеблется от 8.28 до 9.17%, в фельзитых порфирах от 8.48 до 9.76%,

в пантеллеритах от 10.41 до 11.42%, в дайке щелочных гранитов 11.09%, а в андезитах 7.32%.

Изученные гранитоиды имеют близкие геохимические характеристики. Относительно примитивной мантии они характеризуются глубокими минимумами концентраций Sr, Eu, Ti и повышенными содержаниями Rb, Pb, с преобладанием легких редких земель над тяжелыми $(La/Yb)_n = 3.8-14.4$ (табл. 1, рис. 4). Вулканиды илейской толщи по распределению РЗЭ схожи

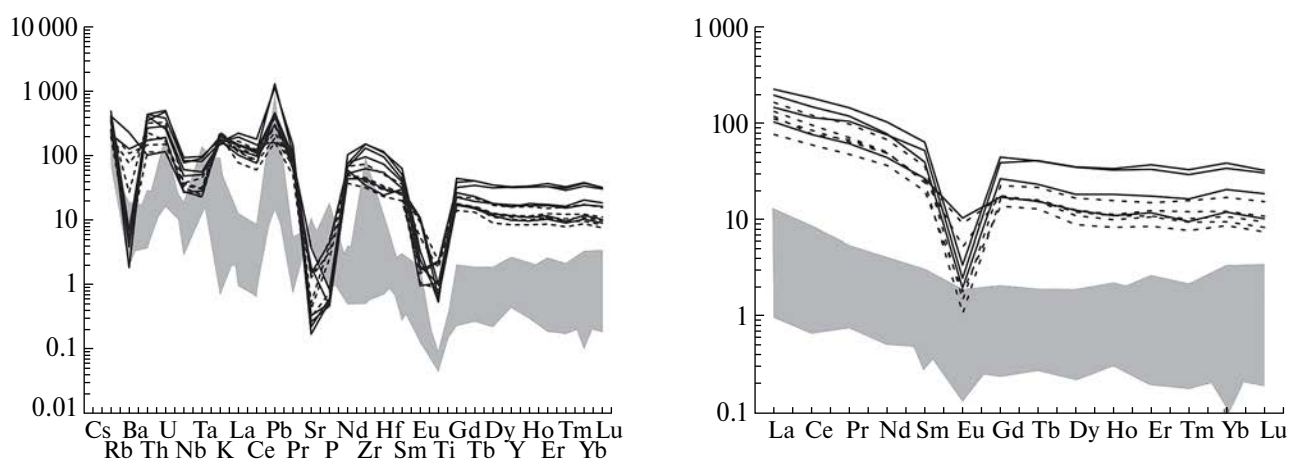


Рис. 4. Графики нормированного распределения редких и редкометалльных элементов в магматических породах и рудах Илейского рудопрооявления по [11]. Гранитоиды — сплошные линии; вулканиды илейской толщи — пунктирные линии; руды — выделены серым полем.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (г/т) в породах Илейского рудопрооявления

Компоненты	Ил-1/08	Ил-3/08	Ил-19/08	Ил-2/08	Ил-9/08	Ил-18/08	Ил-4/08
	Массив субщелочных гранитов		Дайки умеренно щелочных лейкогранитов				Дайка щелочного гранита
SiO ₂	75.6	75.3	74.0	73.8	76.4	74.1	67.3
TiO ₂	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.5
Al ₂ O ₃	11.6	10.6	13.2	12.1	11.4	12.4	15.1
FeO _{общ}	3.3	4.5	2.3	2.1	2.9	2.8	3.9
MnO	0.1	0.1	0.05	0.04	0.02	0.1	0.1
MgO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3
CaO	0.1	0.2	0.3	1.5	0.1	0.5	1
Na ₂ O	4.2	4	4.1	4.3	3.5	3.2	5.6
K ₂ O	4.5	4.6	5.0	4.4	4.7	5.9	5.5
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.1
CO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
П.п.п.	0.23	0.29	0.65	1.46	0.51	0.55	0.71
Сумма	99.96	99.84	100.01	99.93	99.84	99.93	100.02
Be	3.21	1.66	2.99	4.33	1.81	1.64	4.61
V	9.57	9.16	11.04	11.7	15.15	14.82	9.83
Co	0.54	0.67	0.6	0.73	1.41	0.88	0.65
Zn	75.01	120.4	161.2	162.1	90.82	82.27	160.2
Ga	27.69	28.48	30.84	30.05	23.75	24.76	29.27
Rb	166.7	232.4	318.6	256.3	140.6	269.9	216.6
Sr	3.85	5.92	5	7.45	41.78	83.44	33.4
Y	75.25	81.23	155.9	151.2	54.97	46.88	152.4
Zr	1111	728	1746	1767	509	403	1534
Nb	36	44.74	69.15	61.67	19.96	20.41	57.66
Ba	30.07	28.47	50.08	13.61	928.5	1669	35.79
La	142.7	90.63	106.4	164.3	75.11	109.2	108.2
Ce	283.3	187	218.3	347.1	145.6	208.3	231.8
Pr	33.27	22.25	29.34	40.46	17.2	23.83	27.87
Nd	109.5	74.88	107	145.9	62.34	84.8	94.94
Sm	18.28	14.43	23.9	29.3	12.34	13.88	20.04
Eu	0.34	0.17	0.43	0.59	1.78	1.89	0.3
Gd	16.24	13.9	23.69	27.25	10.47	10.79	19.58
Tb	2.28	1.92	4	3.98	1.52	1.48	3.41
Dy	13.84	13.73	26.77	26.66	9.46	8.98	24.14
Ho	3.05	2.82	5.65	5.46	1.84	1.64	5.43
Er	8.70	8.33	18.28	16.53	5.82	5.15	16.53
Tm	1.31	1.24	2.64	2.34	0.77	0.72	2.53
Yb	10.27	8.62	19.25	17.03	5.97	5.18	18.67
Lu	1.48	1.32	2.59	2.44	0.82	0.72	2.57
Hf	23.83	17.67	37.16	35.65	9.64	7.8	30.8
Ta	2.13	2.36	4.1	3.44	1.19	0.98	3.87
Pb	11.3	21.36	91.98	80.05	30.17	28.62	32.46
Th	37.82	25.01	32.4	40.53	15.89	9.44	40.65
U	5.7	6.37	10.66	11.03	4.25	2.56	8.39

Продолжение табл. 1. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (г/т) в породах Илейского рудопроявления

Компоненты	ИЛ-1/2	ИЛ-1/3	ИЛ-1/4	ИЛ-2/2	ИЛ-2/3	Ил-20/08	ИЛ-1/1	ИЛ-2/4
	Пантеллериты					Фельзитовые порфиры		
SiO ₂	66.99	66.82	69.15	66.09	63.86	74.4	74.39	73.38
TiO ₂	0.516	0.555	0.402	0.46	0.574	0.5	0.227	0.184
Al ₂ O ₃	14.79	15.2	13.83	14.93	15.81	12.5	12.36	12.79
FeO _{общ}	4.31	4.22	3.89	5.06	5.92	3.6	3.04	3.12
MnO	0.15	0.09	0.13	0.26	0.17	0.1	0.06	0.01
MgO	0.26	0.34	0.27	0.23	0.25	0.1	0.11	0.11
CaO	0.93	0.74	0.89	0.98	0.82	0.2	0.21	0.27
Na ₂ O	4.95	5.14	4.51	5.47	5.32	4.3	4.4	3.34
K ₂ O	6.47	6.08	6	5.56	5.09	4.2	4.46	6.42
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.07	0.05	0.24	0.1	0.02	0.02
CO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
П.п.п.	0.51	0.6	0.82	0.5	1.85	0.33	0.7	0.37
Сумма	99.98	99.88	99.96	99.6	99.91	100.28	99.98	100.02
Be	3.96	н/о	5.01	3.18	н/о	2.45	н/о	2.74
V	6.56	н/о	4.32	2.86	н/о	11.92	н/о	3.13
Co	1.37	н/о	1.02	1.24	н/о	0.71	н/о	0.97
Zn	84.6	н/о	98.8	86.1	н/о	86.35	н/о	47.4
Ga	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	25.55	н/о	н/о
Rb	154	н/о	128	129	н/о	214.3	н/о	229
Sr	29.6	н/о	29	9.58	н/о	11.87	н/о	7.06
Y	48.2	н/о	52.2	39.8	н/о	75.48	н/о	56.2
Zr	477	н/о	531	370	н/о	863	н/о	459
Nb	23.5	н/о	25.5	21.1	н/о	28.07	н/о	27.4
Ba	792	н/о	560	33.8	н/о	195.5	н/о	53.9
La	88.4	н/о	83.1	57.2	н/о	123.5	н/о	99.2
Ce	150	н/о	164	116	н/о	235.1	н/о	187
Pr	19.4	н/о	18.5	13.7	н/о	28.1	н/о	20.4
Nd	70.7	н/о	70.4	52.6	н/о	97.56	н/о	72.6
Sm	12	н/о	12.1	9.28	н/о	16.74	н/о	11.3
Eu	1.6	н/о	0.93	0.32	н/о	0.26	н/о	0.19
Gd	10.8	н/о	11.1	8.59	н/о	14.13	н/о	10.3
Tb	1.54	н/о	1.57	1.3	н/о	2.16	н/о	1.61
Dy	8.55	н/о	9.35	6.92	н/о	13.04	н/о	9.77
Ho	1.7	н/о	1.88	1.42	н/о	2.71	н/о	1.93
Er	5.41	н/о	5.5	4.31	н/о	7.58	н/о	6.25
Tm	0.77	н/о	0.84	0.63	н/о	1.29	н/о	0.99
Yb	4.84	н/о	5.52	4.42	н/о	8.73	н/о	6.21
Lu	0.68	н/о	0.78	0.61	н/о	1.26	н/о	0.89
Hf	9.36	н/о	10.8	7.47	н/о	16.26	н/о	10.4
Ta	1.04	н/о	1.28	0.96	н/о	1.9	н/о	1.33
Pb	13.2	н/о	20.4	11.4	н/о	26.86	н/о	16.2
Th	13.6	н/о	16.3	10.5	н/о	29.81	н/о	21.1
U	3.32	н/о	4.12	2.48	н/о	7.31	н/о	3.75

Окончание табл. 1. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (г/т) в породах Илейского рудопрооявления

Компоненты	Ил-21/08	И-7	И-14	И-17	И-25	Ил-5/08	Ил-7/08	Ил-11/08	Ил-14/08	Ил-27/08	Ил-29/08
	Известняк	Флюорит-карбонат-Be руды									
SiO ₂	1.8	9.8	11.4	9.0	9.9	11.7	12.1	12.3	14.1	12.8	2.9
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	0.2	2.9	3.1	2.5	2.7	3.9	2.6	3.4	3.1	5.3	1.2
FeO _{общ}	0.1	0.8	0.5	0.7	1.0	0.2	0.5	0.2	0.1	0.4	0.5
MnO	0.01	0.03	0.03	0.08	0.08	0.03	0	0	0.03	0.4	0.1
MgO	3.2	0.2	0.2	61.2	0.7	59.1	59.1	59.0	57.2	50.2	61.1
CaO	52.4	63.1	61.2	0.4	60.5	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	1.0
Na ₂ O	0.2	0.1	0.1	2.0	0.1	2.2	2.2	2.6	2.9	0.6	0.6
K ₂ O	0.1	2.4	2.6	0.1	2.0	0.1	0.0	0.1	0.1	1.7	0.0
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0	0.02	0.1	0.02	0.02	0.4
CO ₂	н/о	0.24	0.23	2.56	2.91	0.9	1.66	1.12	1.07	18.56	17.34
П.п.п.	42.31	н/о	н/о	2.66	н/о	1.48	2.13	1.37	1.31	18.56	17.36
Сумма	100.44	79.47	79.24	81.27	80.01	79.71	80.65	80.14	80.08	108.81	####
Be	1.17	2.69	1350	2.02	1.89	1.42	4.36	1.85	7.15	2.03	1.42
V	9.01	10.22	9.97	11.7	12.3	10.23	11.81	10.94	11.37	13.93	11.37
Co	0.8	1.09	0.97	0.91	1.02	1.10	1.17	0.97	0.94	1.59	0.86
Zn	5.43	16.71	25.9	39.5	39.7	9.52	20	10.74	11.14	29.25	6.37
Ga	0.52	3.07	2.78	3.33	3.51	3.88	3.8	4.25	4.38	6.49	1.63
Rb	7	136.1	138	132	147	114.5	133.8	157.6	162.1	46.49	65.76
Sr	429.4	222.3	196	222	223	237.4	182.7	209.5	223.4	174.6	95.65
Y	0.9	7.85	2.12	10.1	10.3	4.06	2.74	4.18	3.94	12.89	11.36
Zr	13.23	17.67	6.08	6.57	7.25	71.85	16.08	31.85	8.2	38.73	1057
Nb	0.45	5.35	5.05	6	13.9	6.87	5.94	5.29	6.16	2.18	7.88
Ba	5.49	42.08	55.1	33.6	37	30.53	33.73	50.88	23.21	136.1	14.52
La	0.85	1.96	0.71	2.14	2.27	1.51	1.79	2.73	1.56	9.23	2.76
Ce	1.16	3.91	1.27	3.94	4.01	2.27	3.5	5.03	2.62	16.46	4.77
Pr	0.17	0.45	0.21	0.61	0.61	0.27	0.4	0.66	0.4	1.53	0.66
Nd	0.7	1.81	0.72	2.28	2.12	1.13	1.56	2.46	1.53	5.79	2.83
Sm	0.09	0.46	0.22	0.65	0.61	0.22	0.4	0.13	0.39	1.43	0.69
Eu	0.01	0.1	0.05	0.05	0.06	0.02	0.09	0.15	0.05	0.33	0.14
Gd	0.1	0.47	0.14	0.73	0.81	0.26	0.32	0.51	0.27	1.28	0.85
Tb	0.02	0.11	0.03	0.16	0.13	0.07	0.04	0.09	0.06	0.19	0.18
Dy	0.07	0.61	0.17	1.03	1.04	0.33	0.38	0.43	0.48	1.45	1.28
Ho	0.03	0.14	0.05	0.2	0.17	0.08	0.08	0.11	0.11	0.38	0.31
Er	0.05	0.41	0.09	0.40	0.54	0.15	0.11	0.33	0.21	0.88	1.33
Tm	0.01	0.05	0.01	0.07	0.08	0.02	0.03	0.05	0.04	0.14	0.18
Yb	0	0.37	0.11	0.41	0.42	0.14	0.19	0.05	0.22	0.82	1.7
Lu	0.01	0.07	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04	0.03	0.13	0.28
Hf	0.27	0.47	0.39	0.23	0.26	2.36	0.54	0.94	0.39	0.65	3.84
Ta	0.09	2.2	3.98	2.08	5.77	1.84	1.85	1.64	1.36	0.51	1.27
Pb	1.51	11.82	12.9	15.1	10.9	1.64	2.04	2.35	1.92	60.35	1.04
Th	0.17	2.7	0.34	0.74	0.81	0.58	0.64	0.94	0.36	1.54	0.94
U	0.42	0.57	0.52	1.24	1.16	0.36	0.89	1.98	1.42	4.54	3.70

Примечание: П.п.п. – потери при прокаливании, н/о – не определялось, FeO_{общ} – железо общее.

с лейкогранитами и обладают минимумом содержаний Sr, Eu, Ti, максимумами Rb, Pb и преобладанием легких редких земель над тяжелыми $(La/Yb)_n = 8.9-12.5$. На дискриминационных петрохимических диаграммах Nb–Y и Rb–Y+Nb [12] все огнитские щелочные граниты и вулканыты с Илея попадают в поле внутриплитных образований (WRG). Руды Илейского рудопроявления имеют ровный спектр распределения РЗЭ, близкий с субщелочными гранитами $(La/Yb)_n = 1.11-7.74$, на мультиэлементной диаграмме они характеризуются минимумами содержаний Rb, Nb, Eu, Ti и максимумами U, Pb, Ta, Zr. Содержания Be в целом низкие, но в отдельных пробах доходит до 1350 г/т.

Для определения возраста (Rb–Sr- и Ar–Ar-) и изотопных (Sm–Nd-) характеристик магматических пород, участвующих в строении Илейского рудопроявления, были изучены субщелочные средне-крупнозернистые лейкограниты огнитского комплекса и вулканыты (фельзит-порфиры и пантеллериты) илейской свиты. Состав лейкогранитов определяют калишпат-пертит (70–75%) и кварц (25–30%), в породах также отмечается арфведсонит 5% и в качестве аксессуарных — ильменит, бастнезит, монацит, циркон, флюорит и гадолинит. Фельзиты — фиолетовые порфировые породы с вкрапленниками кварца 20–30% в существенно полевошпатовой основной массе. Пантеллериты — мелкозернистые породы с микрогранитной основной массой и редкими фенокристаллами калиевого полевого шпата, кварца и арфведсонита, основная масса сложена теми же минералами и альбитом в соотношении: КПШ 30–40%, альбит 30–40%, кварц 10–15%, арфведсонит ~5%.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Изучение Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопных систем в породах месторождения проводилось в изотопной лаборатории ИГГД РАН,

Rb–Sr- по методике, описанной в работе [13], а Sm–Nd- по [14]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре “Finnigan” MAT-261 и TRITON. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[Sr] = 336.7$ мкг/г, $[Rb] = 47.46$ мкг/г, $[Sm] = 6.47$ мкг/г, $[Nd] = 28.13$ мкг/г, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.4062$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705036 \pm 22$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1380$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512642 \pm 14$. Расчет изохроны производился методом [15], во всех расчетах использовалась общепринятая константа распада рубидия — 1.42×10^{-11} лет [16]. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$).

Результаты проведенных Rb–Sr-изотопно-геохронологических исследований илейской вулканической толщи приведены в табл. 2 и отображены на рис. 5. Были проанализированы пять проб пород этой толщи — фельзитовые порфиры и пантеллериты. Полученная по ним изохрона имеет возраст 390.8 ± 7.4 млн лет, СКВО = 2.27 при достаточно высоком первичном изотопном отношении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7148 \pm 21$, что может указывать на коровый источник кислых магматических расплавов. В частности, на участие относительно древнего корового источника в их образовании свидетельствуют и отрицательные значения величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах (табл. 4).

Полученные геохронологические данные о возрасте субщелочных гранитов и вулканытов илейской толщи ~390 млн лет позволяют на основе имеющихся геологических данных связать образование Илейского рудопроявления с девонским этапом внутриплитного магматизма.

Изотопный состав Nd для субщелочных гранитов, рассчитанный на возраст их образования (табл. 4), составил $\epsilon_{Nd}(T) = -3.96$, для даек субщелочных гранитов —3.35, для дайки щелочного

Таблица 2. Rb–Sr-изотопные данные для вулканытов Илейской толщи

№ образца	Состав	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2s$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
И-1/2	пантеллерит	155.7	30.66	14.82	0.79700 ± 2	0.71453
И-1/4	пантеллерит	133.5	31.36	12.41	0.78405 ± 3	0.71500
И-2/2	пантеллерит	135.1	10.2	39.15	0.93481 ± 2	0.71696
И-2/4	фельзит-порфир	235	7.57	94.52	1.24059 ± 3	0.71459
Ил-20/08	фельзит-порфир	192.6	10.57	54.27	1.01459 ± 2	0.71257

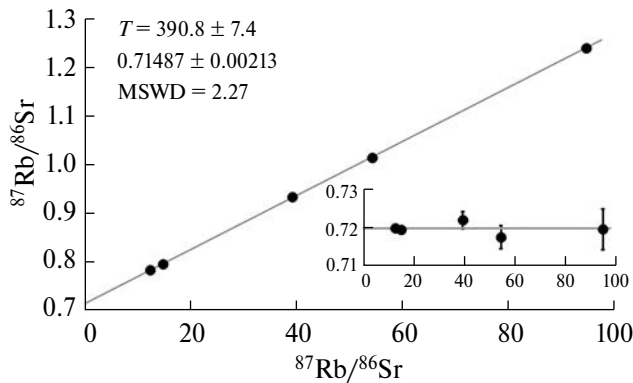


Рис. 5. Rb-Sr-изохронная диаграмма для вулканитов илейской толщи. Ar-Ar-геохронологические исследования были выполнены по арфведсониту, выделенному из субщелочных гранитов. Исследование было выполнено в ИГиМ СО РАН по методике, описанной в работе [17]. Плато, построенное по трем ступеням с 43.8% выделенного ³⁹Ar, характеризуется значением возраста 381±5 млн лет (табл. 3, рис. 6). На изохронной диаграмме для линейной регрессии по 4 точкам рассчитано значение возраста – 387±6 млн лет, согласующееся с возрастом плато (рис. 6 б). Таким образом, можно считать значение 387±6 млн лет соответствующим времени закрытия изотопной системы амфибола и времени становления субщелочных гранитов.

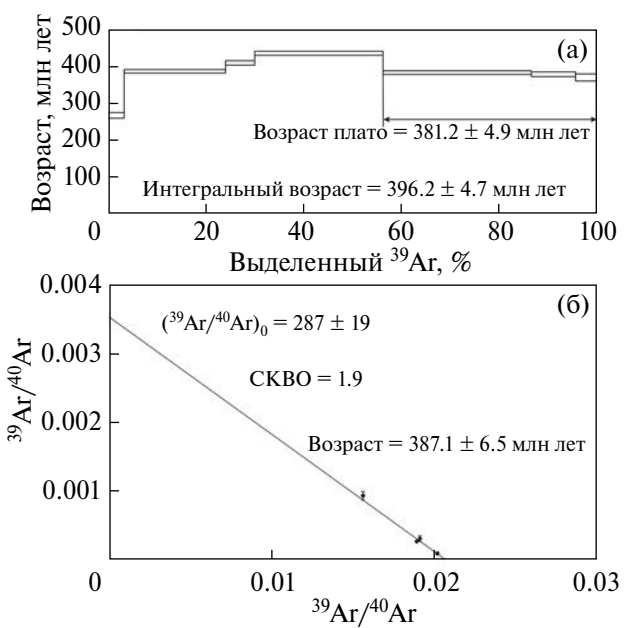


Рис. 6. Результаты Ar-Ar-исследований арфведсонита из субщелочных гранитов Илейского рудопрооявления. а – исследования арфведсонита методом ступенчатого прогрева; б – изохронная диаграмма для линейной регрессии, построенная по четырем точкам.

Таблица. 3. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования

T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar(STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет) ±1σ	±1σ
Амфибол ИЛ-1/08, навеска 86,87 мг, J = 0.004914 ± 0.000063*; возраст промежуточного плато (950–1130 °C) = 381.2 ± 4.9 млн лет, интегральный возраст = 396.2 ± 4.7 млн лет														
500	10	9.9*е ⁻⁹	40.918	0.133	0.0175	0.0036	0.21	1.09	0.0284	0.0031	0.77	3.3	267.6	7.7
650	10	81.1*е ⁻⁹	52.903	0.036	0.0158	0.0003	0.61	0.28	0.0138	0.0006	2.21	24.0	387.9	4.7
750	10	24.4*е ⁻⁹	55.243	0.101	0.0118	0.0016	0.04	0.49	0.0107	0.0018	0.16	30.0	411.0	6.0
850	10	112.6*е ⁻⁹	58.071	0.076	0.0151	0.0008	0.61	0.24	0.0076	0.0012	2.21	56.2	437.4	5.5
950	10	111.2*е ⁻⁹	49.587	0.056	0.0182	0.0007	0.77	0.13	0.0042	0.0010	2.76	86.5	384.5	4.9
1025	10	35.0*е ⁻⁹	52.384	0.117	0.0144	0.0022	1.92	0.60	0.0158	0.0022	6.93	95.6	380.0	6.4
1130	10	20.9*е ⁻⁹	64.111	0.267	0.0291	0.0023	0.89	1.30	0.0596	0.0040	3.22	100.0	371.3	9.7

* J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Таблица 4. Sm–Nd-изотопные данные для пород Илейского рудопрооявления

№ образца	Состав	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	E _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM), млн лет	T _{Nd} (DM-2), млн лет
Ил-1/08	субщелочной гранит	17.47	108.7	0.10096	0.51220	–3.96	1290	1551
Ил-2/08	дайка субщелочного гранита	24.84	130.4	0.11971	0.51227	–3.35	1421	1426
Ил-4/08	дайка щелочного гранита	19.03	94.93	0.12593	0.512230	–3.25	1486	1392
Ил-28/08	известняк монгошинской свиты	0.272	1.41	0.12152	0.51218	–4.1	1601	1575
Ил-7/08	флюоритовая руда	0.352	1.709	0.12931	0.51226	–4.03	1601	1443

гранита —3.25, модельный $T_{Nd}(DM-2)$ возраст этих пород оценивается интервалом 1400–1550 млн лет. Эти данные, во-первых, отражают сходство изотопных источников кислых пород, участвовавших в образовании месторождения, во-вторых, указывают на участие в образовании кислых расплавов источника с мезопротерозойским Nd-изотопным модельным возрастом. Вероятным кандидатом на такое участие являются известняки монгошинской свиты, изотопный состав которых ($\epsilon_{Nd}(T) \sim -4$ близок к составу магматических пород. Изотопный состав флюоритовых руд (табл. 4) занимает промежуточную позицию между составами магматических пород и известняков, указывая тем самым, что они стали результатом воздействия магматических расплавов на карбонатную среду и, как следствие, приобрели промежуточные изотопные характеристики.

ВЫВОДЫ

Согласно геологическим данным, формирование редкометальной флюорит-фенакитовой минерализации Илейского рудопоявления произошло в результате взаимодействия обогащенного фтором и бериллием магматического флюида внедрением гранитоидов огнитского комплекса в известняки монгошинской свиты, которые стали геохимическим барьером для магматического флюида, обогащенного фтором и Be.

Полученные результаты геохронологических Rb–Sr- и Ar–Ar-исследований показали, что субщелочные граниты, а также кислые вулканиты илейской толщи имеют среднедевонский возраст — 390–381 млн лет, что согласуется с оценками возраста для пород огнитского комплекса [18]. В хребте Кропоткина помимо рассмотренных образований района Илейского рудопоявления широко распространены также породы бимодального вулканоплутонического комплекса, включающего помимо базальтов, трахириодацитов-трахириолитов и комендитов щелочные граниты, граносиениты, сиениты и монзониты. Возраст этих образований был оценен в 402 млн лет [19]. Все это позволяет утверждать, что девонский магматизм получил достаточно широкое распространение в структурах Восточного Саяна и протекал на протяжении по меньшей мере 10–15 млн лет.

Сопряженность процессов магматизма и рудообразования на Илейском рудопоявлении свидетельствует о несомненном вкладе девонского магматизма в формирование редкометальной минерализации в пределах ВСМЗ, расширяя таким образом ее металлогенический потенциал.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны И.И. Куприяновой за многолетнее плодотворное содружество и предоставленные материалы по Илейскому рудопоявлению.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН в рамках базовой темы FMMN-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Белichenko В.Г., Бутков Ю.П. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. 1989. 127 с.
<http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/publications/monography-geologiya-i-rudonosnost-vostochnogo-sayan-1989-010464>
2. Гордиенко И.В., Рошкетев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // ГРМ. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
<https://uchimsya.com/a/ns200AsW>
3. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 93. P. 158–179. <https://elibrary.ru/uezicf>
4. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М. и др. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
<https://doi.org/10.7868/S0869590316050083>
5. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окуневского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): К оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // ГРМ. 2019. Т. 61. № 5. С. 37–61.
<https://elibrary.ru/item.asp?id=41332166>
6. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568. <https://doi.org/10.7868/S086959031605006X>
7. Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базальтов: геологические, геохимические и изотопные Sr–Nd данные // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1073–1087.
<https://elibrary.ru/item.asp?id=15168156>
8. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. U–Pb возраст редкометальных щелочных гранитов месторождения Снежное: к оценке возрастной однородности гранитоидов огнитского комплекса (Восточный

- Саян) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 148–157. <https://elibrary.ru/item.asp?id=49421256>
9. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. М.: Недра. 1975. <https://search.rsl.ru/ru/record/01006918784>
 10. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 с. <https://search.rsl.ru/ru/record/01005391656>
 11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in ocean basalts / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
 12. Pearce Y.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. 1984. V. 70. P. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
 13. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U-Pb) при щелочном метасоматозе // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
 14. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108. <https://elibrary.ru/gkqfgr>
 15. York D. Least-squares fitting of a straight line. Can // J. Physics. 1966. V. 44. P. 1079–1086 <https://studylib.net/doc/18489580/york-d.-least-squares-fitting-of-a-straight-line>
 16. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 2. P. 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
 17. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199. <https://elibrary.ru/item.asp?id=12951863>
 18. Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:200000 N-47-XXIX (Алаг-Шулун). Объяснительная записка. ФГБУ “ВСЕГЕИ” Москва. 2019. https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/map_comments/n-47-xxix-alag-shulun-gosudarstvennaya-geologicheskaya-karta-rossiyskoy-fed.pdf
 19. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222–227. <https://elibrary.ru/item.asp?id=11602255>

ILEI FLUORITE-PHENAKITE ORE PHENOMENON (EASTERN SAYAN): CONTRIBUTION OF DEVONIAN RIFTOGENIC MAGMATISM TO FORMATION OF EASTERN SAYAN RARE METAL METALLOGENIC ZONE

D. A. Lykhin^{a, #}, A. A. Vorontsov^b, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^a

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

^b*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: lykhind@rambler.ru*

Within the Altai-Sayan fold region, covering the territory of the East Tuva Highlands and Eastern Sayan, one of the richest rare metal provinces of Russia is concentrated. Deposits of rare metals, elements and lands formed within its limits have different ages and arose in different geotectonic environments and in different metallogenic eras. They are associated with the introduction of alkaline rock masses that are common along the fault system between the caledonids of the Altai-Sayan fold region and the Tuvino-Mongolian Precambrian superterrane. Their distribution range is also defined as the East Sayan rare metal metallogenic zone (VSMZ), which arose due to the impact of mantle plumes on the southwestern framing of the Siberian platform. Geochemical and geochronological studies were carried out at the Ilei fluorite-phenakite ore show. Ore development resulted from the introduction of Ognite complex granitoids into the limestones of the Mongoshin formation, which became a geochemical barrier to the igneous fluid enriched with fluorine and Be. Geochronological Rb-Sr and Ar-Ar studies have shown that subalkaline granites, as well as acidic volcanites of the Ilean sequence, are of Middle Devonian age ~ 390 million years, which is consistent with age estimates for the rocks of the Ognite complex. Thus, the same age of magmatism and ore formation at the Ilei ore phenomenon indicates the contribution of Devonian magmatism to the formation of rare metal mineralization within the VSMZ.

Keywords: fluorite-phenakite ore development, Devonian magmatism, rare metals, age, geochronology

УДК 550.42 (470.22)

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА В АРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КАРЕЛИИ, РОССИЯ

© 2024 г. С. В. Высоцкий¹, академик РАН А. И. Ханчук¹, Т. А. Веливецкая¹,
А. В. Игнатьев¹, А. В. Асеева¹, Н. С. Нестерова¹, А. А. Карпенко², А. В. Руслан¹

Поступило 05.09.2023 г.

После доработки 06.10.2023 г.

Принято к публикации 12.10.2023 г.

Приводятся результаты исследования углеродистого вещества и изотопного состава серы ассоциирующих сульфидов в метапелитах неоархейской полосчатой железистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита). Петрографические наблюдения показывают, что углеродистое вещество присутствует внутри и между зернами силикатных минералов, в сульфидах или на границах зерен, отделяя кристаллы сульфидов от биотита или амфибола. Результаты сканирующей электронной и атомно-силовой микроскопии показали присутствие нескольких типов углеродистого вещества, различающихся по структуре и содержанию углерода. Анализ спектров комбинационного рассеяния углеродистого вещества показал присутствие в образцах как хорошо структурированного графита, так и слабо структурированного (керогена). Изотопный состав общего восстановленного углерода характерен для биогенных процессов. Значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, равное -27.9 – -30.6‰ , согласуется с фиксацией углерода фото- или хемоавтотрофами. Изотопный состав серы ассоциирующих сульфидов характеризуется положительной аномалией $\Delta^{33}\text{S}$ (до $+0.94\text{‰}$) и отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (-2.06‰ – -4.1‰). Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ указывают на генетическую связь серы с фотохимической элементарной серой (S_8) из атмосферы, а отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ отражают фракционирование изотопов в бактериально-опосредованных процессах. Основываясь на этих наблюдениях, мы полагаем, что исходное углеродистое вещество в основном имеет биогенное происхождение.

Ключевые слова: полосчатые железистые формации, углерод, сера, изотопы, Архей, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739724020091

ВВЕДЕНИЕ

Полосчатые железорудные образования (BIF) алгомского типа обычно рассматриваются как химические осадки, образовавшиеся в позднеархейских/ палеопротерозойских морских бассейнах в непосредственной близости от вулканогенно-гидротермальных источников (например, [1]). Предполагается, что они также формировались в результате сложного взаимодействия различных микробных метаболизмов

и содержат важные свидетельства ранней микробной жизни (например, [2]).

Находки биологических микроостатков в древних породах очень редки, поскольку при метаморфизме в результате дегазации и графитизации биогенного органического вещества микрофоссилии уничтожаются. Однако как минимум часть молекулярных, элементных и изотопных характеристик биомассы во время высокотемпературного преобразования сохраняется. Считается, что свидетельством древнейших следов жизни на Земле являются микрочастицы графита в породах осадочного протолита (например, [3]).

Обычно для самих железосиликатных слоев BIF характерно очень незначительное присутствие органического вещества. Содержание общего органического углерода в них редко

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

²Национальный Научный Центр Морской биологии,
им. А.В. Жирмунского, Институт Биологии Моря
Дальневосточного отделения Российской Академии наук,
Владивосток, Россия

превышает сотые доли мас. % [4], что создает определенные трудности для изучения биологического влияния на процессы рудообразования. Этого недостатка лишены метапелиты, ассоциирующие с кварц-магнетитовыми пачками в BIF. В метапелитах, даже при очень высокой степени метаморфизма, органическое вещество часто сохраняется, поскольку глины ингибируют (тормозят) разложение органического материала [5].

Часто вопрос происхождения углерода в древнем графите дискуссионен, поскольку он может быть небиологическим и/или не местным по происхождению. Дополнительным фактором для решения проблемы может быть одновременное использование других геохимических маркеров. Например, соотношения изотопов серы в сульфидах, ассоциирующих с микроформами графита. Комбинированные значения $\delta^{34}\text{S}$, $\Delta^{33}\text{S}$ и $\Delta^{36}\text{S}$ позволяют идентифицировать процессы, протекавшие в атмосфере, гидросфере и биосфере в общем круговороте серы в архее [6, 7] и др.).

Здесь мы приводим новые данные о морфологических, ультраструктурных и геохимических особенностях углеродсодержащих образований и изотопном составе серы ассоциирующих сульфидов в неоархейских (2760–2740 млн лет, [8]) метаморфизованных метапелитах полосчатой железистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геологическое положение и образцы. Костомукшский зеленокаменный пояс находится в западной части Карельского кратона (рис. 1), на границе Центрально- и Западно-Карельского (Кинанта) террейнов [9].

Слагающие восточную часть Костомукшского пояса углеродсодержащие и ритмично-слоистые полевошпат-кварц-биотитовые, биотит-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы, включающие метаморфизованные железистые кварциты, объединены в гимольскую серию. Вместе с железистыми кварцитами (BIF) они интерпретируются разными авторами либо как метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа, либо как туфы и туффиты ([8, 10] и др.). С этими отложениями связана подавляющая часть запасов железных руд Карелии, и здесь находятся месторождения, которые являются объектом исследования данной статьи. Образцы для

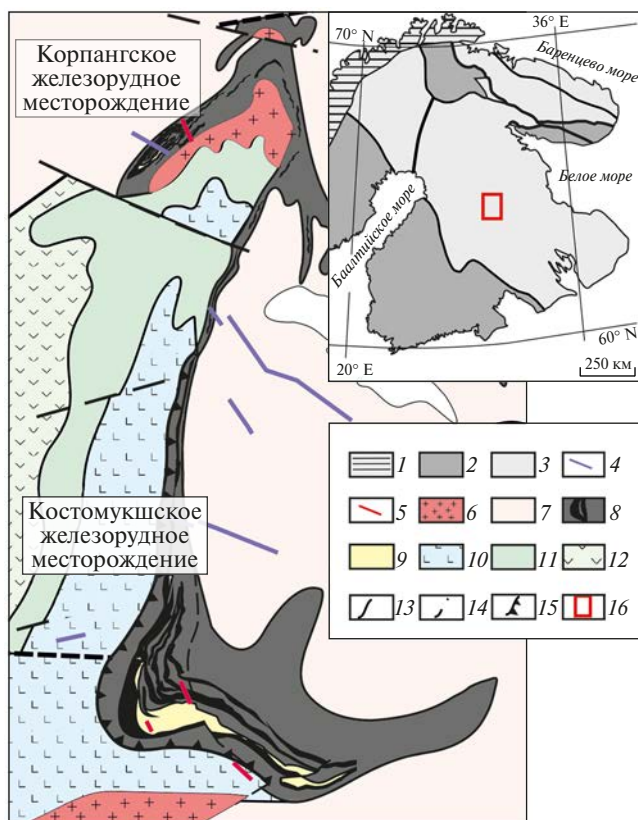


Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшского зеленокаменного пояса и его положение в структуре Фенноскандинавского щита (по [8], с изменениями). 1 – каледониды, байкалиты и неопротерозойские образования; 2 – палеопротерозойская кора; 3 – архейская кора; 4 – неопротерозойские (рифейские) лампроиты и кимберлиты; 5 – палеопротерозойские (2.4 млрд лет) долериты; 6 – неоархейские (2.72–2.71 млрд лет) граниты; 7 – неоархейские 2.78 млрд лет гранитоиды ТТГ-ассоциации; 8 – 2.75 млрд лет метаграувакки с BIF (костомукшская и сурлампинская свиты гимольской серии); 9 – 2.75 млрд лет силлы и дайки метариолитов (костомукшская свита); 10 – мезоархейские (2.84–2.78 млрд лет) базальты и базальт-коматииты (рувинваарская свита); 11 – мезоархейские туфы, туффиты, риолит-риодациты с простоями BIF и углеродистых сланцев (шурловарская свита); 12 – мезоархейские базальты и коматииты (ниемиярвинская свита); 13–15 – разрывные нарушения: 13 – наблюдаемые, 14 – предполагаемые, 15 – надвиги; 16 – расположение Костомукшского зеленокаменного пояса.

исследования отбирались из коренных обнажений и керн разведочных скважин в действующих добычных карьерах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оптическая микроскопия. Стандартные прозрачные шлифы и полированные аншлифы

толщиной до 5 мм были приготовлены для исследования с использованием оптической микроскопии в проходящем и отраженном свете.

Сканирующая электронная и энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) в режимах визуализации обратно рассеянных электронов (BSE) и вторичных электронов (SE) использовалась для характеристики морфологии и состава выбранных объектов, которые также были охарактеризованы с помощью энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDS). Анализы были получены в лаборатории микро- и наноисследований Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на двухлучевом сканирующем электронном микроскопе “TESCAN” LYRA 3 XMN (катод Шоттки) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа “Oxford AZtec Energy”. Перед анализом образцы покрывались слоем платины толщиной в несколько нанометров.

Атомно-силовая микроскопия. Изучение топографии поверхности и оценка шероховатости углеродсодержащих образований проводились методом атомно-силовой микроскопии (АСМ) на приборе Dimension ICON (“Bruker” Ltd., Германия). Сканирование образцов осуществлялось в полуконтактном режиме (tapping mode in air), с использованием кантилеверов TESPA (“Bruker”) со средней жесткостью пружины 50 Нм^{-1} и номинальным радиусом кривизны наконечника 8 нм. Для получения качественных изображений топографии образцов рабочие частоты колебаний кантилеверов устанавливались на 80% от их максимальных значений при резонансе, а диапазон частот сканирования составлял 0.5–1 Гц.

Рамановская спектроскопия. Спектроскопию комбинационного рассеяния образцов углеродистого вещества осуществляли на отдельной неполированной пластине размером около 1 см и толщиной около 0.5 см с помощью рамановского микроскопа-спектрометра (InVia Reflex, “Renishaw”, UK), объединенного с универсальным микроскопом (Leica DM2500M, “Leica-microsystems”, Germany) в Центре Коллективного пользования ННЦМБ ДВО РАН (Владивосток). Использовался диодный лазер 532 нм при 1.0 мВт мощности на уровне объекта и времени экспозиции 0.1 с и 100 повторях. Лазерное пятно диаметром около 1.6 мкм на образце формировалось объективом (50x, NA = 0.7, “Leica”).

Изотопный анализ углерода выполнен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН по методу, описанному

в [11]. Измерение изотопного отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ проведено на изотопном масс-спектрометре “Finnigan” MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Воспроизводимость метода составляет $\pm 0.1\text{‰}$.

Изотопный анализ серы выполнен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом, описанным в [12]. Соотношение изотопов серы измеряли на массах $127 (^{32}\text{SF}_5^+)$, $128 (^{33}\text{SF}_5^+)$, $129 (^{34}\text{SF}_5^+)$ в трехлучевом режиме на масс-спектрометре MAT-253. Результаты измерений $\delta^{33}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ приведены относительно международного стандарта VCDT. Точность определения $\delta^{34}\text{S} \pm 0.20\text{‰}$ (1 σ), $\delta^{33}\text{S} \pm 0.15\text{‰}$ (1 σ) и $\Delta^{33}\text{S}$ определена с ошибкой не более $\pm 0.05\text{‰}$ во включениях сульфидов с пространственным разрешением около 100 мкм. Изотопные отношения в образцах были измерены относительно эталонного газа SF_6 , откалиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Воспроизводимость результатов (1 σ) при повторном анализе международного стандарта IAEA-S-1 составила 0.15, и 0.02‰ для $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$, соответственно, с кратером абляции 100 мкм в поперечнике и 40 мкм в глубину.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Петрография и минералогия углеродсодержащих пород. Образцы углеродсодержащих пород были отобраны на Костомукшском и Корпангском железорудных месторождениях — двух пространственно разобщенных участках костомукшской свиты гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) (рис. 1). Углеродсодержащее вещество (УВ) присутствует в тонкополосчатых кварц-биотитовых сланцах (рис. 2 а) с хорошо выраженной агрегатной линейностью по биотиту, переслаивающихся с железистыми кварцитами. Как правило, углеродистые сланцы насыщены сульфидами. Вместе с BIF они являются составляющей частью ритмично слоистой толщи (костомукшская свита гимольской серии) и интерпретируются разными авторами либо как метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа, либо как туфы и туффиты [8, 10]. Минеральный состав углеродсодержащих отложений значительно варьирует и представлен преимущественно кварцем (20–50%) и биотитом (20–50%) с примесью амфиболов различного состава и полевых шпатов. Углеродсодержащие сланцы содержат 2.0–4.4% углерода [10] в виде графитовых

зерен и пленок, а рудная минерализация представлена пирротинном (1–2%) в ассоциации с незначительным количеством халькопирита и редкими зернами пирита. Иногда встречаются зерна апатита, монацита, барита и циркона.

Субмикронные обособления углеродсодержащего вещества в породах Костомукшского и Корпангского сегментов имеют сходное строение. Петрографические наблюдения показывают, что углеродистые обособления рассеяны в виде микроскопических частиц полосами, параллельными расланцованным осадочным прослоям, присутствуют внутри и между зернами силикатных минералов (рис. 2 а), в сульфидах или на границе зерен, отделяя кристаллы сульфидов от биотита или амфибола.

Углеродсодержащее вещество (УВ). Исследование при больших увеличениях показало присутствие нескольких типов углеродистого вещества, различающихся по структуре и содержанию углерода. УВ образует кристаллические формы (рис. 2 б), тонкие

пленки (рис. 2 в), массивные и слоистые пакеты (рис. 2 г). На боковом срезе пакеты представляют собой агломерат из ориентированных удлиненных частиц толщиной около 85 нм (рис. 2 д). Содержание углерода в некоторых прослоях оценивается в 98 вес. % (рис. 2 г).

Спектр комбинационного рассеяния (КР) углеродистого вещества в исследуемых образцах показал наличие двух разных спектров (рис. 2 е, ж). Оба они характеризуются двумя основными пиками в диапазоне от 1200 до 1800 см^{-1} , определяющими графитовый углерод. Первый пик в районе 1579 см^{-1} (полоса G) характерен для кристаллического графита. Второй пик в районе 1347 см^{-1} (полоса D) имеет небольшую интенсивность для кристаллического графита и характеризует аморфные формы углерода [13]. Для определения качества графитизации или дефектных нарушений на кристаллическом графите используется соотношение интенсивностей полос D и G (I_D/I_G). По сравнению с кристаллическим графитом (рис. 2 ж), I_D/I_G -участок образца (рис. 2 е) обнаруживает

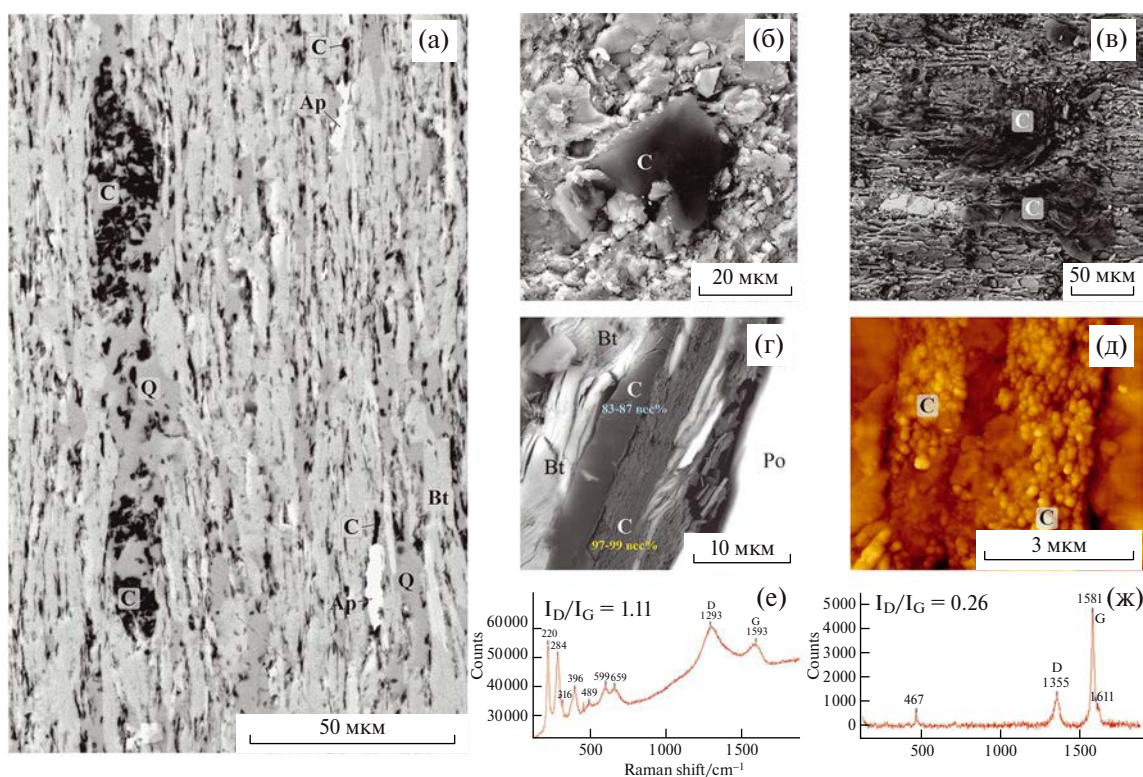


Рис. 2. Углеродсодержащее вещество (УВ) в метапелитах неоархейской полосчатой железорудной формации (BIF) Костомукшского зеленокаменного пояса. а – фото аншлифа кварц-биотитового сланца в отраженных электронных (SEM) и положение УВ (черные области) в структуре породы. По данным электронной микроскопии (SEM), углеродистое вещество образует кристаллические формы (б), тонкие пленки (в), массивные и слоистые пакеты (г). По данным атомно-силовой микроскопии массивные пакеты характеризуются более плотной упаковкой наночастиц по сравнению со слоистыми (д). Спектр комбинационного рассеяния (Рамановский спектр) показал присутствие двух типов графита – с плохо упорядоченной структурой (е) и кристаллического (ж). Обозначения минералов: Ap – апатит, C – графит, Bt – биотит, Q – кварц, Po – пирротин.

Таблица 1. Изотопный состав углерода и серы метapelитов Костомукшского железорудного месторождения, южный карьер

	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} (\text{‰})$	$\Delta^{33}\text{S} (\text{‰})$	$\Delta^{36}\text{S} (\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
CB-18	–2.06 –3.23	0.42 0.58	–0.7 –1.1	–27.9
CB-11	–4.09 –3.80	0.63 0.60	–0.7 –0.7	–30.4 –30.6
CB –15–5a	–2.32	0.94	–1.2	–28.0

резкое увеличение этого индекса с 0.26 до 1.11, что связано с увеличением неупорядоченной структуры графита. Таким образом, в образцах присутствует как хорошо структурированный графит, так и слабо структурированный.

Исследование изотопного состава общего восстановленного углерода в изученных образцах показало (табл. 1) низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, характерные для биогенных процессов. Значение $\delta^{13}\text{C}$, равное $-27.9 - -30.6\text{‰}$, согласуется с фиксацией углерода фото- или хемоавтотрофами [14]. Сохранение первично биогенного соотношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в углеродных включениях пород КПЗ, претерпевших региональный метаморфизм, можно объяснить комбинацией герметизирующего эффекта, оказываемого окружающей глинистой матрицей, и отсутствием во вмещающей породе карбонатных компонентов, метаморфическая декарбонизация которых была бы предпосылкой для изотопного переуравновешивания между восстановленным и окисленным углеродом. Таким образом, обнаружение значений $\delta^{13}\text{C}$ между -27.9 и -30.6‰ в графитовом компоненте является явным доказательством того, что восстановленные углеродные составляющие с изотопным составом биогенного вещества (характеризующимся заметным обогащением изотопом ^{12}C , типичным для биологической фиксации углерода) присутствовали в отложениях КЗП до начала метаморфических преобразований.

Изотопный состав серы. Для сульфидных месторождений установлено, что изотопные эффекты серы глубинно-мантийного происхождения варьируют в узком диапазоне ($\delta^{34}\text{S} \approx \pm 3\text{‰}$, $\Delta^{33}\text{S} \approx 0\text{‰}$ и $\Delta^{36}\text{S} \approx 0\text{‰}$). Кроме того, для архейских сульфидов важную роль играют процессы фотохимической диссоциации молекул SO_2 в атмосфере, приводящие к образованию изотопно-различных форм серы: восстановленной серы (элементарная сера

S_8) с положительными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ и окисленной серы (сульфатная сера H_2SO_4) с отрицательными значениями $\Delta^{33}\text{S}$ [15, 16].

В изученных образцах (табл. 1) сульфид железа представлен пирротинном, образование которого связано с метаморфизмом и перекристаллизацией предшествующего осадочного пирита [7]. Пирротин характеризуется положительной аномалией $\Delta^{33}\text{S}$ (до $+0.94\text{‰}$) и отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ ($-2.06\text{‰} - -4.1\text{‰}$). Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ указывают на генетическую связь серы в минерале с фотохимической элементарной серой (S_8) из атмосферы. Отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ могут отражать фракционирование изотопов в бактериально-опосредованных процессах диспропорционирования атмосферной элементарной серы (S_8). Бактериальное диспропорционирование S_8 приводило к образованию H_2S , который затем участвовал в образовании аутигенного пирита. Бактериальный сероводород имел повышенную долю легкого изотопа серы в H_2S по сравнению с S_8 , но сохранял положительную аномалию $\Delta^{33}\text{S}$ [17].

Хотя диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в изученных образцах сульфидов не слишком велик для бактериальных процессов, следует принять во внимание, что величина изотопного фракционирования серы ($\delta^{34}\text{S}$) контролируется не только основными метаболическими механизмами, но также зависит от факторов окружающей среды, таких как доступность серы и органического субстрата [18], т.е. в малосульфатном архейском океане (< 200 микромоль) изотопный состав серы осадочного сульфида, являющегося продуктом бактериальных процессов, будет не сильно отличаться от изотопного состава сульфатной серы ($-1\text{‰} \geq \delta^{34}\text{S} \leq +5\text{‰}$) в морской воде. Поэтому относительно узкий диапазон $\delta^{34}\text{S}$ в комплексе с изотопно-легким углеродом, скорее всего, свидетельствует о биологическом влиянии.

ВЫВОДЫ

Углеродсодержащее вещество в исследованных образцах присутствует в нескольких формах, различающихся морфологически, структурно и геохимически. Данные рамановской спектроскопии ($I_D/I_G > 1$) позволяют предполагать присутствие в исследуемых образцах (по крайней мере частично) керогена, т.е. биогенных форм углерода. Биологическая интерпретация происхождения углеродистого вещества КПЗ согласуется с изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} -27.9 - -30.6\text{‰}$) и изотопным составом серы пирротина ($\delta^{34}\text{S} = -4.1\text{‰} -2.06\text{‰}$). Основываясь на этих наблюдениях, мы полагаем, что исходное углеродистое вещество имеет биогенное происхождение.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность руководству и сотрудникам рудоуправления АО “Карельский окатыш” (г. Костомукша) за содействие при проведении научных геологических исследований на их карьерах.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S., et al.* Iron formations: A global record of Neoarchean to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 172. P. 140–177. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.012>.
2. *Астафьева М.М., Фелицын С.Б., Алфимова Н.А.* Бактериальная палеонтология неоархейских полосчатых железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова // *Палеонтологический журнал*. 2017. № 4. С. 93–102.
3. *Dodd M.S., Papineau D., et al.* Widespread occurrences of variably crystalline ^{13}C -depleted graphitic carbons in banded iron formations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 512. P. 163–174. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.054>
4. *Klein C.* Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins // *Amer. Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 1473–1499.
5. *McMahon S., Anderson R.P., Saupe E.E., Briggs D.E.G.* Experimental evidence that clay inhibits bacterial decomposers: Implications for preservation of organic fossils // *Geology*. 2016. V. 44. P. 867–870
6. *Sharman E.R., Taylor B.E., Minarik W.G., et al.* Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): Implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis // *Mineralium Deposita*. 2015. V. 50. P. 591–606.
7. *Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Веливецкая Т.А., Игнатев А.В., Асеева А.В., Нестерова Н.С.* Источники изотопов серы в сульфидах неоархейских железорудных месторождений Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Россия). // *Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 510. № 2. С. 20–26
8. *Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И.* Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского Щита // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307. DOI: 10.31857/S0016752521040063
9. *Слабунов А.И., Светов С.А., Степанова А.В., Медведев П.В., Полин А.К.* Новая тектоническая карта Карелии: принципы построения и их реализация // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2022. № 5. С. 132–138. DOI: 10.17076/geo1690
10. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Отв. ред. Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Петрозаводск. 2015. 322 с.
11. *Velivetskaya T., Ignatyev A., Reize M., Kiyashko S.* Open tube combustion method of organic samples for stable carbon isotope analysis // *Rapid communications in mass spectrometry*. 2007. RCM. 21. 2451–5. 10.1002/rcm.3112.
12. *Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I.* Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC–IRMS at high spatial resolution // *Chemical Geology*. V. 493. P. 316–326. DOI:10.1016/j.chemgeo.2018.06.006
13. *Ferrari A.S., Robertson J.* Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon // *Phys. Rev.* 2000. B61. P. 14095–14107
14. *Schidlowski M.* Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept // *Precambrian Research*. 2001. V. 106. № 1–2. P. 117–134. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00128-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00128-5).
15. *Farquhar J., Wing B.A., McKeegan K.D., Harris J.W., Cartigny P., Thiemens M.H.* Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth // *Science*. 2002. V. 298. P. 2369–2372
16. *Ono S., Eigenbrode J.L., Pavlov A.A., Kharecha P., Rumble III D., Kasting J.F., Freeman K.H.* New insights into Archean sulfur cycle from mass-independent sulfur isotope records from the Hamersley Basin, Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 213. № 1–2. P. 15–30.
17. *Farquhar J., Cliff J., Zerkle A.L., Harms B.* Pathways for Neoarchean pyrite formation constrained by mass-independent sulfur isotopes // *PNAS*. 2013. V. 110. P. 17638–17643.
18. *Leavitt W.D., Halevy I., Bradley A.S., Johnston D.T.* Influence of sulfate reduction rates on the Phanerozoic sulfur isotope record // *PNAS*. 2013. V. 110. P. 11244–11249.

NEW EVIDENCE FOR ORGANIC NATURE OF CARBONACEOUS SUBSTANCE IN ARCHEAN BANDED IRON FOMATION OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT, KARELIAN CRATON, RUSSIA

S. V. Vysotskiy^a, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, T. A. Velivetskaya^a,
A. V. Ignat'ev^a, A. V. Aseeva^a, N. S. Nesterova^a, A. A. Karpenko^b, A. V. Ruslan^a

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

^bA. V. Zhirmunskiy National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

The paper considers the results of a study of particles of carbonaceous substance and sulfur isotopes of associated sulfides in metapelites of the Neoarchean banded iron formation (BIF) of the Kostomuksha greenstone belt of Karelia (Karelian Craton of the Fennoscandian Shield). According to the petrographic observations, the carbonaceous matter occurs within and between silicate minerals' grains, inside sulfides or at the grain boundaries, separating sulfide crystals from biotite or amphibole. Scanning electron (SEM) and atomic force (AFM) microscopy revealed the several types of the carbonaceous material varying in structure and carbon content. Raman spectra approved both well-structured graphite and weakly structured graphite (kerogen) components of the carbonaceous substance. The isotopic composition of total organic carbon is typical for biogenic processes. The obtained $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value within the range of -27.9 – -30.6‰ is consistent with carbon fixation by photo- or chemoautotrophs. The sulfur isotopy of the associated sulfides is marked by positive $\Delta^{33}\text{S}$ anomaly (up to $+0.94\text{‰}$) and negative $\delta^{34}\text{S}$ values (-2.06‰ – -4.1‰). Positive $\Delta^{33}\text{S}$ values indicate sulfur genetic association with photochemical elemental sulfur (S_8) from the atmosphere, while negative $\delta^{34}\text{S}$ values reflect isotope fractionation in bacterial-mediated processes. Based on these observations, we believe that the initial carbonaceous substance has mainly organic origin.

Keywords: Banded Iron Formations (BIF), carbon, sulfur, isotopes, Archean, Karelian Craton

УДК 550.89

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСТВОРИМОСТИ КОЛУМБИТА И ПИРОХЛОРА, ОКСИДОВ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДАХ ПРИ 300–550°C, 50 И 100 МПа

© 2024 г. Н. П. Котова^{1,*}, В. С. Коржинская¹,
член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов¹

Поступило 07.09.2023 г.

После доработки 19.10.2023 г.

Принято к публикации 24.10.2023 г.

Экспериментально изучены концентрационная и температурная зависимости растворимости природных пироксена и колумбита, оксидов тантала и ниобия в щелочных водных растворах NaOH и ($m\text{NaF} + m\text{NaOH}$) при 300–550°C, 100 и 50 МПа и низкой фугитивности кислорода (буферы Co–CoO и Ni–NiO). Исходную концентрацию NaOH варьировали в пределах от 0.01 до 2 *m*, а концентрацию NaF в пределах от 0.01 до 1 *m*. Установлено, что содержание Nb в щелочных растворах во всем изученном диапазоне концентраций выше содержаний Ta примерно на полтора порядка. При этом растворимость пироксена в щелочных натриевых растворах заметно выше растворимости колумбита, что позволяет считать, что Nb обладает большей способностью к образованию комплексов в щелочных растворах, в то время как комплексобразование Ta в основном подавлено. Растворимость пироксена и колумбита с ростом температуры уменьшается. Наличие F-иона в виде малых концентраций NaF оказывает положительное влияние на растворимость минералов и оксидов Ta и Nb в области высоких температур (500–550°C). Установлено, что в растворах NaOH отложению Nb благоприятствует обстановка с понижением фугитивности кислорода (буфер Co–CoO). Исследование влияния давления при 50 и 100 МПа на растворимость пироксена, колумбита и оксидов Ta и Nb в натриевых щелочных растворах показало, что растворимость пироксена с ростом давления увеличивается. Растворимость колумбита при этом мало изменяется. Таким образом, уменьшение давления благоприятствует отложению Nb в виде тантало-ниобатов при растворении пироксена. Для колумбита такая зависимость отсутствует.

Ключевые слова: эксперимент, колумбит, пироксен, оксиды тантала и ниобия, растворимость, щелочные растворы, окислительно-восстановительные буферы, давление, щелочно-фторидный флюид

DOI: 10.31857/S2686739724020102

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность научной проблемы генезиса редкометалльных месторождений тантала и ниобия состоит в необходимости привлечения экспериментальных методов для получения количественных оценок возможности гидротермального транспорта и отложения тантала и ниобия при физико-химических условиях, характерных для образования главных типов эндогенных месторождений этих металлов: связанных

с “апогранитами”, пегматитами, щелочными метасоматитами, щелочными сиенитами и карбонатитами. Основными носителями Ta и Nb в руд этих металлов как магматического, так и метасоматического генезиса, являются колумбит ($(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$) и пироксен $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$. Причем колумбит более характерен для близонейтральных и слабощелочных условий минералообразования, а пироксен — для сильнощелочных условий, в особенности для карбонатитов.

Из более 150 гипогенных минералов тантала и ниобия почти все из них являются сложными окислами. Экспериментальных исследований по растворимости как природных

¹Институт экспериментальной минералогии
Российской Академии наук, Черноголовка, Россия

*E-mail: kotova@iem.ac.ru

тантало-ниобатов (танталит-колумбит, микролит-пироклор и др.), так и химических соединений тантала и ниобия (оксиды, гидрооксиды и др.) относительно немного. Известно, что соединения Ta и Nb, по сравнению с другими металлами, очень слабо растворимы в воде и водных растворах. Отмечается, что тантало-ниобаты растворяются только в таких нереальных для природных гидротермальных процессов жидких средах, как высококонцентрированные HF и KOH, которые и используют в промышленности для извлечения Ta и Nb из руд гидрометаллургическим способом [1]. В западной геологической литературе большинством исследователей традиционно считается, что тантал и ниобий практически не мобильны при метаморфических и гидротермально-метасоматических процессах, а их эндогенные месторождения (пегматитовые, “апогранитовые”, связанные с расслоенными ультращелочными интрузиями, карбонатитовые и др.) имеют магматическое происхождение, при котором промышленная минерализация образуется в результате прямой кристаллизации минералов Ta и Nb из алюмосиликатных или карбонатных расплавов.

Однако данные, полученные при изучении различных типов месторождений редких элементов, среди многочисленных геологических и геохимических факторов, определяющих образование промышленных концентраций таких редких элементов, как тантал, ниобий, цирконий и др., позволяют особо выделить роль метасоматических процессов. Достаточно указать на тот факт, что на земном шаре практически нет сколько-нибудь значительных постмагматических месторождений указанных редких элементов, формирование которых не было бы тесно связано с развитием тех или иных метасоматических процессов. То есть можно предположить, что концентрирование редких металлов до промышленного уровня, по-видимому, происходит уже гидротермально-метасоматическим путем [2].

В целом можно заключить, что имеющиеся в литературе данные о возможности транспорта тантала и ниобия водными растворами фрагментарны и недостаточны. Решение этого вопроса потребовало постановки и проведения специальных экспериментальных исследований в условиях температур, давлений, фугитивности кислорода и составов растворов, соответствующих физико-химическим параметрам постмагматических процессов.

В области экспериментального исследования растворимости природных тантало-ниобатов и оксидов тантала и ниобия во фторидных,

хлоридных, смешанных фторидно-хлоридных и карбонатных водных растворах за последние годы авторским коллективом были получены новые результаты [2, 3, 4, 5, 8–11], позволившие впервые установить, что Ta и Nb могут переноситься гидротермальным путем в кислых фторидных растворах и отлагаться в виде собственных минералов в количествах, достаточных для образования промышленных редкометалльных месторождений тантала и ниобия, связанных с известково-щелочными, в том числе литий-фтористыми гранитами (апогранитами), о чем свидетельствуют высокие концентрации Ta и Nb в 1 *m* HF-растворах, достигающие 10^{-3} – 10^{-2} *m*.

Вместе с тем участие кислых фторидных растворов в образовании танталониобиевых месторождений, связанных со щелочными гранитами нигерийского типа (плато Джос, Зашихинское, Улуг-Танзек), щелочными метасоматитами зон глубинных разломов (Катугин, Тайкеу, и др.), щелочными сиенитами и карбонатитами (Ильмено-Вишневогорская группа месторождений ниобия на Южном Урале), маловероятно. Вполне очевидно, что эти растворы должны быть щелочными. Однако на основе данных наших экспериментов было установлено, что в щелочных карбонатных и бикарбонатных растворах натрия с концентрацией до 1–2 *m* растворимость танталита-колумбита ничтожна и находится на уровне 10^{-7} – 10^{-5} *m* (по концентрации Ta и Nb) [11]. В то же время, по крайней мере, для месторождений щелочных метасоматитов, достоверно установлен факт массопереноса и отложения минералов Ta и Nb гидротермальными растворами с образованием значительных рудных концентраций. Несомненно, что растворы в этих случаях были щелочными, поскольку с ними связано образование щелочных альбититов, рибекитовых и эгириновых метасоматитов. Кроме того, можно предположить, что по аналогии с кислыми и нейтральными растворами в щелочных гидротермальных растворах массоперенос Ta и Nb мог осуществляться в присутствии в них фтора [9, 11]. Участие фтора в процессах минералообразования на месторождениях Ta и Nb щелочного типа доказывает присутствие в рудах этих месторождений флюорита, криолита, виллиамита, а также вхождение фтора в слюды, амфиболы, пироклоры, апатиты и другие минералы. Поэтому проведение экспериментальных исследований по растворимости тантало-ниобатов в щелочных и смешанных фторидно-щелочных водных растворах приобретает первостепенное значение. Следует отметить, что для ранних карбонатитов

связь танталониобиевой минерализации с F-содержащими растворами маловероятна, так как в этом случае кальцитовые карбонатиты должны были бы заместиться флюоритсодержащими породами, чего в действительности не наблюдается. В карбонатитовых месторождениях участие фтора в растворах устанавливается на стадии более поздних доломитовых и анкеритовых карбонатитов, для которых флюорит является типоморфным минералом, а роль гидротермальных растворов в их образовании несомненна.

Таким образом, чтобы охватить практически весь спектр условий образования танталониобиевых месторождений, нашей задачей явилось расширение области исследований растворимости минералов Ta и Nb в щелочных растворах и, соответственно, вовлечение в сферу объектов приложения экспериментальных результатов редкометалльных месторождений, генетически связанных с щелочными гранитами, щелочными метасоматитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. В частности, среди наиболее доступных из таких объектов можно выделить Тайкеускую группу танталовых месторождений на Полярном Урале, локализованных в щелочных натриевых метасоматитах [7], и Ильмено-Вишневогорскую группу месторождений ниобия на Южном Урале, генетически связанных с одноименным нефелин-сиенит-карбонатитовым комплексом. На основании изучения пород сделан вывод, что редкометалльные породы Полярного Урала, как и апограниты Восточного Забайкалья, образовались из обогащенного щелочами (K–Na) и летучими (F) компонентами флюида. Однако во всем остальном редкометалльные породы Восточного Забайкалья и Полярного Урала значительно различаются по ряду специфических особенностей.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Растворимость рудных минералов в гидротермальном флюиде является важной характеристикой геохимического поведения элементов: условий их мобилизации, переноса и отложения. Именно растворимость минерала в первую очередь определяет верхний предел насыщения рудных элементов в природных процессах и позволяет оценить формы их переноса в заданных условиях. Поэтому основным методом экспериментальных исследований был выбран метод растворимости минералов при T – P – X – $f(\text{O}_2)$ -условиях, отвечающих гидротермально-метасоматическим процессам минерало- и рудообразования. Для изучения растворимости

пироклора $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ и колумбита $(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ использовали природные монокристаллы пироклора из кор выветривания карбонатитового месторождения Татарка (состав по данным анализа на электронном микрозонде CamScan MV2300 (“VEGA” TS5130MM): Na_2O – 7,61%; CaO – 14,28%; Nb_2O_5 – 71,61%; F – 5,18%; TiO_2 – 0,83%; $\text{Ta}_2\text{O}_5 \leq 1\%$ вес.) и колумбита – из месторождения Улуг Танзек (Восточные Саяны), имеющего следующий состав: MnO – 10,5%; FeO – 10,4%; Nb_2O_5 – 76,5%; Ta_2O_5 – 3,0%; TiO_2 – 0,3% вес.). В экспериментах брали вырезанные из них фрагменты величиной около 2–3 мм и весом 0.02–0.1 грамм, которые предварительно обрабатывали 0.1 М раствором HF, промывали водой и сушили.

Использование в экспериментах колумбита и пироклора имеет свои преимущества, заключающиеся в возможности прямого приложения экспериментальных данных к оценке условий природного рудообразования в связи с идентичностью в обоих случаях главных минералов-носителей тантала и ниобия. Недостатком выбора колумбита и пироклора для изучения поведения Ta и Nb в гидротермальных растворах является относительная сложность их составов, что затрудняет термодинамическое описание экспериментальных результатов. Поэтому для повышения информативности экспериментов параллельно с растворимостью природных минералов при тех же условиях была исследована растворимость оксидов Ta и Nb (чистые химические реактивы, предварительно очищенные гидротермальной перекристаллизацией в 0.1 М растворе HF при 550°C, 100 МПа). Щелочные и фторидно-щелочные растворы готовили из соответствующих реактивов NaOH и NaF марки “ос. ч” на основе бидистиллированной воды.

Окислительно-восстановительные условия в опытах задавали буферной парой Co–CoO. Выбор буфера Co–CoO с низкой фугитивностью кислорода $f(\text{O}_2)$ для проведения экспериментальных исследований связан с тем, что ранее нами было обнаружено сильное отрицательное влияние повышения фугитивности кислорода на растворимость колумбита-танталита в растворах HF, HCl и Na_2CO_3 [9, 11]. Для выяснения влияния окислительно-восстановительных условий на растворимость природного пироклора в щелочных растворах NaOH с концентрацией 0.01–2 м была проведена серия экспериментов при 300–550°C, 100 МПа в присутствии кислотных буферов Co–CoO и Ni–NiO.

Установлено, что в области низких концентраций растворов NaOH (0.01–0.1 *m*) равновесное содержание ниобия в присутствии буфера Co–CoO на 1–2 порядка выше, чем в присутствии буфера Ni–NiO. С ростом исходной концентрации NaOH до 1 *m* и выше равновесное содержание ниобия в присутствии обоих буферов становится практически одинаковым. Все дальнейшие экспериментальные исследования растворимости минералов выполнены в восстановительных условиях в присутствии буфера Co–CoO.

Опыты длительностью 15–30 суток проводили в запаянных электродуговой сваркой платиновых пробирках размером 8 × 0.2 × 50 мм. Твердая навеска составляла 50 мг. Объем растворов, вводимых в пробирку, рассчитывали в соответствии с $T-P-X-f(O_2)$ -параметрами опытов. Для контроля возможной потери веса во время экспериментов пробирки взвешивали до и после опытов на электронных весах “The Ohaus ANALYTICAL Plus Series balances” с точностью ±0.01 мг. Снаряженные пробирки помещали в реакторы экзоклавной гидротермальной установки высокого давления (УВД-2000). Цилиндрический негерметичный контейнер с буферной смесью помещался в реактор под Pt-пробирками. После опытов реакторы в течение 3–5 минут охлаждались водно-воздушной капельной смесью до комнатной температуры. Продукты опытов переносили в полипропиленовые пробирки и отделяли раствор от твердых фаз центрифугированием при 6000 об/мин. Анализ закалочных растворов на определение концентрации Ta, Nb и элементов-примесей проводился наиболее прецизионными и современными методами индукционно-связанной плазмы ICP/MS и ICP/AES. Для контроля

конгруэнтного или инконгруэнтного растворения минералов тантала и ниобия и для определения химического состава новообразованных фаз (в случае их появления) высушенные при 100°C твердые продукты опытов исследовались методом порошковой рентгеновской дифракции XRD и на электронных сканирующих микроскопах “VEGA-TESCAN” и Cam Scan MV2300.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Используя современные методы исследования, впервые были получены данные по растворимости оксидов ниобия (β -Nb₂O₅) и тантала (β -Ta₂O₅), а также природных минералов – пирохлора (Ca, Na)₂(Nb, Ta)₂O₆(O, OH, F) и колумбита (Mn, Fe)₂(Nb, Ta)₂O₆ в водных растворах NaOH и (*m*NaOH + *m*NaF) при 300–550°C, давлении 50 и 100 МПа и фугитивности кислорода, соответствующей буферам Co–CoO и Ni–NiO.

На рис. 1 а, б представлены результаты экспериментов по изучению концентрационных зависимостей равновесных содержаний Nb и Ta при растворении пирохлора, колумбита и оксидов ниобия и тантала в растворах NaOH в диапазоне концентраций от 0.01 до 2 *m* при $T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 100$ МПа в присутствии кислородного буфера Co–CoO. Анализ полученных данных показал, что при растворении пирохлора (рис. 1 а) равновесное содержание ниобия в растворе с ростом концентрации NaOH уменьшается с $n \cdot 10^{-4}$ *m* в 0.01 *m* NaOH до $n \cdot 10^{-7}$ *m* в 2 *m* NaOH. При растворении колумбита равновесное содержание Nb в растворе с ростом концентрации NaOH остается практически неизменным и составляет $n \cdot 10^{-6}$ *m* в 0.01 *m* и 1 *m*

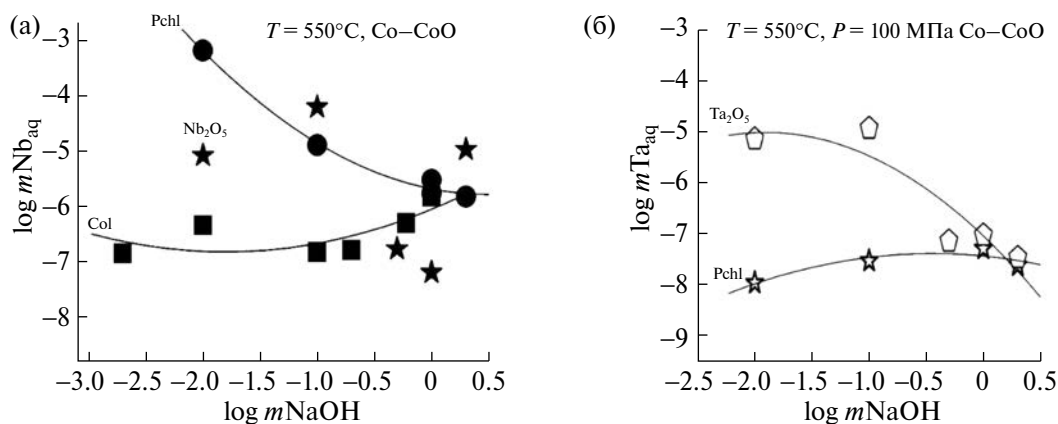


Рис. 1. Концентрационные зависимости равновесного содержания: а) ниобия при растворении пирохлора (Pchl), колумбита (Col) и Nb₂O₅ в NaOH растворах; б) тантала при растворении пирохлора (Pchl) и Ta₂O₅ в NaOH растворах ($T = 550^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа, буфер Co–CoO).

NaOH-растворах. При растворении оксида ниобия максимальные концентрации ниобия ($n \cdot 10^{-4} m$) наблюдаются в $0.1m$ NaOH-растворе. С ростом концентрации NaOH равновесное содержание Nb уменьшается и в $1m$ NaOH составляет всего $n \cdot 10^{-7.5} m$, а потом вновь возрастает. В логарифмическом масштабе зависимость растворимости оксида ниобия от концентрации щелочи имеет вид ломаной линии, что, вероятно, связано со скачкообразной сменой образующихся комплексных соединений.

Данные, представленные на рис. 1 б, показывают, что при растворении оксида тантала в щелочных растворах максимальное равновесное содержание тантала ($n \cdot 10^{-5} m$) наблюдается в $0.01m$ NaOH-растворе, а минимальное ($n \cdot 10^{-8} m$) в $2m$ раствора NaOH. В логарифмическом масштабе равновесная концентрация тантала имеет обратную линейную зависимость от концентрации NaOH. При растворении пирохлора в растворах NaOH равновесное содержание Ta очень мало, практически не зависит от концентрации NaOH и находится на уровне величины $n \cdot 10^{-8} m$.

Участие в экспериментах фтора, вводимого в раствор щелочи в виде NaF, положительно влияет на растворимость пирохлора и колумбита. На рис. 2 а приведены результаты экспериментов по изучению концентрационных зависимостей равновесного содержания ниобия при растворении пирохлора и колумбита в гидротермальных флюидах сложного состава ($1mNaOH + mNaF$), где концентрация NaF меняется от 0.01 до $0.1m$.

Анализ полученных данных показал, что при добавлении к щелочным растворам NaOH малых концентраций NaF (до $0.1m$) равновесное

содержание ниобия линейно возрастает как для пирохлора, так и для колумбита. Однако положительное влияние F-иона на растворимость пирохлора выражено более сильно, чем для колумбита.

Кривые, полученные при изучении концентрационной зависимости растворимости оксида ниобия в щелочных растворах, обладают экстремумами и сложны для интерпретации (рис. 2 б). Введение NaF в раствор щелочи с концентрациями 0.1 ; 0.5 ; $1m$ NaOH в эквимольном соотношении существенно увеличивает растворимость оксида ниобия: на 2 порядка для $0.1 m$ NaOH; на 4 порядка для $0.5m$ NaOH; на 1 порядок для $1m$ NaOH. В то же время при введении NaF в раствор NaOH низкой концентрации ($0.01m$) равновесная концентрация ниобия практически не изменяется, оставаясь на уровне ($n \cdot 10^{-5} m$).

В ходе экспериментов по растворимости оксида тантала в смешанных ($1mNaOH + mNaF$) растворах (рис. 3) установлено, что при добавлении $0.01m$, $0.1m$, $0.5m$ и $1m$ растворов NaF к $1m$ NaOH-раствору равновесное содержание тантала увеличивается. Аналогичный эффект наблюдался в кислых и нейтральных растворах [4]. Обнаружено, что при $550^\circ C$ и 100 МПа во фторидно-щелочных растворах ($1mNaOH + mNaF$) оксид тантала имеет четко выраженную положительную зависимость растворимости от концентрации F-иона. Однако с ростом концентрации NaF равновесное содержание Ta в растворах ($1mNaOH + mNaF$) увеличивается лишь на один порядок: от $n \cdot 10^{-7} m$ в растворе ($1m NaOH + 0.01m NaF$) до $n \cdot 10^{-6} m$ в растворе ($1m NaOH + 1m NaF$), оставаясь на низком уровне.

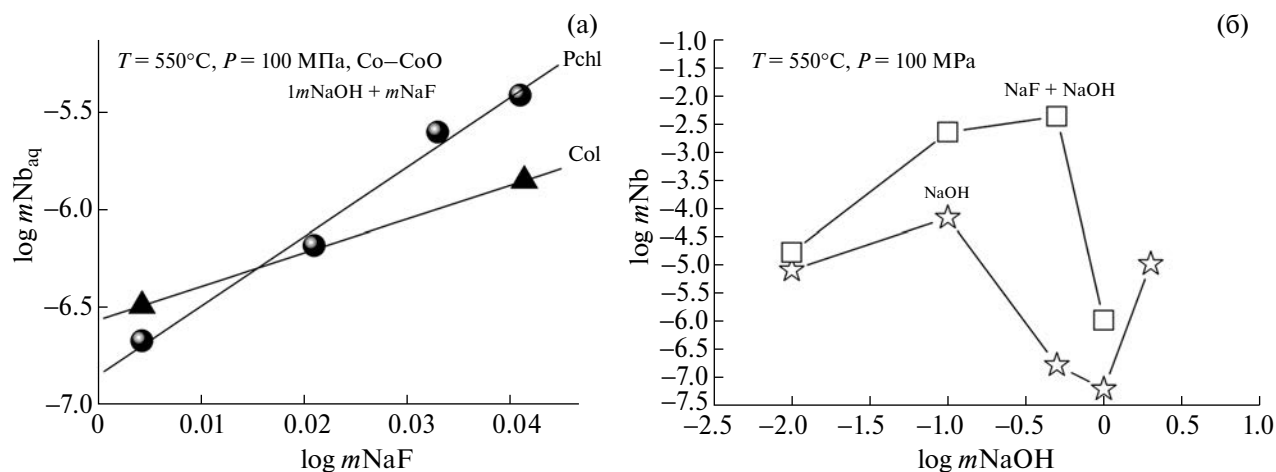


Рис. 2. Концентрационные зависимости равновесного содержания ниобия при растворении: а) пирохлора (Pchl) и колумбита (Col) в ($1mNaOH + mNaF$) растворах; б) Nb_2O_5 в NaOH растворах и ($mNaOH + mNaF$) растворах с эквимольными содержаниями NaOH и NaF ($T = 550^\circ C$, $P = 100$ МПа (буфер Co-CoO)).

При введении NaF в раствор щелочи с концентрациями 0.01; 0.1; 0.5; 1*m* NaOH в эквимольном соотношении (рис. 3) равновесное содержание тантала увеличивается на порядок в растворе (0.1*m* NaOH + 0.1*m* NaF), на 2 порядка в растворе (0.5*m* NaF + 0.5*m* NaOH) и на порядок в растворе (1*m* NaOH + 1*m* NaF). Введение 0.01*m* NaF в раствор 0.01*m* NaOH не влияет на изменение концентрации тантала. Равновесное содержание тантала остается на уровне $n \cdot 10^{-5} m$. В логарифмической шкале растворимость оксида тантала в смешанных эквимольных растворах имеет максимум ($n \cdot 10^{-4} m$) в растворе (0.1*m* NaF + 0.1*m* NaOH).

Экспериментальные данные по изучению температурных зависимостей равновесных содержаний *ниобия и тантала* при растворении Nb₂O₅, Ta₂O₅, пироклора и колумбита в щелочных водных растворах NaOH с концентрацией 0.1; 1*m* и в гидротермальных флюидах сложного состава (1*m*NaOH+0.1*m*NaF), (1*m*NaOH+0.5*m*NaF) в интервале температур 300–550°C, *P* = 100 МПа (буфер Co–CoO) представлены на рис. 4 а, б и 5 а, б.

Установлено, что при растворении пироклора в 0.1*m* NaOH растворе (рис. 4 а) наблюдается четко выраженная отрицательная зависимость растворимости пироклора от температуры, близкая к линейной, то есть при повышении температуры равновесное содержание ниобия линейно уменьшается с $n \cdot 10^{-5} m$ при 300°C до $n \cdot 10^{-6.5} m$ при 550°C, что связано с образованием мало растворимых ниобиевых фаз. При растворении пироклора в 1*m* NaOH-растворе с ростом температуры равновесное содержание ниобия (mNb) практически не изменяется, оставаясь

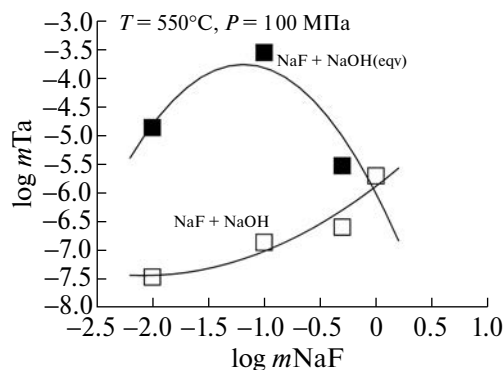


Рис. 3. Концентрационная зависимость растворимости Ta₂O₅ в растворах (*m*NaOH + *m*NaF): незаштрихованные квадраты – в (1*m*NaOH + *m*NaF)-растворах; заштрихованные квадраты – в (*m*NaOH + *m*NaF)-растворах с эквимольными содержаниями NaOH и NaF (*T* = 550°C, *P* = 100 МПа, буфер Co–CoO).

на уровне $n \cdot 10^{-5.5} - 10^{-5.8} m$. Введение в раствор NaOH небольших концентраций фторида натрия (0.1*m* NaF) в области низких температур (300–400°C) практически не влияет на растворимость пироклора, а в области высоких температур (500–550°C) увеличивает растворимость минерала на 0.5–1.5 порядка.

При растворении колумбита в NaOH и гидротермальных флюидах сложного состава (1*m*NaOH + *m*NaF) никаких четко выраженных закономерностей изменения равновесного содержания ниобия с температурой не обнаружено.

Исследования показали, что температурная зависимость растворимости Nb₂O₅

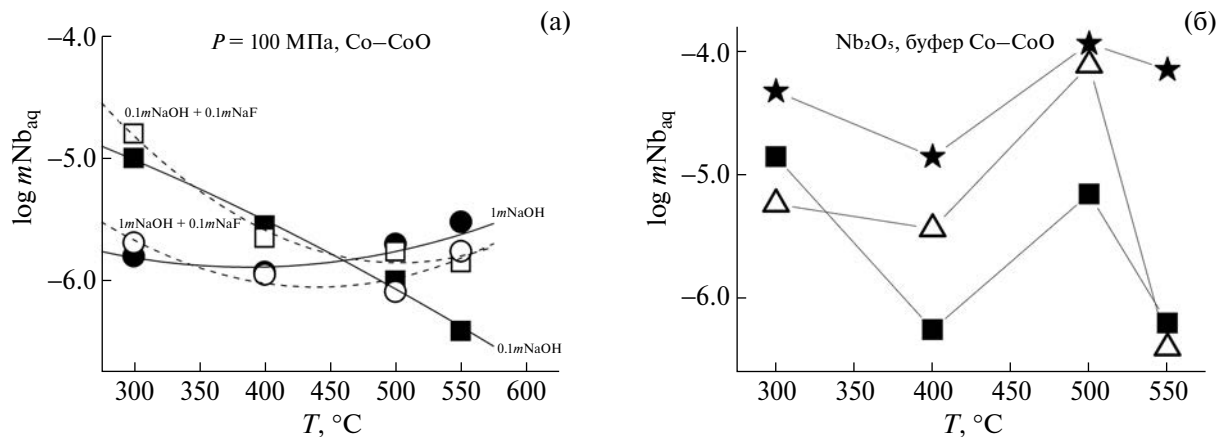


Рис. 4. Температурные зависимости равновесных содержаний ниобия в NaOH и (*m*NaOH + *m*NaF)-растворах при давлении 100 МПа: а) для пироклора: заштрихованные фигуры – растворы 0.1*m* и 1*m* NaOH; незаштрихованные фигуры – (*m*NaOH + 0.1*m* NaF); б) для Nb₂O₅: звездочки – 0.1*m* NaOH; квадраты – 1*m* NaOH; треугольники – (1*m* NaOH + 0.5*m* NaF)-раствор.

в растворах $0.1m$ и $1m$ NaOH, а также в смешанных ($1m$ NaOH + $0.5m$ NaF)-растворах носит однотипный экстремальный характер (рис. 4 б). При 300°C и 100 МПа равновесное содержание ниобия составляет $n \cdot 10^{-4.8} m$ в $1m$ NaOH, $n \cdot 10^{-4.2} m$ в $0.1m$ NaOH и $n \cdot 10^{-5.2}$ в смешанных ($1m$ NaOH + $0.5m$ NaF)-растворах. При 400°C и 100 МПа равновесное содержание ниобия минимально и составляет $n \cdot 10^{-6.2} m$ в $1m$ NaOH, $n \cdot 10^{-4.6} m$ в $0.1m$ NaOH и $n \cdot 10^{-5.4} m$ в смешанных ($1m$ NaOH + $0.5m$ NaF)-растворах. При 500°C и 100 МПа равновесное содержание ниобия возрастает примерно на порядок и составляет $n \cdot 10^{-5} m$ в $1m$ NaOH, $n \cdot 10^{-4} m$ в $0.1m$ NaOH и $n \cdot 10^{-3.8} m$ в смешанных ($1m$ NaOH + $0.5m$ NaF)-растворах. При повышении температуры до 550°C равновесное содержание ниобия вновь уменьшается, что указывает на неоднозначное влияние температуры на растворимость оксида ниобия в щелочных растворах.

В ходе экспериментов установлено, что в щелочных растворах в области температур 300 – 550°C как при низких ($0.1m$), так и при высоких концентрациях ($1m$) NaOH растворимость оксида тантала очень мала и находится в пределах $n \cdot 10^{-7}$ – $10^{-5} m$. При повышении температуры от 300 до 550°C содержание тантала в растворах NaOH слабо растет, достигая величины $10^{-5} m$, что менее чем на 1 порядок превышает концентрацию тантала при 300°C (рис. 5 а). Участие в экспериментах фтора, вводимого в виде небольших концентраций NaF ($0.1m$ и $0.5m$) в растворы $1m$ NaOH, не оказывает заметного влияния на изменение растворимости Ta_2O_5 . Однако характер зависимости растворимости Ta_2O_5 от температуры изменяется. В логарифмическом масштабе для оксида тантала наблюдается обратная температурная зависимость растворимости. При 300°C , 100 МПа равновесное содержание тантала в ($1m$ NaOH + $0.5m$ NaF)-растворах составляет $n \cdot 10^{-5} m$, а при 550°C – $n \cdot 10^{-6.5} m$ (рис. 5 б).

Изучены концентрационная и температурная зависимости растворимости природных минералов: колумбита и пироклора, оксидов тантала и ниобия в водных растворах NaOH и (m NaF + m NaOH) при 300 – 550°C , давлении 50 МПа и низкой фугитивности кислорода (буфер Co–CoO).

Установлено, что в растворах NaOH во всем изученном интервале температур и давлений растворимость пироклора с ростом давления увеличивается (рис. 6 а). При растворении пироклора в $0.1m$ NaOH-растворе равновесное содержание ниобия при $P = 100$ МПа почти на порядок выше, чем при $P = 50$ МПа. При 300°C и 100 МПа $m\text{Nb}$ составляет $n \cdot 10^{-6} m$, а при 50 МПа – $n \cdot 10^{-7} m$; при 400°C и 100 МПа – $n \cdot 10^{-6} m$, а при 50 МПа – $n \cdot 10^{-7} m$. При повышении температуры зависимость равновесного содержания ниобия от давления уменьшается. В более концентрированных растворах ($1m$ NaOH) зависимость растворимости пироклора от давления носит обратный характер: при 300°C равновесное содержание ниобия практически одинаково для обоих давлений и составляет $n \cdot 10^{-6} m$. Но с ростом температуры от 400 до 550°C повышение давления флюида с 50 до 100 МПа приводит к повышению растворимости пироклора примерно на порядок.

На рис. 6 б представлена концентрационная зависимость растворимости колумбита и пироклора в растворах NaOH при $T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 50$ МПа, 100 МПа. Влияние давления флюида наблюдается только в области низких концентраций NaOH (0.01 ; $0.1 m$), где понижение давления флюида с 100 до 50 МПа приводит к понижению растворимости колумбита. При более высоких концентрациях NaOH растворимость колумбита не изменяется при уменьшении давления флюида, то есть, по сравнению с пироклором, при растворении колумбита

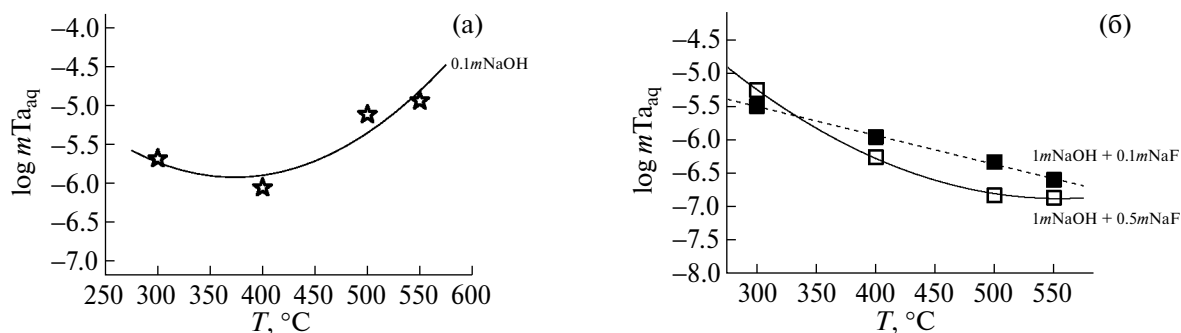


Рис. 5. Температурная зависимость растворимости Ta_2O_5 : а) в $0.1m$ NaOH; б) в растворах (m NaOH + m NaF) ($T = 550^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа (буфер Co–CoO)).

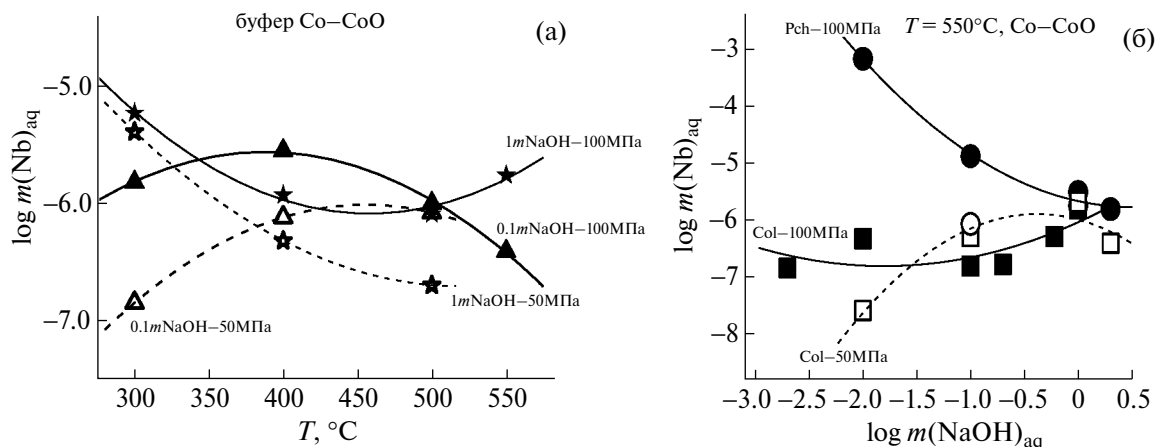


Рис. 6. а) Температурная зависимость равновесного содержания ниобия при растворении пироксена в 1*m* и 0.1*m* NaOH при разных давлениях (заштрихованные фигуры при 100 МПа; незаштрихованные фигуры при 50 МПа); б) концентрационная зависимость равновесного содержания ниобия при растворении колумбита и пироксена в NaOH-растворах при разных давлениях (заштрихованные фигуры – 100 МПа; незаштрихованные фигуры – 50 МПа) ($T = 550^\circ\text{C}$, буфер Co–CoO).

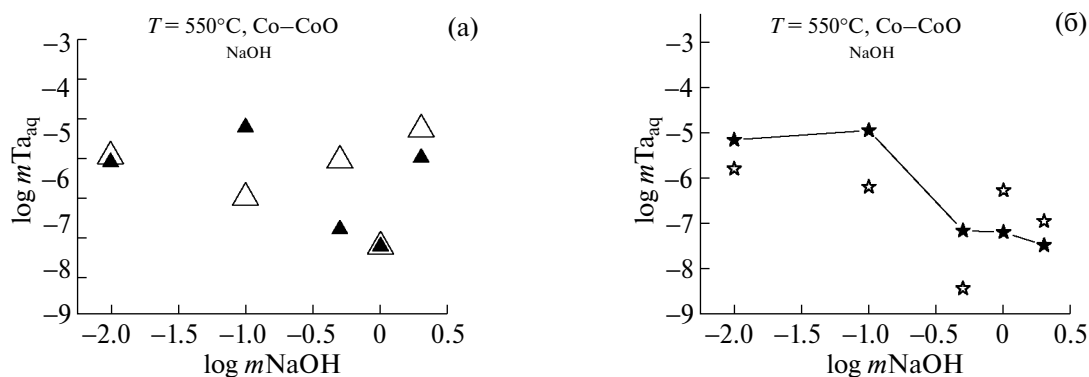


Рис. 7. Влияние концентрации NaOH и давления флюида на растворимость: а) Nb_2O_5 при разных давлениях (заштрихованные фигуры при 100 МПа; незаштрихованные фигуры при 50 МПа); б) Ta_2O_5 при разных давлениях (заштрихованные фигуры при 100 МПа; незаштрихованные фигуры при 50 МПа) ($T = 550^\circ\text{C}$, буфер Co–CoO).

в растворах NaOH изменение давления практически не влияет на растворимость минерала.

Экспериментальные исследования не обнаружили четко выраженных однозначных закономерностей влияния давления флюида на растворимость оксида ниобия в щелочных растворах разной концентрации (рис. 7 а). Но независимо от этого можно уверенно заключить, что в целом во всех изученных щелочных растворах как при низких концентрациях (0.1*m* NaOH), так и при высоких (1*m* NaOH) растворимость оксида ниобия низкая и составляет $n \cdot 10^{-7} - 10^{-4} m$.

Как уже отмечалось выше, в растворах NaOH разной концентрации при 550°C и 100 МПа в растворах NaOH оксид тантала имеет отрицательную концентрационную зависимость растворимости. Экспериментально установлено, что при давлении флюида 50 МПа

концентрационная зависимость растворимости оксида тантала в растворах NaOH носит более сложный характер. С ростом концентрации NaOH от 0.01 до 0.5*m* понижение давления флюида с 100 до 50 МПа приводит к уменьшению растворимости Ta_2O_5 на 1 порядок (рис. 7 б). При более высоких концентрациях NaOH с понижением давления флюида со 100 до 50 МПа содержание тантала в растворе наоборот увеличивается примерно на один порядок. Однако растворимость оксида тантала в щелочных растворах остается на очень низком уровне и находится в пределах $n \cdot 10^{-7} - 10^{-5} m$.

На основании полученных данных можно заключить, что при повышении давления растворимость пироксена увеличивается, в то время как влияние давления на растворимость

колумбита и окислов Ta и Nb играет второстепенную роль.

Проведенные эксперименты показали, что при всех выбранных параметрах опытов во всем изученном диапазоне концентраций NaOH природные минералы колумбит и пирохлор, а также оксид тантала растворяются инконгруэнтно, с образованием новых фаз. Согласно XRD- и SEM-анализам, при растворении колумбита наличие даже небольших примесей кальция и фосфора приводит к образованию минерала апатита — $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$, а присутствие примеси кремния — к образованию минерала тефрита — Mn_2SiO_4 . Наличие в колумбите тантала приводит к образованию минерала микролита. Основная же масса растворенного минерала замещается на ниобат натрия — NaNbO_3 . На фото (рис. 8 а) представлены кристаллы, образовавшиеся при растворении колумбита в 0.1м NaOH при $T = 550^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа и восстановительном буфере Co—CoO. Темные кристаллы представляют собой ниобат натрия NaNbO_3 , а белая трещиноватая натечность — это микролит-пирохлор, имеющий в своем составе до 8.34% Na, 1.18% Ca, 1.29% Mn, 13.20% Nb, 54.51% Ta. Пирохлор растворяется в NaOH-растворах с образованием ниобата натрия NaNbO_3 , игольчатых кристаллов сложного состава ($\text{Na}_2\text{O} - 1,58\%$; $\text{CaO} - 43,97\%$; $\text{SrO} - 1,39\%$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 21,08\%$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 - 3,15\%$; $\text{SiO}_2 - 25,82\%$; $\text{F} - 2,52\%$; $\text{MgO} - 0,24\%$) и кристаллов CaMgSiO_4 (рис. 8 б).

При растворении оксида тантала в 0.01 и 0.1 м растворах NaOH в качестве твердых фаз образуются прекрасно ограненные кристаллы натротантита $\text{Na}_2\text{Ta}_4\text{O}_{11}$, имеющие типичную для пирохлора гексаоктаэдрическую форму. При более высоких концентрациях щелочных растворов образуются кристаллы натрийтанталового оксида NaTaO_3 , относящегося к псевдокубической сингонии (рис. 9 а, б). Оксид ниобия в растворах 0.01 и 0.1 м NaOH растворяется конгруэнтно. При более высоких концентрациях щелочных растворов образуются кристаллы натрий-ниобиевого оксида NaNbO_3 .

Согласно полученным экспериментальным данным по растворимости природных минералов — пирохлора, колумбита — и оксидов ниобия и тантала во всех изученных щелочных растворах натриевой специфики и во всем исследуемом интервале температур, давлений, состава и концентрации растворов установлено, что растворимость ниобия выше (примерно на полтора порядка) по сравнению с растворимостью тантала и находится в интервале концентраций $n \cdot 10^{-7} - 10^{-4}$ м для Nb и $n \cdot 10^{-7} - 10^{-5.5}$ м для Ta. Это позволяет считать, что Nb в большей степени обладает способностью к образованию комплексов с Na и Ca в щелочных растворах, в то время как комплексобразование Ta в основном подавлено, что согласуется с избирательной приуроченностью месторождений Nb к щелочным изверженным породам и карбонатитам.

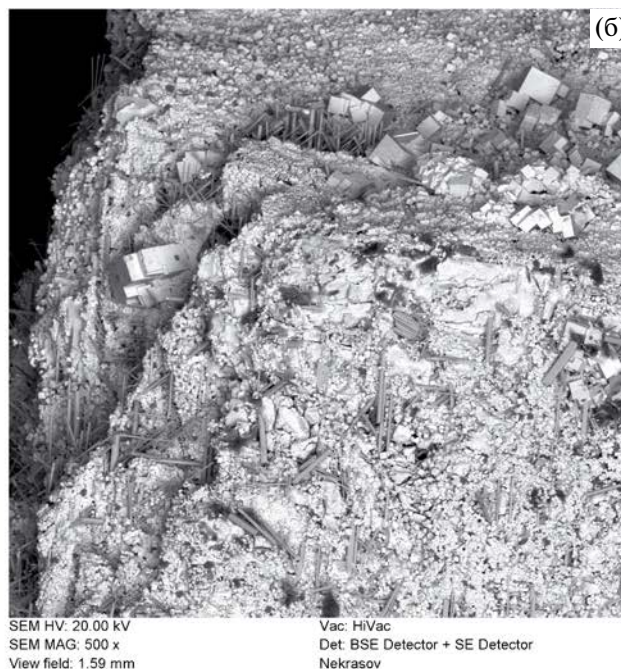
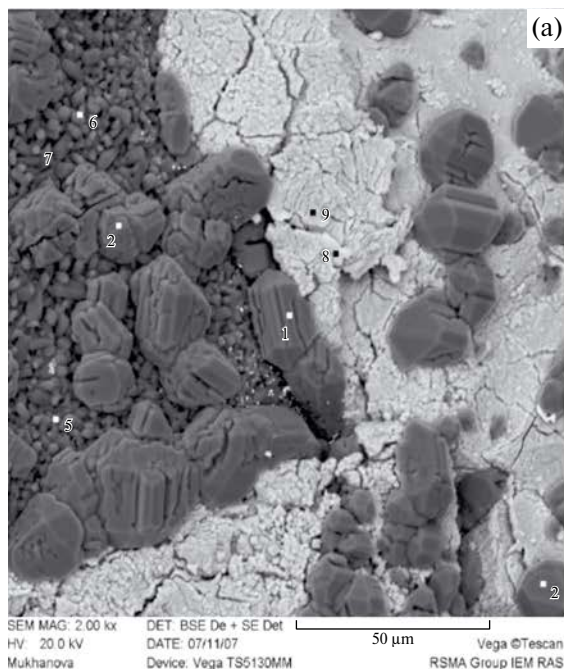


Рис. 8. Кристаллы, образовавшиеся при растворении: а) колумбита в 0.1м NaOH-растворе; б) пирохлора в 1м NaOH-растворе ($T = 550^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа, буфер Co—CoO).

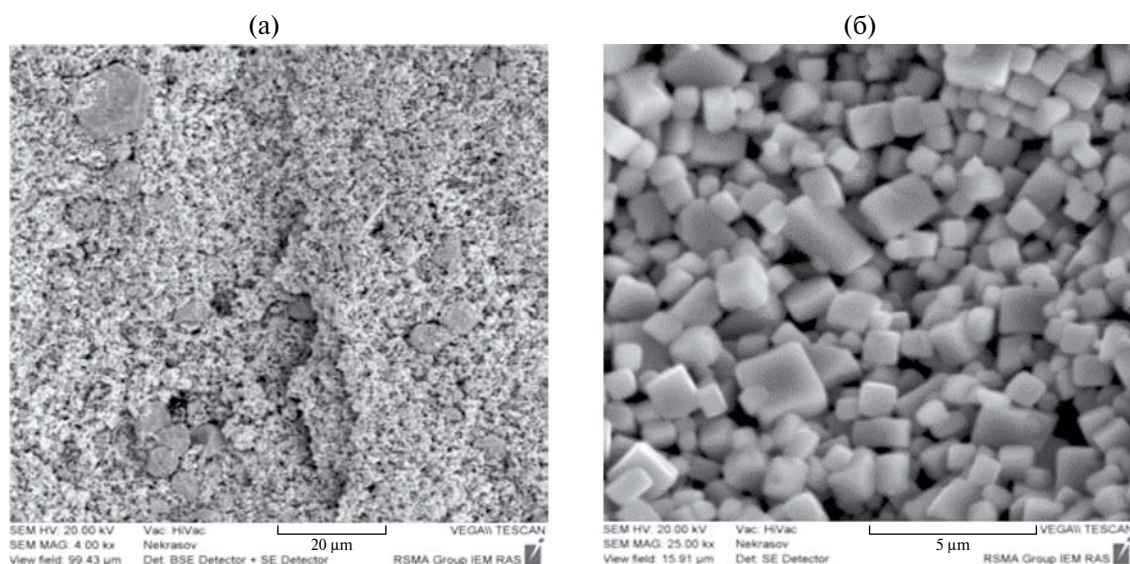


Рис. 9. а) Кристаллы натротантита $\text{Na}_2\text{Ta}_4\text{O}_{11}$, образовавшиеся при растворении Ta_2O_5 в растворе 0.01M NaOH ; б) кристаллы NaTaO_3 , образовавшиеся при растворении Ta_2O_5 в растворе 0.5M NaOH ($T = 550^\circ\text{C}$, $P = 100$ МПа, буфер Co-CoO).

Проведенные нами ранее исследования показали, что перенос Ta и Nb возможен только достаточно высококонцентрированными фторидными растворами, главным образом, растворами HF и KF . Хлоридные, карбонатные и щелочные гидротермальные растворы, вследствие очень низкой растворимости тантало-ниобатов, близкой к пределу обнаружения, по-видимому, не способны транспортировать эти металлы в количествах, необходимых для образования их промышленных концентраций [10]. Однако полученные нами экспериментальные результаты по растворимости тантало-ниобатов в щелочных флюидах смешанного состава ($m\text{NaOH} + m\text{NaF}$) имеют первостепенное значение и позволяют нам сделать уверенный вывод о том, что существенный массоперенос Ta и Nb щелочными гидротермальными флюидами может происходить только в присутствии фтора.

Это подтверждается и результатами термодинамического моделирования наших экспериментальных данных [6, 8], которое позволило описать растворимость оксидов Nb и Ta в широком диапазоне температур и давлений с использованием гидроксо- и гидроксофторидных комплексов. В этих работах было установлено, что важнейшим фактором, контролирующим концентрацию растворенных Nb и Ta, является присутствие F^- -иона: при низких концентрациях F^- -иона происходит образование нейтрального гидроксо-комплекса $\text{Me}(\text{OH})_5(\text{aq})$; увеличение содержания F^- -иона приводит к росту концентрации $\text{Me}(\text{OH})_4\text{F}_2(\text{aq})$ - и $\text{Me}(\text{OH})_3\text{F}_2(\text{aq})$ -фторидных комплексов. В кислых растворах доминирующим является смешанный нейтральный

комплекс $\text{Me}(\text{OH})_3\text{F}_2(\text{aq})$. В щелочных фторсодержащих флюидах растворимость Nb и Ta определяется оксофторидным анионом $\text{Me}(\text{OH})_5\text{F}^-$, при этом устойчивость $\text{Ta}(\text{OH})_5\text{F}^-$ значительно выше, чем устойчивость $\text{Nb}(\text{OH})_5\text{F}^-$. Для более детального моделирования природного рудообразования необходимо определить термодинамические свойства Nb и Ta-содержащих минералов (колумбит, пирохлор).

Данные ключевых экспериментов при соответствующих условиях опытов и составах экспериментальных растворов, позволяющих избежать образования вторичных фаз, послужат основой для разработки внутренне согласованной базы термодинамических свойств водных компонентов Nb и Ta, необходимой для предсказания поведения этих элементов в широком диапазоне составов, температур и давлений гидротермальных флюидов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме: FMUT-2022-0003 и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: гранты: 08-05-00835-а; 14-05-00424-а; 15-05-03393-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Welham J.* Enhanced dissolution of tantalite/columbite following milling // *International Journal of Mineral Processing*. 2001. V. 61. N3. 145–150.
2. *Зарайский Г.П., Чевычелов В.Ю., Аксюк А.М., Коржинская В.С., Котова Н.П. Редькин А.Ф., Бороду-*

- лин Г.П. Экспериментальное обоснование физико-химической модели генезиса месторождений тантала, связанных с литий-фтористыми гранитами // Экспериментальные исследования эндогенных процессов: Памяти академика В.А. Жарикова. Черноголовка: РИО ИПХФ РАН, 2008. С. 86–109.
3. Коржинская В.С., Котова Н.П., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование растворимости манган-танталита и Ta_2O_5 в хлоридных растворах // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 194–197.
 4. Коржинская В.С., Котова Н.П., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование растворимости природного пирохлора и оксида ниобия в щелочных гидротермальных растворах // ДАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 191–194.
 5. Котова Н.П., Коржинская В.С., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование растворимости природных танталита и пирохлора, оксидов тантала и ниобия в гидротермальных фторидно-хлоридных растворах // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 30–37. DOI: 10.31857/S2686739722070106
 6. Лукьянова Е.В., Акинфиев Н.Н., Зотов А.В., Расс И.Т., Котова Н.П., Коржинская В.С. Ниобий в гидротермальных системах: термодинамическое описание гидроксо- и гидроксофторидных комплексов // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 308–318.
 7. Удоратина О.В., Зарайский Г.П. Проблема генезиса редкометалльных месторождений Полярного Урала (Тайкеуский рудный узел) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 2005. Вып. 3. С. 140–153.
 8. Akinfiev N., Korzhinskaya V., Kotova N., Redkin A., Zotov A. Niobium and tantalum in hydrothermal fluids: Thermodynamic description of hydroxide and hydroxofluoride complexes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 280. P. 102–105 (IF-4.659).
 9. Zاراisky G.P., Korzhinskaya V.S., Soboleva Yu.B. Experimental estimation of hydrothermal transport of Ta and Nb in connection with the problem of tantalum deposits genesis in “apogranites.” *Electr Sci Inform J “Herald of the Department of Earth Sciences RAS”* № 1(22) 2004. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2004/informbul-1_2004/hydroterm-18e.pdf
 10. Zاراisky G.P., Korzhinskaya V.S., Kotova N.P. The problem of hydrothermal transport of tantalum and niobium in “apogranites” on experimental data // Understanding the genesis of ore deposits: To meet the demand of the 11th century. 12th quadrennial IAGOD Symposium, Moscow, 21–24 August, 2006. CD-043.
 11. Zاراisky G.P., Korzhinskaya V.S., Kotova N.P. Experimental studies of Ta_2O_5 and columbite-tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550°C and 50 to 100 MPa // *J. Mineral Petrol*. 2010. V. 99. № 3/4. P. 287–300.

EXPERIMENTAL STUDY OF SOLUBILITY OF COLUMBITE AND PYROCHLORE, TANTALUM AND NIOBIUM OXIDES IN ALKALINE HYDROTHERMAL FLUIDS AT 300–550°C, 50 AND 100 MPa

N. P. Kotova^{a, #}, V. S. Korzhinskaya^a, Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov^a

^a*Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

[#]*E-mail: kotova@iem.ac.ru*

The concentration and temperature dependences of the solubility of natural pyrochlore and columbite, tantalum and niobium oxides in alkaline aqueous solutions of NaOH and (mNaF + mNaOH) at 300–550°C, 100 and 50 MPa and low oxygen fugacity (Co-CoO and Ni-NiO buffers) were experimentally studied. The initial concentration of NaOH varied from 0.01 to 2 m, and the concentration of NaF from 0.01 to 1 m. It has been established that the content of Nb in alkaline solutions in the entire studied range of concentrations is higher than the content of Ta by approximately one and a half orders of magnitude. At the same time, the solubility of pyrochlore in alkaline sodium solutions is noticeably higher than the solubility of columbite, which suggests that Nb is more capable of forming complexes in alkaline solutions, while Ta complexation is mainly suppressed. The solubility of pyrochlore and columbite decreases with increasing temperature. The presence of the F-ion in the form of NaF low concentrations has a positive effect on the solubility of minerals and oxides of Ta and Nb at high temperatures (500–550°C). It has been established that in NaOH solutions, the deposition of Nb is favored by a situation with a decrease in oxygen fugacity (Co-CoO buffer). The study of pressure effect at 50 and 100 MPa on the solubility of pyrochlore, columbite, and oxides of Ta and Nb in sodium alkaline solutions showed that the solubility of pyrochlore increases with increasing pressure. The solubility of columbite does not change much in this case. Thus, a decrease in pressure favors the deposition of Nb in the form of tantalum niobates upon dissolution of pyrochlore. For columbite, there is no such dependence.

Keywords: experiment, columbite, pyrochlore, tantalum and niobium oxides, solubility, alkaline solutions, redox buffers, pressure, alkaline-fluoride fluid

УДК 552.11, 552.3

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИЙ МАГМАТИЗМ АПТСКОГО ЭТАПА В РАЗВИТИИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2024 г. А. Е. Верниковская^{1,2,3}, член-корреспондент РАН В. Ю. Фридовский¹,
Н. В. Родионов⁴, Н. Ю. Матушкин^{2,3,*}, П. И. Кадильников^{2,3},
М. В. Кудрин¹, Я. А. Тарасов¹

Поступило 22.09.2023 г.

После доработки 25.10.2023 г.

Принято к публикации 26.10.2023 г.

Представлены новые U–Th–Pb-геохронологические, минералого-геохимические, Sm–Nd-и Rb–Sr-изотопные данные для гранитоидов и ассоциирующих с ними субщелочных пород Тарбаганнахского массива Аллах-Юньской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса. Эти породы, включая дайки трахиандеэибазальтов, объединенные в единый уэляхский комплекс, были образованы около 120 млн лет назад из континентального корового источника, вероятно, с вкладом обогащенного мантийного компонента. Среди них впервые выявлены граниты рапакиви, природа которых является реперной в понимании геодинамических условий образования пород этого комплекса. Предлагается тектоническая модель формирования пород рассматриваемого комплекса в связи с отрывом слэба океанской плиты при развитии активной континентальной окраины в аптском веке. Обсуждается, что этот магматизм способствовал широкому развитию метасоматических процессов до конца апта и одновременно явился источником пространственно совпадающего с ним золотого оруденения Охотско-Корякского металлогенического пояса.

Ключевые слова: граниты рапакиви, Сибирский кратон, Удско-Мургальская вулканическая дуга, U–Pb-геохронология, геохимия, Верхояно-Чукотская складчатая система, Охотско-Корякский металлогенический пояс, аптский век

DOI: 10.31857/S2686739724020111

В Аллах-Юньской тектонической зоне (АЮТЗ) Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) юго-восточной окраины Сибирского кратона размещены большое количество гранитоидных массивов и позднеорогенные золоторудные месторождения и рудопроявления Охотско-Корякского металлогенического пояса (ОКМП) (рис. 1). На геодинамическое и металлогеническое

развитие юго-восточной окраины Сибири существенное влияние оказали процессы субдукции, аккреции и коллизии в связи с закрытием Монголо-Охотского океана и Палеопацифики, происходившие от позднего палеозоя до позднего мела [1, 2].

Эволюция этой конвергентной окраины, от поздней перми до готеривского века раннего мела, рассматривалась в развитии Удской (Удско-Мургальской) зоны субдукции островодужного типа. Позднее в палеотектонических реконструкциях эта конвергентная граница между Сибирью и Палеопацификой была разделена на Удскую активную континентальную окраину, Кони-Мургальскую и Пекульнейскую островные дуги, продлевающие ее на северо-восток [1, 3].

Аптско-Сеноманский интервал интерпретируется как переходный период, в процессе которого Удско-Кони-Мургальская дуга затухает, а Охотско-Чукотский вулкано-плутонический

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской Академии наук, Якутск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: matushkinny@ipgg.sbras.ru

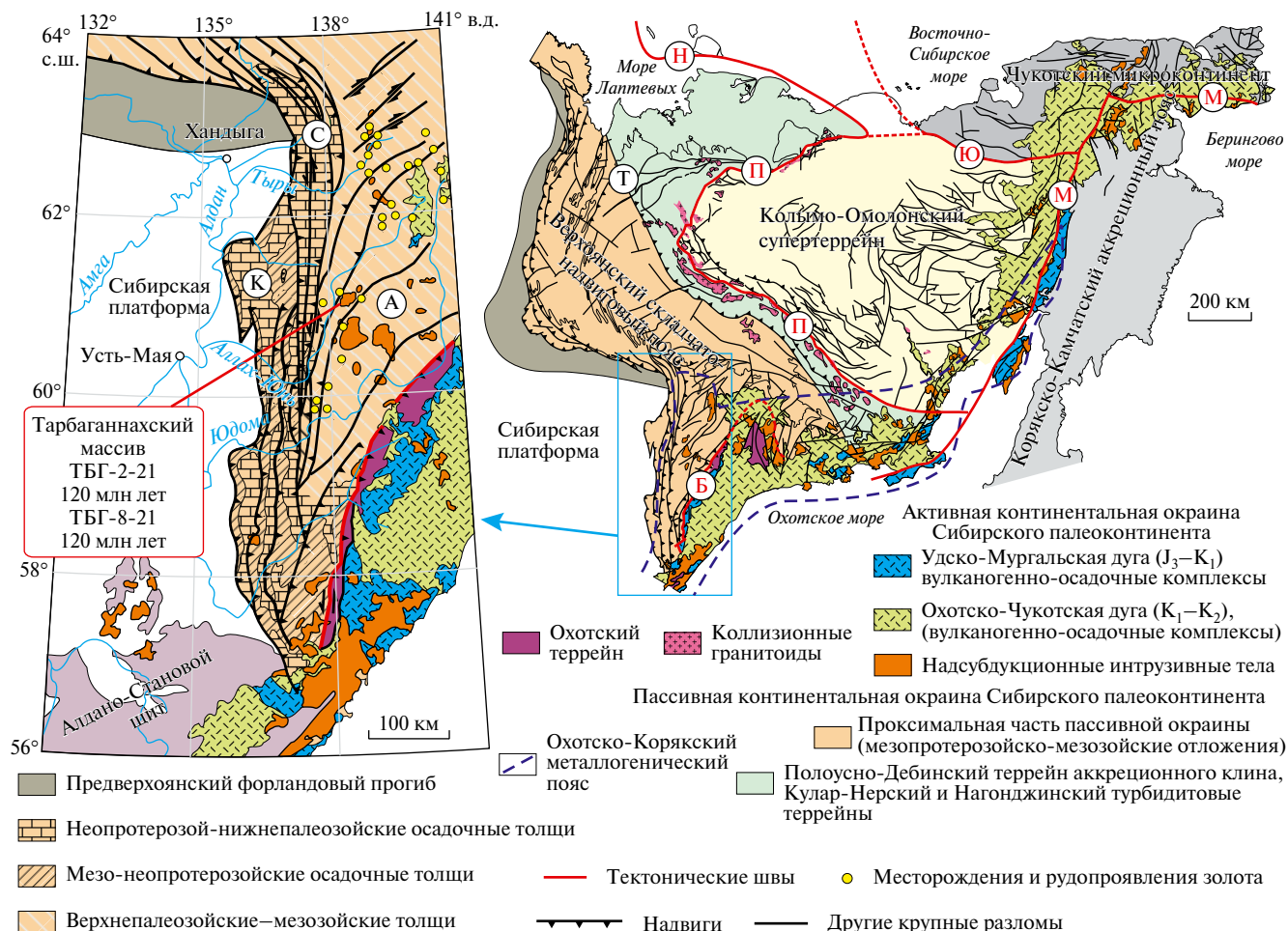


Рис. 1. Региональное положение Тарбаганнахского массива в структуре Верхояно-Чукотской складчатой области и Южно-Верхоянского сектора ВСНП, составлено с использованием [1, 4]. Буквенные сокращения – тектонические швы: П – Полоусно-Колымский, Ю – Южно-Ануйский, М – Кони-Мургальский, Н – Новосибирско-Колымский, Б – Билячканский; разломы: Т – Адыча-Тарынский; тектонические зоны Южно-Верхоянского сегмента: К – Кыллахская, С – Сетте-Дабанская, А – Аллах-Юньская.

пояс зарождается вдоль всей активной континентальной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области [1]. Во время образования Удско-Мургальской и Охотско-Чукотской активных континентальных окраин происходило становление многочисленных надсубдукционных гранитоидных массивов. Одни из них ассоциируют с вулканическими постройками, формируя вулканоплутонические пояса, тогда как другие прорывают отложения пассивной окраины кратона в тыловой зоне дуговых систем.

Гранитоиды и ассоциирующие с ними разнообразные магматические породы АЮТЗ, прорывающие породы юго-восточной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, образуют пояс шириной до 100 км,

вытянутый в субмеридиональном направлении почти на 500 км.

В породах центральной и северной части АЮТЗ наиболее ранние магматические и близкие к ним по возрасту метасоматические события относятся к аптскому веку. Они подтверждаются U–Pb-возрастом циркона (ID-TIMS) из даек лампрофиров Неждановского месторождения – ~121 млн лет [5], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данными для пород из золоторудных объектов [6], лежащих в интервале от 124 до 113 млн лет. В литературе также упоминаются близкие оценки U–Pb-возраста циркона из пород Тарбаганнахского гранитоидного массива – ~123 млн лет и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста биотита из экзоконтакта этого массива – ~119 млн лет [7]. Интрузивные магматические породы (субщелочные

и нормальной щелочности кислые и средние (разности) аптского возраста, формирующие относительно крупные массивы этой части АЮТЗ, были объединены в уэмяхский комплекс, тогда как прорывающие их породы даек и малых интрузий отнесены к охотинскому комплексу [8].

В результате проведенных нами исследований впервые в гранитоидном поясе АЮТЗ были установлены граниты рапакиви. Происхождение гранитов рапакиви вызывает научные споры. Образование структуры рапакиви связывают с изменениями физико-химических условий их кристаллизации или смешиванием с большим количеством основной магмы. Формирование этих пород рассматривается в геодинамических обстановках внутримантийной и надсубдукционной [9, 10]. Установление природы и возраста гранитов рапакиви является реперным для реконструкции тектонических трансформаций в развитии исследуемых структур и способствует расшифровке роли магматизма в образовании синхронного с ним позднеорогенных руд золота (месторождения Нежданинское, Задержнинское, Маринское и др.) АЮТЗ.

Были изучены граниты рапакиви и ассоциируемые с ними породы Тарбаганнахского массива. Этот массив (площадь около 260 км²), наряду с Карским (140 км²) и Уэмяхским (площадь около 900 км²), является одним из наиболее крупных, локализованных в пределах центральной части АЮТЗ, и относящихся к уэмяхскому комплексу. Настоящая работа направлена на изучение природы, возраста и геодинамической обстановки формирования гранитоидов этого комплекса. Она базируется на новых U–Pb (SHRIMP-II)-, Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных и геохимических (ICP-MS) данных для магматических пород уэмяхского комплекса, на примере изучения гранитов рапакиви и ассоциируемых с ними пород Тарбаганнахского массива.

Минеральный состав пород установлен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5480LV INCA Energy 350 с системой микроанализа КДС-ВДС (“Jeol”, Япония). Силикатный анализ интрузивных пород Тарбаганнахского массива проведен в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Определение содержаний элементов-примесей в породах выполнено с помощью ICP масс-спектрометров – квадрупольного NexION300D (США) и масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой Element2 (“Thermo Fisher Scientific”, Германия) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Описание методик анализов силикатного и ICP-MS

дано, например, в [2]. U–Pb-, Sm–Nd- и Rb–Sr-исследования проводились в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). U–Th–Pb-датирование циркона проведено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II; определения содержаний и изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr выполнены с применением метода изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (описания методик см., например, в [2]).

Тарбаганнахский массив формирует гору Шпиль Тарбаганнах и расположен в междуречье рек Анча, Аллах-Юнь (рис. 2). Гранитоиды и ассоциирующие с ними средние интрузивные породы массива прорывают средне-верхнепермские и средне-верхнекаменноугольные терригенные отложения верхоянского комплекса центральной части АЮТЗ, в блоке, ограниченном Аллах-Юньским и Минорским региональными разломами. С последним пространственно сопряжены золоторудные объекты Аллах-Юньской металлогенической зоны. Вмещающие породы смяты в подобные складки, вплоть до изоклинальных, оси которых простираются в ССВ-направлении, субсогласно с крупными сдвигами, взбросо-сдвигами и надвигами [1, 8].

Этот массив имеет эллипсовидную форму, вытянут в ССВ-направлении субсогласно со структурами АЮТЗ (рис. 2). Интрузивные породы массива не деформированы. В контактовых зонах породы ороговикованы [11]. В периферийной части массива присутствуют средние интрузивные породы субщелочного состава, аналогичные по составу породам небольшого штока, находящегося к северо-востоку от массива, являющегося его сателлитом. Центральная его часть сложена гранитоидами, в которых наиболее отчетливо проявлена структура рапакиви.

Породы массива прорывают многочисленные дайки среднего и кислого состава. Дайки трахиандезибазальтов прорывают породы среднего состава в периферийной части массива, тогда как секущие тела даек субщелочных лейкократовых гранитов имеют широкое распространение по всей его площади.

Исследуемые магматические породы Тарбаганнахского массива представлены биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми средними и кислыми интрузивными и гипабиссальными породами.



Рис. 2. Схема геологического строения Тарбаганнахского массива, составленная с использованием [8, 11].

Монцодиориты и переходные разности от монцонитов до кварцевых монцодиоритов из периферийной части массива — темно-серые и серые среднезернистые породы, состоят преимущественно из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и роговой обманки (до 20 об. %), в меньшем количестве кварца (до 10 об. %) и биотита (до 5 об. %). Для них характерны неоднородности (пятнистая текстура), выраженные овальными участками (шириной до 10 см) скоплений мелкозернистой массы темноцветных минералов с отдельными прожилками калиевого полевого шпата. Породы содержат значительное количество вкрапленников, занимающих до 40% ее объема. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом андезин-олигоклазового состава ($X_{An} = 25.5-41.7$), размером до 4×8 мм, и калиевым полевым шпатом ($X_{Or} = 85.3-100$), размером до 6×8 мм. В отдельных из вкрапленников калиевого полевого шпата, имеющих овальную форму, наблюдается структура рапакиви, подчеркиваемая неширокими (до 1–2 мм) каймами олигоклаза ($X_{An} = 24.1-29.4$). Калиевые полевые шпаты обогащены BaO (до 2.1 мас. %). В полевых шпатах отмечается антипертитовая и мирмекитовая структуры. В основной массе этих пород присутствуют темные зерна кварца, магнезиальной роговой обманки ($Mg\#$ до 0.7) и Mg-биотита ($Mg\# = 0.5-0.6$). Они имеют

широкое разнообразие аксессуарных и рудных минералов, представленных фторапатитом, монацитом, алланитом-(Ce), цирконом, титанитом с примесью Nb_2O_5 (до 0.4 мас. %), а также турмалином, магнетитом и пиритом. В породах отмечаются единичные маломощные (до 0.01 мм) кварцевые прожилки с антимонитом, арсенопиритом, аурипигментом, реальгаром и самородным мышьяком.

Гранодиориты и граниты из центральной части массива — светло-серые породы, имеют среднезернистую, крупнозернистую, порфировидную (рапакиви) и пегматоидную структуру. Среди темноцветных минералов в гранодиоритах в равных количествах находятся биотит и роговая обманка (до 10 об. % каждый), а в гранитах последняя присутствует в виде единичных зерен. В кислых породах в отличие от средних содержится меньшее количество вкрапленников. Большинство из вкрапленников (длина до 1.5 см) имеет овальную форму зерен с отчетливой структурой рапакиви. Они представлены калиевым полевым шпатом ($X_{Or} = 62.9-87.7$) с каймой (до 3 мм) из олигоклаза, в котором от центра зерна к периферии снижается содержание анортита ($X_{An} = 10.6-21.8$). Зерна калиевых полевых шпатов обогащены BaO (до 1.7 мас. %). В основной массе этих пород также находятся зерна

от темно-серого до темно-бурого кварца, магнетиальной роговой обманки. В последней, в отличие от зерен этого минерала в средних породах, немного снижаются значения магнетиальности ($Mg\#$ до 0.6), как и в зернах Fe–Mg-биотита ($Mg\# = 0.4–0.6$). Биотит также присутствует в виде включений во вкрапленниках полевых шпатов. Акцессорные и рудные минералы – фторрапатит, титанит, алланит-(Ce), циркон, магнетит, замещающийся гетитом, пирит с каймами гематита и сидерит, эпидот, церит с зонами повышенных концентраций $TR\text{ЗЭ}$ и ThO_2 (до 5.4 мас. %). Вторичные изменения у интрузивных пород выражены слабо, они представлены альбитизацией и сосюритизацией плагиоклаза, пелитизацией калиевого полевого шпата и хлоритизацией биотита.

Трахиандезибазальты из дайки, секущей породы периферийной части массива, – зеленовато-темно-серые породы, состоят из плагиоклаза (до 30 об. %), калиевого полевого шпата (до 25 об. %), роговой обманки (до 35 об. %) и биотита (до 10 об. %). В небольшом количестве в основной массе пород присутствуют сильно резорбированные зерна желтовато-бурого клинопироксена. В виде порфировых вкрапленников (длиной до 0.5–1 см), занимающих до 5% объема породы, присутствуют зональные зерна андезина-олигоклаза ($X_{An} = 25.8–42.7$), а также ортоклаза ($X_{Or} = 89.8–100$) с примесью BaO (до 1.1 мас. %). В этих породах находятся единичные зерна кварца, окруженные реакционными каймами из зерен титанита и амфибола. Вторичные изменения слабые – амфиболитизация клинопироксена, биотитизация роговой обманки, хлоритизация амфибола и биотита, пелитизация калиевого полевого шпата, альбитизация и сосюритизация плагиоклаза; акцессорные минералы – титанит, апатит, ортит, рутил, монацит, циркон. Рудные минералы – магнетит, ильменит, пирит, халькопирит и пирротин.

Лейкократовые субщелочные граниты из дайки – светло-серые породы, имеют мелкозернистую и среднезернистую структуру. Состоят из кварца (до 30 об. %), калиевого полевого шпата (до 40 об. %), плагиоклаза (до 20 об. %) и биотита (не более 10 об. %). В порфировидных разностях вкрапленники (до 2 мм) представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, имеющим пертитовую структуру. Биотит образует короткотаблитчатые зерна (до 0.5 мм), иногда сростания по спайности с зернами магнетиальной роговой обманки ($Mg\# = 0.6–0.7$; $Al_2O_3 = 7–7.5$ мас. %). Последний присутствует в виде

реликтовых фрагментов сильно резорбированных зерен. Вторичные изменения – пелитизация калиевого полевого шпата, серицитизация плагиоклаза, хлоритизация амфибола, хлоритизация и мусковитизация биотита. Акцессорные и рудные минералы – циркон, турмалин, апатит, рутил, ильменит, эпидот, гематит и пирит.

Средние и кислые породы Тарбаганнахского массива, включая дайки трахиандезибазальтов, относятся к металюминиевым-слабопералюминиевым разностям. Они имеют варьирующие значения Na_2O/K_2O (0.9–1.7), большинство из них на диаграмме $Na_2O+K_2O-CaO-SiO_2$ по [12] попадают в поля известково-щелочной и переходной от известково-щелочной к щелочно-известковой серий. При этом наиболее примитивные составы с низкими содержаниями SiO_2 соответствуют породам щелочно-известковой серии. На диаграмме $FeO^{общ}/(FeO^{общ}+MgO)-SiO_2$ по [12] породы массива, подобно кордильерским гранитам, находятся в поле магнетиального тренда [12], а также гранитам рапакиви – мезопротерозойским из Нью-Мексико [13] и миоценовым из Калифорнии [14], тогда как палеопротерозойские граниты Финляндии попадают в поле железистого тренда [9]. В исследуемых породах устанавливается однотипный характер распределений $P\text{ЗЭ}$ ($\Sigma P\text{ЗЭ} = 179–263$ г/т, $(La/Yb)_N = 20–27$), близкий с миоценовыми гранитами рапакиви Калифорнии, соответствующий OIB типу (рис. 3 а). При этом в гранитах рапакиви из Калифорнии выявлены небольшие отрицательные, а в породах Тарбаганнахского массива небольшие положительные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 1.1–1.3$). Слабопералюминиевые лейкократовые субщелочные граниты из даек проявляют высоко дифференцированные тренды распределения с низкими отрицательными аномалиями Ba, La, Ce, Sr, P, Nd и Ti, плоские распределения $P\text{ЗЭ}$ с низкими значениями суммы $\Sigma P\text{ЗЭ}$ (до 30.3) и низкими отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 0.2–0.4$). В породах исследуемого массива, исключая лейкократовые субщелочные граниты, концентрации крупноионных элементов, таких как Rb, Ba и K, а также высокозарядных, таких как Th, U, Ta, Nb, Ti, P и Y, близки с таковыми из верхнекорового источника (UCC), а тяжелых $P\text{ЗЭ}$ – с таковыми из нижнекорового источника (LCC) (рис. 3 а, б). В отличие от классических палеопротерозойских гранитов рапакиви Финляндии анорогенных обстановок, относящихся к А-типу [9], для исследуемых пород установлены граничные А–I–S-типа характеристики, подобно миоценовым гранитам рапакиви Калифорнии, отражающих обстановку их формирования в условиях “отрыва слэба” (“slab

failure”), что подтверждается их положением на полях диаграмм Rb–Nb+Y и Rb–Yb+Ta по [15].

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для 13 зерен циркона и их обломков из пробы ТБГ-8-21 кварцевого монцонита со структурой рапакиви (табл. 1, рис. 4 а). Зерна циркона идиоморфные, полупрозрачные до мутных грязно-желтых и коричневых цветов, с включениями и трещинами. Длина зерен от 190 до 870 мкм; $K_{удл} = 1.6–5.3$. На катодолюминесцентных изображениях (CL) зерна циркона обладают ярким свечением, тонкой выраженной зональностью на краях и более грубой зональностью в центре. Конкордантный возраст для 15 аналитических точек составляет 120 ± 1 млн лет (СКВО = 0.37, U = 562–2864 г/т (среднее 1035 г/т), Th = 284–4282 г/т (среднее 791 г/т), Th/U = 0.45–1.54 (среднее 0.67)). Высокие содержания урана и тория выявлены в анализах в точках, расположенных на темных (до черных) на CL участках зерен. Аналитическая точка 2.2 имеет наиболее высокие содержания и повышенное значение торий-уранового отношения 1.54. Исключая из содержания урана и тория из точки 2.2: U = 562–2025 г/т (среднее 904 г/т), Th = 284–1285 г/т (среднее 541 г/т), Th/U =

= 0.45–0.66 (среднее 0.60). Доля обыкновенного свинца по измеренному 204-му изотопу составила 0.22%.

U–Th–Pb-изотопные исследования проведены для 11 зерен циркона и их обломков из пробы ТБГ-2–21 гранодиорита со структурой рапакиви (табл. 1, рис. 4 б). Зерна циркона субидiomорфные и идиоморфные или бесформенные, часто окатанные, полупрозрачные до серых и мутных коричневых цветов, большинство с трещинками и включениями. Длина зерен от 113 до 300 мкм ($K_{удл} = 2.1–4.1$). На CL-изображениях все зерна цирконов имеют умеренное, умеренно-яркое и яркое свечение, хорошо выраженную зональность, что указывает на их магматическое происхождение. Конкордантный возраст для 7 аналитических точек (4.1, 6.1, 6.2, 7.1, 8.1, 8.2, 9.1) из периферийных и центральных участков субидiomорфных и идиоморфных зерен и их обломков с тонкой зональностью составляет 120 ± 1 млн лет (СКВО = 0.021, U = 1428–3401 г/т (среднее 2965 г/т), Th = 295–1367 г/т (среднее 786 г/т), Th/U = 0.19–0.46). Поскольку высокая концентрация урана отмечается по всей площади зональных зерен, без существенных проявлений метамиктности, мы считаем допустимым принять этот возраст как время

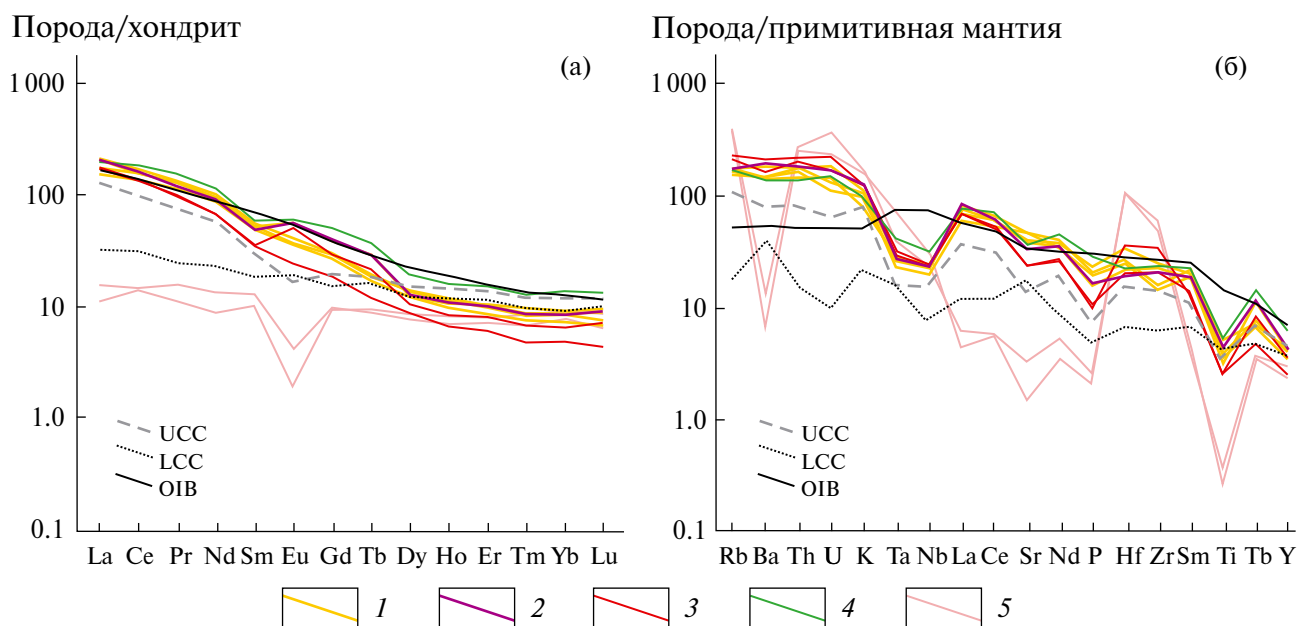


Рис. 3. Спектры распределений редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для пород Тарбаганнахского массива. 1 – монцодиориты и переходные разности от монцонитов до кварцевых монцодиоритов иногда со структурой рапакиви, 2 – гранодиориты со структурой рапакиви, 3 – гранит со структурой рапакиви, 4 – трахиандезибаазальты, 5 – субшелочной лейкократовый гранит. Содержания элементов нормированы к хондриту по [16] и к примитивной мантии по [17]. Линии содержания верхней (UCC) и нижней (LCC) континентальной коры приведены по [18]. Линия содержания базальтов океанических островов (OIB) приведена по [19].

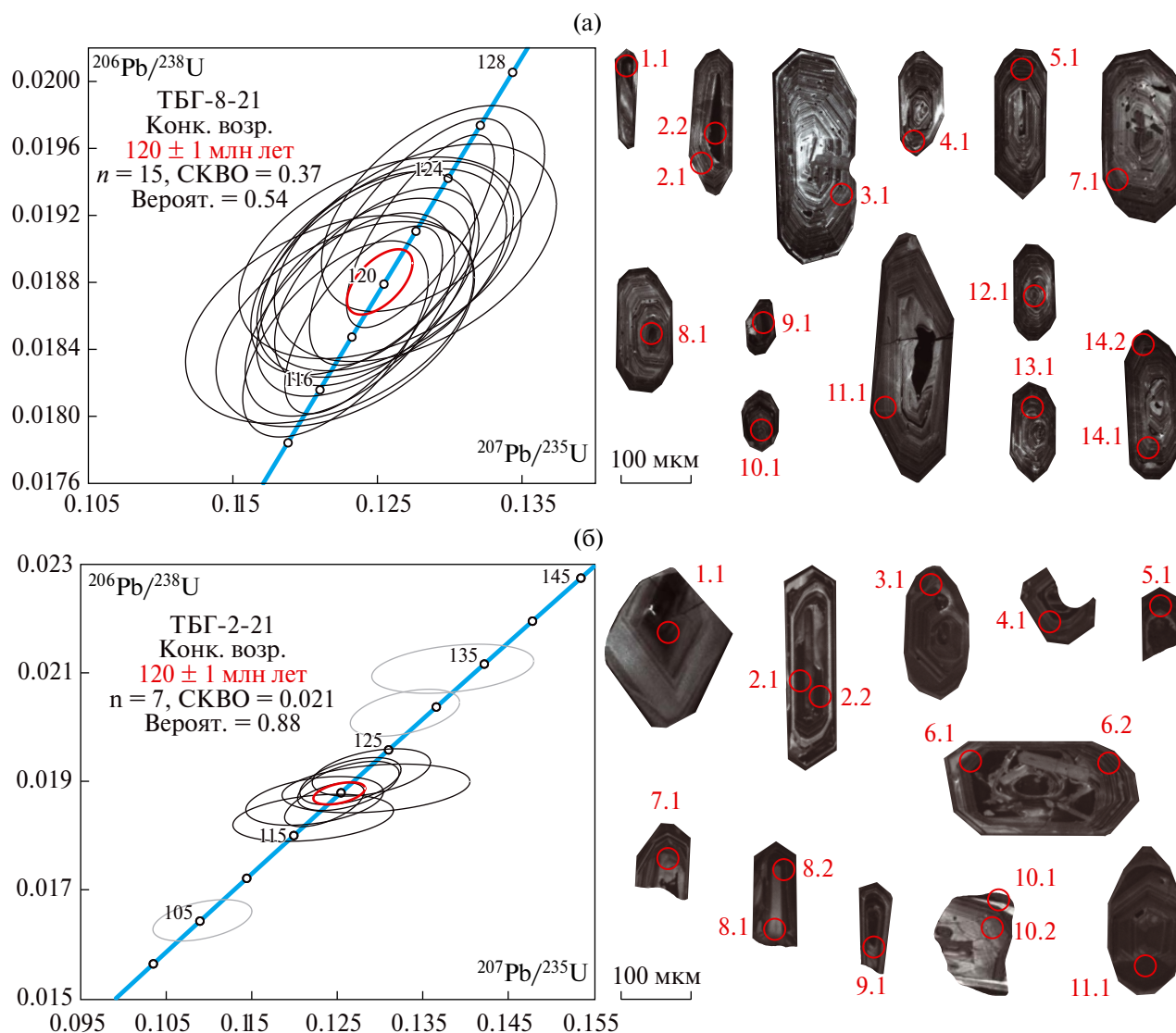


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные (CL) изображения цирконов из интрузивных пород Тарбаганнахского массива (а) проба ТБГ-8–21 кварцевого монцонита и (б) проба ТБГ-2–21 гранодиорита. Кружки с номерами – аналитические точки. Цифры – возраст (млн лет).

магматической кристаллизации гранодиорита, совпадающего с возрастом кварцевого монцонита Тарбаганнахского массива. Для аналитических точек 2.1, 2.2 и 5.1, также зерен с тонкой зональностью, получен возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) от 105 млн лет до 135 млн лет при аномально высоких концентрациях урана ($U = 2485\text{--}7557$ г/т, $\text{Th} = 1539\text{--}5728$ г/т, $\text{Th}/U = 0.48\text{--}1.17$). Высокие содержания урана и тория характерны для точек, расположенных на темных (до черных) участках зерен. Из 15 изотопных анализов в пяти из округлых зерен и обломков с магматической зональностью получены палеопротерозойские возрастные оценки ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) от 1912 млн лет

(аналит. точка 10.2) до 1962 млн лет (аналит. точка 3.1) (средневзвешенное 1929 ± 32 млн лет). Для них характерны более умеренные содержания урана и тория: $U = 38\text{--}843$ г/т, $\text{Th} = 12\text{--}93$ г/т, $\text{Th}/U = 0.03\text{--}0.36$. Доля обыкновенного свинца составила в пределах 0.5%. Эти древние возрастные оценки интерпретируются как отражение захваченного материала в этих зернах циркона.

Sm-, Nd-, Rb- и Sr-изотопные исследования были проведены для тех же проб кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) и гранодиорита (ТБГ-2-21) со структурой рапакиви из Тарбаганнахского массива, в которых были получены U–Pb-оценки возраста циркона (табл. 2). Поэтому

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb-изотопных исследований циркона (SIMS SHRIMP-II) из кварцевого монзонита (проба ТБГ-8–21) и гранодиорита (проба ТБГ-2–21) Тарбаганнахского массива

№ ан. точки	Содержание, г/г			Изотопные отношения					Корреляция выпилок	Возраст, млн лет			D (%)
	²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	‰ ²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)		(1)	(2)	(1)	
проба ТБГ-8–21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'20.6" с.ш., 138°20'5.8" в.д.)													
1.1.	32.3	2025	1285	0.66	0.04	0.04844 ± 1.3	0.1241 ± 1.8	0.01858 ± 1.2	0.7	119 ± 2	119 ± 2	—	0
2.1.	12.6	761	333	0.45	0.06	0.0486 ± 2.1	0.1288 ± 2.4	0.01924 ± 1.3	0.5	123 ± 2	123 ± 2	—	0
2.2.	47	2864	4282	1.54	0.03	0.04858 ± 1.1	0.128 ± 1.6	0.01911 ± 1.2	0.8	122 ± 2	122 ± 2	—	0
3.1.	9.49	581	301	0.54	0.20	0.0488 ± 2.8	0.1276 ± 3.1	0.01898 ± 1.4	0.4	121 ± 2	121 ± 2	—	1
4.1.	14	873	571	0.68	0.04	0.04798 ± 2	0.1231 ± 2.4	0.01861 ± 1.3	0.6	119 ± 2	119 ± 2	—	–1
5.1.	14.7	913	605	0.68	0.12	0.04808 ± 2.1	0.1241 ± 2.4	0.01871 ± 1.3	0.5	120 ± 2	120 ± 2	—	–1
7.1.	9.34	575	284	0.51	0.08	0.0482 ± 2.5	0.1257 ± 2.8	0.0189 ± 1.4	0.5	121 ± 2	121 ± 2	—	0
8.1.	14.5	889	545	0.63	0.06	0.0479 ± 2.9	0.1252 ± 3.2	0.01895 ± 1.3	0.4	121 ± 2	121 ± 2	—	–1
9.1.	21.1	1292	967	0.77	0.04	0.04851 ± 1.6	0.1274 ± 2.3	0.01904 ± 1.6	0.7	122 ± 2	122 ± 2	—	0
10.1.	9.8	614	357	0.60	0.15	0.048 ± 2.7	0.1228 ± 3	0.01855 ± 1.3	0.5	119 ± 2	119 ± 2	—	–1
11.1.	12.4	763	336	0.45	0.06	0.0477 ± 2.2	0.124 ± 2.6	0.01886 ± 1.3	0.5	120 ± 2	121 ± 2	—	–1
12.1.	10	617	403	0.67	0.08	0.0482 ± 2.5	0.1253 ± 2.8	0.01886 ± 1.3	0.5	120 ± 2	121 ± 2	—	0
13.1.	15.5	960	680	0.73	0.07	0.04827 ± 1.9	0.125 ± 2.3	0.01877 ± 1.3	0.6	120 ± 2	120 ± 2	—	0
14.1.	8.99	562	303	0.56	0.22	0.0475 ± 3.1	0.1217 ± 3.3	0.01858 ± 1.4	0.4	119 ± 2	119 ± 2	—	–2
14.2.	19.6	1236	611	0.51	0.05	0.04797 ± 1.7	0.1221 ± 2.1	0.01846 ± 1.3	0.6	117.9 ± 1.5	118 ± 1.5	—	–1
проба ТБГ-2–21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'28.1" с.ш., 138°21'31.7" в.д.)													
1.1.	14.9	49	15	0.32	0.13	0.1186 ± 1.6	5.85 ± 2	0.3575 ± 1.2	0.6	1970 ± 21	—	1936 ± 28	–2
2.1.	92.3	5058	5728	1.17	0.81	0.0477 ± 2.7	0.1385 ± 2.8	0.02108 ± 0.88	0.3	135 ± 1	135 ± 1	—	–1
2.2.	35.2	2485	1539	0.64	0.30	0.0482 ± 1.9	0.1092 ± 2.2	0.01644 ± 0.95	0.4	105 ± 1	105 ± 1	—	0
3.1.	83.1	268	93	0.36	0.05	0.1204 ± 0.94	5.991 ± 1.3	0.361 ± 0.92	0.7	1987 ± 16	—	1962 ± 17	–1
4.1.	30.1	1912	537	0.29	0.16	0.0484 ± 3	0.1222 ± 3.1	0.01833 ± 0.97	0.3	117 ± 1	117 ± 1	—	0
5.1.	132	7557	3525	0.48	0.45	0.04757 ± 1.8	0.1329 ± 2	0.02026 ± 0.87	0.4	129 ± 1	130 ± 1	—	–2
6.1.	31.6	1919	852	0.46	0.16	0.04882 ± 2	0.129 ± 2.2	0.01916 ± 0.93	0.4	122 ± 1	122 ± 1	—	1
6.2.	41.6	2542	941	0.38	0.14	0.0483 ± 1.7	0.1265 ± 1.9	0.019 ± 0.93	0.5	121 ± 1	121 ± 1	—	0
7.1.	27.7	1724	323	0.19	0.19	0.0476 ± 2.5	0.1223 ± 2.7	0.01864 ± 0.98	0.4	119 ± 1	119 ± 1	—	–2
8.1.	26.4	1624	436	0.28	0.00	0.04843 ± 1.7	0.1263 ± 1.9	0.01892 ± 0.98	0.5	121 ± 1	121 ± 1	—	0

Окончание табл. 1. Результаты U–Th–Pb изотопных исследований цирконов (SIMS SHRIMP-II) из кварцевого монцонита (проба ТБГ-8-21) и гранодиорита (проба ТБГ-2-21) Тарбаганнахского массива

№ ан. точки	Содержание, г/т		Изотопные отношения					Корреляция ошибок	Возраст, млн лет			D (%)	
			²⁰⁶ Pb*	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	% ²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)	(1)		(2)
	²⁰⁶ Pb*	206Pb/ ²³⁸ U						206Pb/ ²³⁸ U			206Pb/ ²³⁸ U	206Pb/ ²³⁸ U	207Pb/ ²³⁸ U
проба ТБГ-2-21 (GPS координаты точки отбора: 61°06'28.1" с.ш., 138°21'31.7" в.д.)													
8.2.	54.3	3401	1367	0.42	0.05	0.04823 ± 1.3	0.1235 ± 1.5	0.01857 ± 0.89	0.6	119 ± 1	119 ± 1	—	0
9.1.	23.3	1428	295	0.21	0.53	0.0498 ± 3.3	0.1295 ± 3.5	0.01887 ± 0.97	0.3	121 ± 1	120 ± 1	—	3
10.1.	110	355	63	0.18	0.08	0.12031 ± 0.62	6.002 ± 1.1	0.3619 ± 0.91	0.8	1991 ± 16	—	1961 ± 11	—1
10.2.	268	843	22	0.03	0.01	0.11706 ± 0.37	5.978 ± 0.95	0.3704 ± 0.88	0.9	2031 ± 15	—	1912 ± 7	—3
11.1.	11	38	12	0.32	0.00	0.1202 ± 1.7	5.63 ± 2.2	0.3399 ± 1.3	0.6	1886 ± 21	—	1959 ± 31	2

Примечание: погрешности приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; ошибка в стандартной калибровке составляет 0.36%; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb ; (2) — нерадиоогенный свинец скорректирован с учетом возрастного соответствия $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$, расчет выполнен только для фанерозойских возрастов. Расчет возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ выполнен только для докембрийских значений; D — дискордантность для возрастов > 1 млрд лет: $100 \times (^{207}/^{206}\text{Pb} \text{ возраст} / ^{206}/^{238}\text{Pb} \text{ возраст} - 1)$, для возрастов < 1 млрд лет расчет по формуле: $100 \times (^{207}/^{235}\text{Pb} \text{ возраст} / ^{206}/^{238}\text{Pb} \text{ возраст} - 1)$.

Таблица 2. Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопные данные для валовых проб магматических пород уэляхского комплекса

Проба	U–Pb возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка 2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ошибка 2 σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет
ТБГ-2-21	120	3.52	17.8	110	423	0.11976	0.2	0.512429	0.74924	0.707895	0.2	0.7066	–4.084	1173	1175
ТБГ-8-21	120	5.76	35.0	93.7	724	0.09964	0.4	0.512556	0.37465	0.706087	0.2	0.7054	–1.593	796	942
1337-Б-92*	121	9.0	55	131	780	0.09827	5	0.512564	0.487	0.707542	1	0.70670	33.3	776	—

Примечание: ТБГ-2-21 – гранодиорит Тарбаганнахского массива (эта работа), ТБГ-8-21 – кварцевый монцит Тарбаганнахского массива (эта работа), 1337-Б-92* (значение U–Pb-возраста дано по пробе 1337-Б-91) – дайка лампрофира Нейландинского рудного поля по [5]. Приведенные величины погрешностей ($\pm 2\sigma$) изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам измеренных величин.

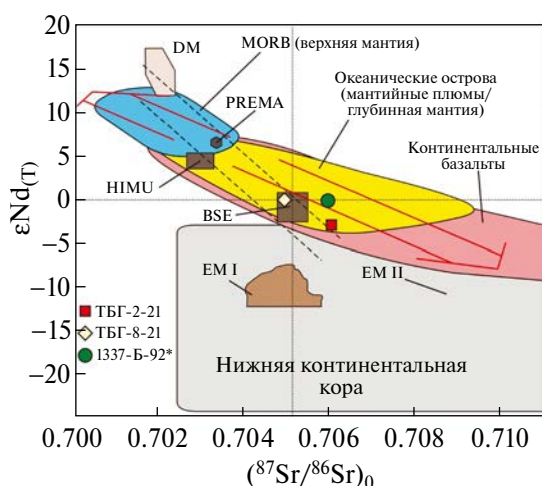


Рис. 5. Изотопная корреляционная диаграмма $\epsilon Nd(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по [20] для магматических пород уэляхского комплекса Аллах-Юньской тектонической зоны с использованием данных табл. 2. Мантийные источники по изотопным характеристикам: DM — деплетированная мантия, EM I и EM II — обогащенная мантия, HIMU — мантия с высоким отношением U/Pb, PREMA — превалирующая или слабо деплетированная мантия и BSE — валовая силикатная Земля. Цветные знаки — номера проб (примечание к табл. 2).

в эту таблицу включена также проба из дайки лампрофира Нежданнинского рудного поля по [5], имеющая близкий с ними U—Pb-возраст. Последняя имеет наименьшие значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.09827) и слегка положительные $\epsilon Nd(T)$ (+0.1), тогда как породы Тарбаганнахского массива имеют немного выше величины $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.09964–0.11976) и слегка отрицательные $\epsilon Nd(T)$ (–0.1). Как дайки, так и интрузивные породы характеризуются невысокой величиной $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, варьирующей в узком интервале 0.7054–0.7066. Устанавливаются неопротерозойский и мезопротерозойский Sm—Nd-модельный возраст магматического источника этих пород по одно- и двустадийной моделям, для кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) и лампрофира (1337-Б-92) — 0.8–0.9 млрд лет и гранодиорита (ТБГ-2-21) — 1.2 млрд лет. Последнее свидетельствует о вкладе континентального корового материала в магматическом источнике этих пород. На диаграмме $\epsilon Nd(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по [20] все три пробы находятся в области изотопных составов обогащенных мантийных источников, при этом проба кварцевого монцонита (ТБГ-8-21) находится в поле резервуара валовая силикатная Земля (BSE), а проба гранодиорита (ТБГ-2-21) соответствует, вероятно,

обогащенному мантийному источнику (ЕМ II), смешанному с нижнекоровым компонентом.

Новые U—Pb-оценки возраста циркона (SIMS SHRIMP-II) для кислых и средних пород со структурой рапакиви Тарбаганнахского массива, наряду с имеющимися в литературе немногочисленными геохронологическими данными, включая дайки лампрофиров Нежданнинского рудного поля [5, 6], свидетельствуют об узком интервале аптского века, около 123–120 млн лет, магматической активности, проявленной в АЮТЗ Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Подобие геохимических характеристик для гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними субщелочных пород, включая трахиандезитобазальты из даек этого массива, позволяет отнести их к единому уэляхскому комплексу, связываемому с крупнейшими массивами гранитоидного пояса АЮТЗ. Эти гранитоиды А–I–S-типа относятся к магнезиальным, в отличие от железистых, соответствующих палеопротерозойским гранитам рапакиви А-типа Финляндии, формирование которых происходило в анорогенной обстановке. Базируясь на Sm—Nd- и Rb—Sr-изотопных характеристиках, а также геохимических данных, установлено, что породы исследуемого массива были образованы с участием верхнекорового и нижнекорового магматического источника, смешанного с обогащенным мантийным компонентом. Вопрос о природе даек лейкократовых субщелочных гранитов, секущих граниты рапакиви Тарбаганнахского массива, остается дискуссионным.

Имеющиеся представления о тектонической истории региона позволяют отнести рассматриваемое магматическое событие к переходному периоду в эволюции конвергентной границы на юго-востоке Сибирского кратона [7, 3]. Образование гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород Тарбаганнахского массива возможно связано с отрывом слэба океанской плиты на аптском этапе развития активной континентальной окраины. Этот процесс, вероятно, является триггером развития позднеорогенных флюидных золотообразующих систем аптского времени ОКМП.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проекты № 22-27-00178 и № 24-17-00057).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Москва: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
2. Fridovsky V. Yu., Yakovleva K. Yu., Vernikovskaya A. E., Vernikovskiy V. A., Matushkin N. Yu., Kadilnikov P. I., Rodionov N. V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // *Minerals*. 2020. V. 10. No. 11. P. 1000. <http://dx.doi.org/10.3390/min10111000>
3. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 60–78.
4. Goryachev N. A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 123–151. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.010>
5. Чернышев И.В., Бахареv А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баурова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
6. Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
7. Prokoviev A. V., Toro J., Hourigan J. K., Bakharev A. G., Miller E. L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 71–84. <https://doi.org/10.5194/smsps-4-71-2009>
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (Третье поколение). Верхояно-Колымская серия. Васькин А.Ф., Казакова Г.Г., Кропачев А.П., Прокопьев А.В., Щербakov О.И. Лист Р-54 (Оймякон). Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
9. Rämö O. T., Haapala I. Rapakivi granites // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds.; Lehtinen M., Nurmi R.A., Rämö O. T., Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 533–562.
10. Wernick E. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, SE Brazil // *Revista Brasileira de Geociências*. 2000. V. 30. № 1. P. 020–024. DOI: 10.25249/0375–7536.2000301020024
11. Гринберг Г.А., Бахареv А.Г., Гамянин Г.Н., Нухтинский Г.Г., Недосекин Ю.Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. Москва: Наука, 1970.
12. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
13. McLemore V. T., Ramo O. T., Kosunen P. J., Heizler M., Haapala I., McKee C. Geology and geochemistry of Proterozoic granitic and mafic rocks in the Redrock area, northern Burro Mountains, Grant County, New Mexico – A progress report // *New Mex. Geol. Soc. 51st Annual Fall Field Conference Guidebook*. 2000. P. 117–126. <https://doi.org/10.56577/FFC-51.117>
14. Calzia J. P., Rämö O. T. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA // *Earth Sci. Rev.* 2005. V. 73. № 1, P. 221–243. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.006>
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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
16. Evensen N. M., Hamilton P. S., O'Nions R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212. [https://doi.org/10.1016/0016–7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016–7037(78)90114-X)
17. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
18. Rudnik R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry, The Crust*, 1st. Ed.; Holland H. D., Turekian K. K., Eds., Elsevier-Pergamon: Oxford, UK. 2003. V. 3. P. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0–08–043751–6/03016–4>
19. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
20. Zindler A., Hart S. R. Chemical Geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14, P. 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

RAPAKIVI GRANITES AND ASSOCIATING MAGMATISM DURING THE APTIAN DEVELOPMENT STAGE OF THE SIBERIAN CRATON ACTIVE CONTINENTAL MARGIN (NORTHEAST ASIA)

**A. E. Vernikovskaya^{a,b,c}, Corresponding Member of the RAS V. Yu. Fridovsky^a,
N. V. Rodionov^d, N. Yu. Matushkin^{b,c,#}, P. I. Kadilnikov^{b,c}, M. V. Kudrin^a, Ya. A. Tarasov^a**

^a*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russian Federation*

^b*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

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

^d*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: matushkinny@ipgg.sbras.ru*

We present new data on the U–Th–Pb geochronology, mineralogy, geochemistry, and Sm–Nd and Rb–Sr isotopes for granitoids and associating subalkaline rocks of the Tarbagannakh pluton of the Allakh–Yun tectonic zone in the Verkhoyan fold-thrust belt. These rocks, including trachyandesibasalt dikes, combined into the Uemlyakh complex, were formed ca. 120 Ma from a continental crust source probably with input from and enriched mantle component. Rapakivi granites are reported for the first time in these intrusions – their origin is an important reference for understanding the geodynamic formation setting for this complex. We propose a tectonic model for the formation of these rocks due to slab break-off during the development of the active continental margin in the Aptian age. We discuss that this magmatism was conducive for the widespread development of metasomatic processes until the end of the Aptian age and was at the same time a source of gold mineralization of the overlapping Okhotsk–Koryak metallogenic belt.

Keywords: rapakivi granite, Siberian craton, Uda–Murgal volcanic arc, U–Pb geochronology, geochemistry, Verkhoyan–Chukotka fold system, Okhotsk–Koryak metallogenic belt, Aptian age

УДК 551

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ И ЕЕ ПРИЛОЖЕНИЕ ДЛЯ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

© 2024 г. Академик РАН Л. И. Лобковский¹, А. А. Баранов^{2,*}, А. М. Бобров³, А. В. Чуваев⁴

Поступило 21.09.2023 г.

После доработки 25.10.2023 г.

Принято к публикации 30.10.2023 г.

В работе построена геодинамическая модель современной Земли на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN2 с акцентом на Арктический регион. Для сферической модели Земли было получено решение уравнения Стокса для вязкой жидкости на основе данных сейсмической томографии методом конечных элементов с помощью программного кода CitcomS. Полученные распределения аномалий температуры и поля скоростей мантийных течений объясняют основные особенности современной геодинамики Арктического региона. Перепад температуры в подкоровой мантии между относительно “холодным” западным арктическим шельфом (Баренцево и Карское моря) и более “теплым” восточным арктическим шельфом (от моря Лаптевых до Берингова пролива) достигает 100 градусов, что коррелирует с наблюдаемой интенсивной эмиссией метана с мелководного шельфа Восточной Арктики, вызванной деградацией мерзлоты и разрушением газогидратов на фоне повышенной температуры среды. Парниковый эффект метана в атмосфере, в свою очередь, способствует потеплению климата в Арктике. Район Исландии и восточная часть Гренландии под влиянием восходящего мантийного потока характеризуются горячей подкоровой мантией и повышенным тепловым потоком на поверхности, вызывающим нестабильность и подплавление ледяного щита Гренландии снизу.

Ключевые слова: глобальная геодинамическая модель современной Земли, трехмерное численное моделирование, мантийная конвекция, сейсмическая томография, Арктика, Гренландия

DOI: 10.31857/S2686739724020125

ВВЕДЕНИЕ

Глобальная геодинамическая модель Земли позволяет объяснить основные современные геологические и геофизические процессы, развивающиеся в различных областях нашей планеты, в частности в Арктическом регионе. Теоретической основой глобальной геодинамики является моделирование мантийной конвекции для реальной Земли, что предполагает решение уравнения Стокса, описывающего течение высоковязкого мантийного вещества для неоднородного поля температур

современной Земли, полученного из сейсмической томографии.

В последние годы были разработаны региональные геодинамические модели эволюционного взаимодействия субдуцируемой тихоокеанской литосферы с верхнемантийными течениями под континентами применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии [1–5]. Однако эти модели не описывали глобальную конвекцию, охватывающую нижнюю мантию и переходный слой D'' между мантией и ядром Земли.

В настоящей работе проводится 3D-численное моделирование глобальной мантийной конвекции для современной Земли с акцентом на Арктический регион и рассмотрено полученное поле температуры для Арктического региона в контексте анализа возможного влияния тепловых аномалий на стабильность ледников и газогидратов.

УРАВНЕНИЯ И МОДЕЛЬ

Моделирование глобальной мантийной конвекции в рамках гидродинамики сильно вязкой

¹Институт океанологии им. П. П. Ширикова
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской Академии наук,
Москва, Россия

³Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴МИРЭА – Российский технологический университет,
Москва, Россия

*E-mail: aabaranov@gmail.com

жидкости с переменной вязкостью проводится на основе уравнения Стокса. Наиболее реалистичной является модель конвекции для современной Земли, полученная на основе данных сейсмической томографии, отражающих ее внутреннее строение. Используемая авторами модель сейсмической томографии SMEAN2 содержит вариации сейсмических скоростей в мантии [6]. Для расчета мантийной конвекции осуществляется перевод вариаций сейсмических скоростей в геосреде в температурное поле. Это делается в два этапа. Сначала вариации сейсмических скоростей в мантии Δv_s пересчитываются в вариации плотности вещества по соотношению: $\Delta \rho = \text{scaling} \times \Delta v_s$. Скейлинг-фактор зависит от глубины, химического состава среды и других факторов. Различные вариации скейлинг-фактора для мантии Земли были описаны, например, в работе [7]. Для простоты обычно принимают скейлинг-фактор ступенчато зависящим от глубины, например, согласно [8], значения скейлинга распределяются следующим образом: 0.05 — для литосферы 0–100 км; 0.1 — для верхней мантии 100–660 км; 0.2 — для нижней мантии 660–2500 км; 0.1 — для слоя D'' 2500–2900 км. Полученные вариации плотности переводятся в вариации температур в мантии по формуле теплового расширения: $\Delta T = -(1/\alpha) \times (\Delta \rho/\rho)$. При этом коэффициент теплового расширения α меняется с глубиной по зависимости $\alpha = (3-4.44 \times (1-r)) \times 10^{-5}$, где r — безразмерный радиус Земли, от 3×10^{-5} на поверхности Земли до 1×10^{-5} на дне мантии. Далее к вариациям температуры необходимо добавить адиабатическую и среднюю наадиабатическую температуру, и таким образом получается полная температура в мантии Земли [9].

Мы моделируем течения в мантии Земли в приближении Буссинеска в трехмерной сферической геометрии. Мантия нагревается от ядра и изнутри за счет распада радиоактивных элементов. Для расчетов мы используем модель с упрощенной зависимостью вязкости от температуры по закону Аррениуса [10]:

$$\eta_T = \exp\left(2E/(T+T_{bot}) - 2E/(T_{ref}+T_{bot})\right),$$

где T — безразмерная наадиабатическая температура, $T_{ref} = 0.5$, $T_{bot} = 1$ (температура на дне мантии), $E = \ln 10^{4.5} = 10.36$, что примерно соответствует энергии активации влажного оливина. Скачок вязкости на границе между верхней и нижней мантией принят равным 30. Приведенный закон вязкости дает вариации вязкости как по глубине, так и по латерали в нескольких порядков. У поверхности за счет малой

температуры возникает слабая океаническая литосфера, тогда как континенты дают высоковязкие области до глубины 200 км (за счет пониженной температуры).

Уравнение переноса импульса решается в естественных переменных скорость—давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы [11, 12], что позволяет получить решение даже тогда, когда вязкость вещества меняется на много порядков. Число Рэлея в нашей модели равно $Ra = 1.2 \times 10^8$. Учитываются фазовые переходы вещества мантии на глубинах 410 и 660 км. Скачок плотности на границе 410 км $\delta \rho_{410}/\rho_0 = 0.07$, наклон кривой фазового равновесия $\gamma_{410} = 1.6$ МПа/К, на границе 660 км $\delta \rho_{660}/\rho_0 = 0.09$, а $\gamma_{660} = -1.3$ МПа/К [13]. При этих значениях параметров число Рэлея составляет $Ra_{ph410} = \delta \rho_{410} g D^3 / (\kappa \rho v_0) \approx 1.4 \times 10^8$, а $Ra_{ph660} = \delta \rho_{660} g D^3 / (\kappa \rho v_0) \approx 1.8 \times 10^8$.

Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [14]. В программу был добавлен код, осуществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN2. На основе полной температуры с помощью виртуальной машины VMware рассчитывается трехмерная глобальная модель конвекции, отвечающая внутреннему строению современной Земли [15, 16]. Расчеты уравнения переноса импульса для скоростей течений производились на сетке $170 \times 170 \times 59$ узлов по углам и глубине, соответственно, с равномерным шагом по глубине в 50 км, сетка по углам неравномерная и состоит из 12 сферических сегментов без сингулярностей в полярных областях [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученная расчетная модель современной геодинамики мантии Земли включает пространственное распределение скоростей течения, температуры, вязкости и напряжений в каждой точке сетки. Особый интерес представляют небольшие глубины и поверхность Земли. Здесь и далее мы даем рассчитанные вариации температуры, поскольку добавление адиабаты скрывает вариации температуры, вызывающие мантийную конвекцию. На рис. 1 приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN2 в сечении мантии Земли на глубине 75 км с наложенными контурами континентов. Видны океанические хребты — горячие области, а под большей частью континентов — холодные области. Исключения составляют Восточная Африка и район Красного

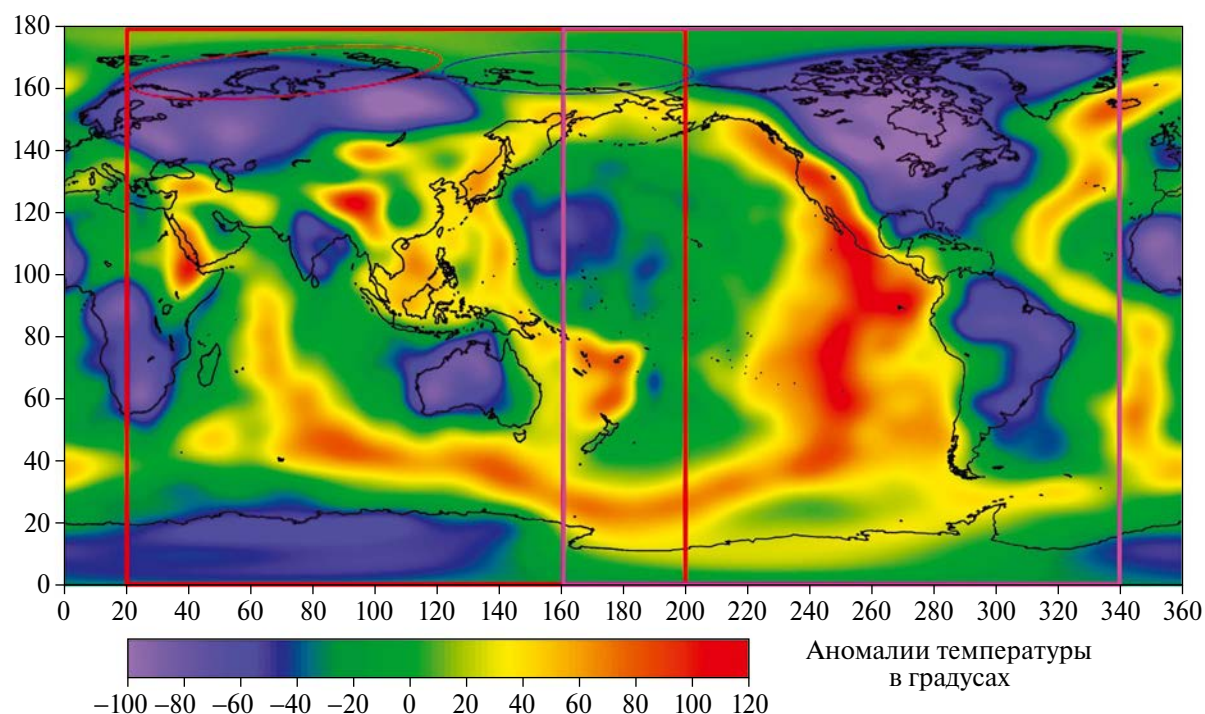


Рис. 1. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 75 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красные линии — сечения Земли по 20 и 200 градусу восточной широты. Розовые линии — сечения Земли по 160 и 340 градусу восточной долготы.

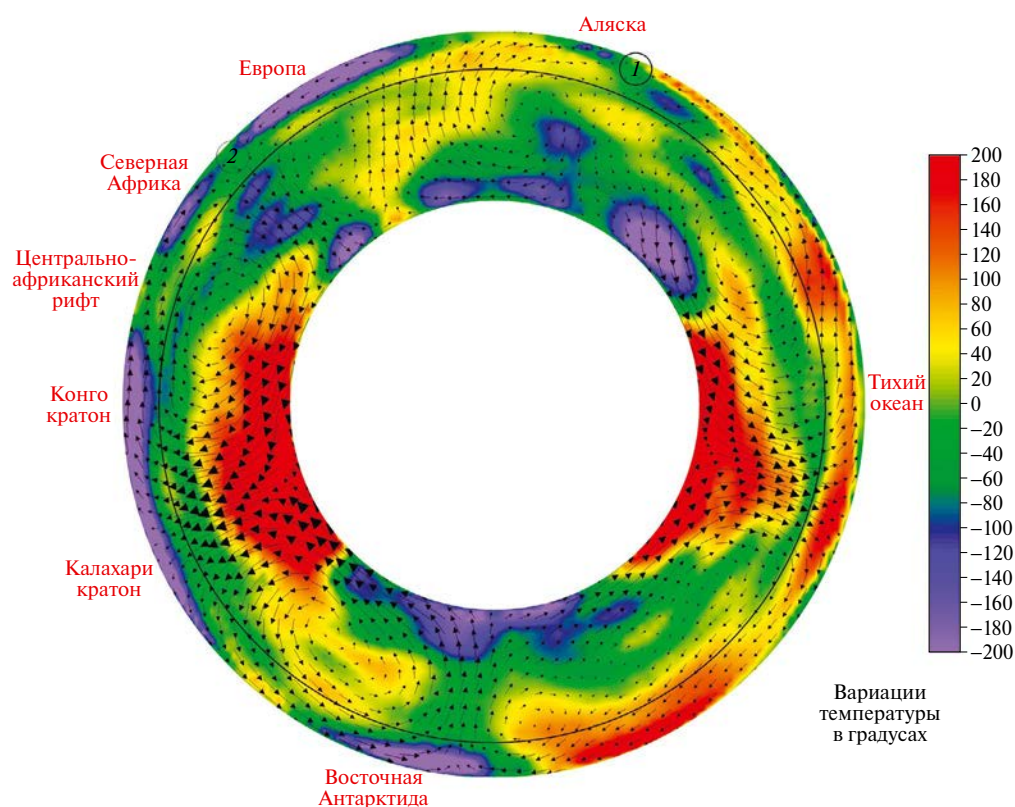


Рис. 2. Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по 20 и 200 градусу восточной долготы (красная рамка на рис. 1). Кружками показаны зоны субдукции: 1 — Алеутская, 2 — Средиземноморская.

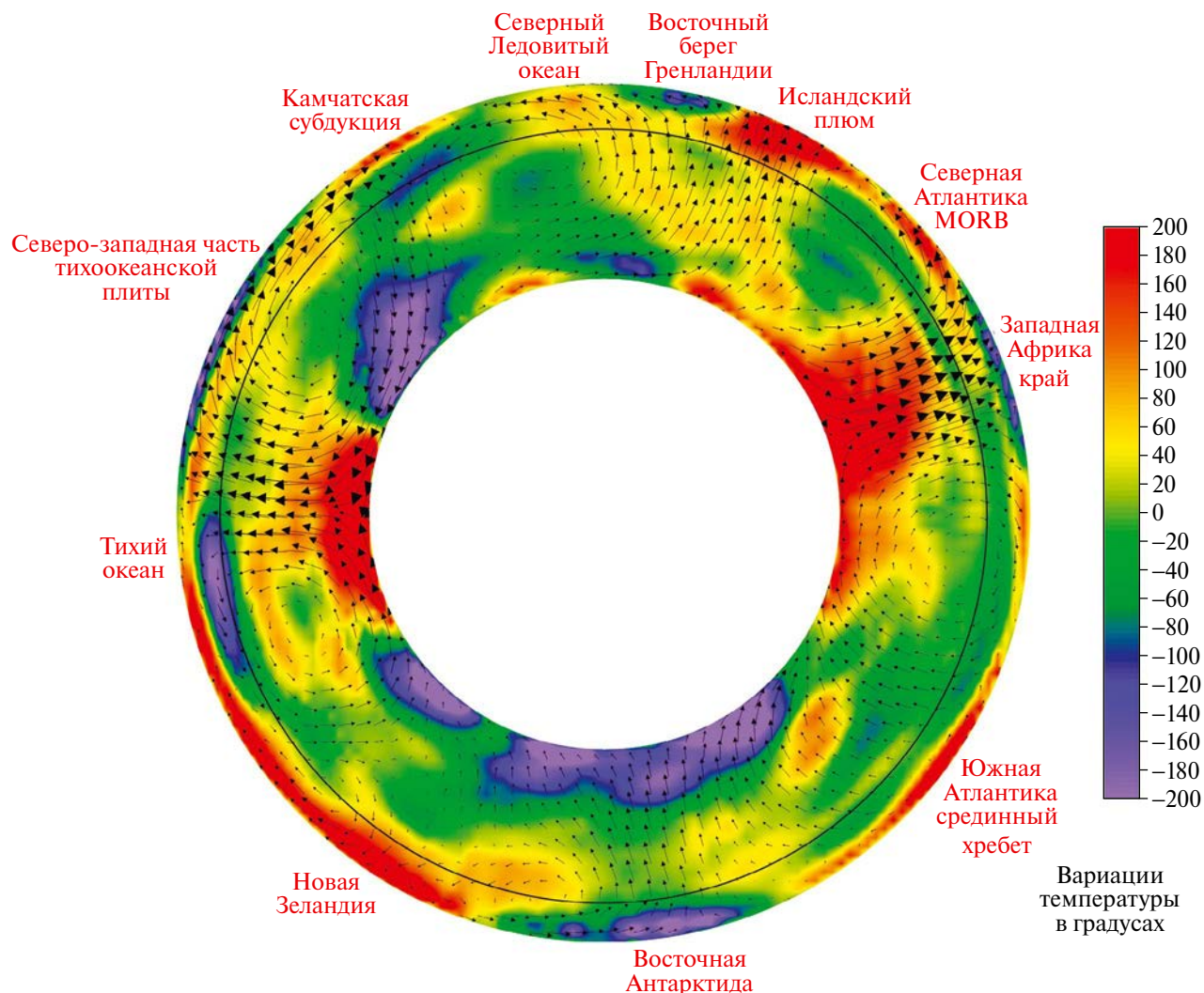


Рис. 3. Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по 160 и 340 градусу восточной долготы (розовая рамка на рис. 1).

моря, расположенные над Африканским суперплюмом, часть Центральной Азии и часть Восточной Азии, окраинные моря, а также Западная Антарктика. Синим овалом показан восточный арктический шельф Евразии от моря Лаптевых до Берингова пролива, красным овалом показана западная часть арктического шельфа Евразии от Норвегии до моря Лаптевых. Перепад температуры между этими частями арктического шельфа превышает 100 градусов. Аналогичный перепад наблюдается между Западной и Восточной Антарктидой.

Далее были выбраны 2 характерных меридиональных сечения между полюсами, проходящих через Африку и центральную часть Тихого океана (20, 200 градусов восточной долготы, рис. 2) и через северо-восточную часть Евразии, Тихий океан,

Исландию, Гренландию, Атлантический океан (160, 340 градусов восточной долготы, рис. 3).

На рис. 2 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через полюса через 20 и 200 градусов восточной долготы. Глобальные горячие восходящие потоки поднимаются из нижней мантии Земли под Тихим океаном и под Африкой. Нисходящий поток между Африкой и Евразией формирует зоны субдукции в Средиземном море. Более слабый и частично верхнемантийный поток поднимается к поверхности в Арктике. Южнее Аляски нисходящий поток приурочен к Алеутской зоне субдукции. Под Восточной Антарктидой имеет место нисходящий мантийный поток.

На рис. 3 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении

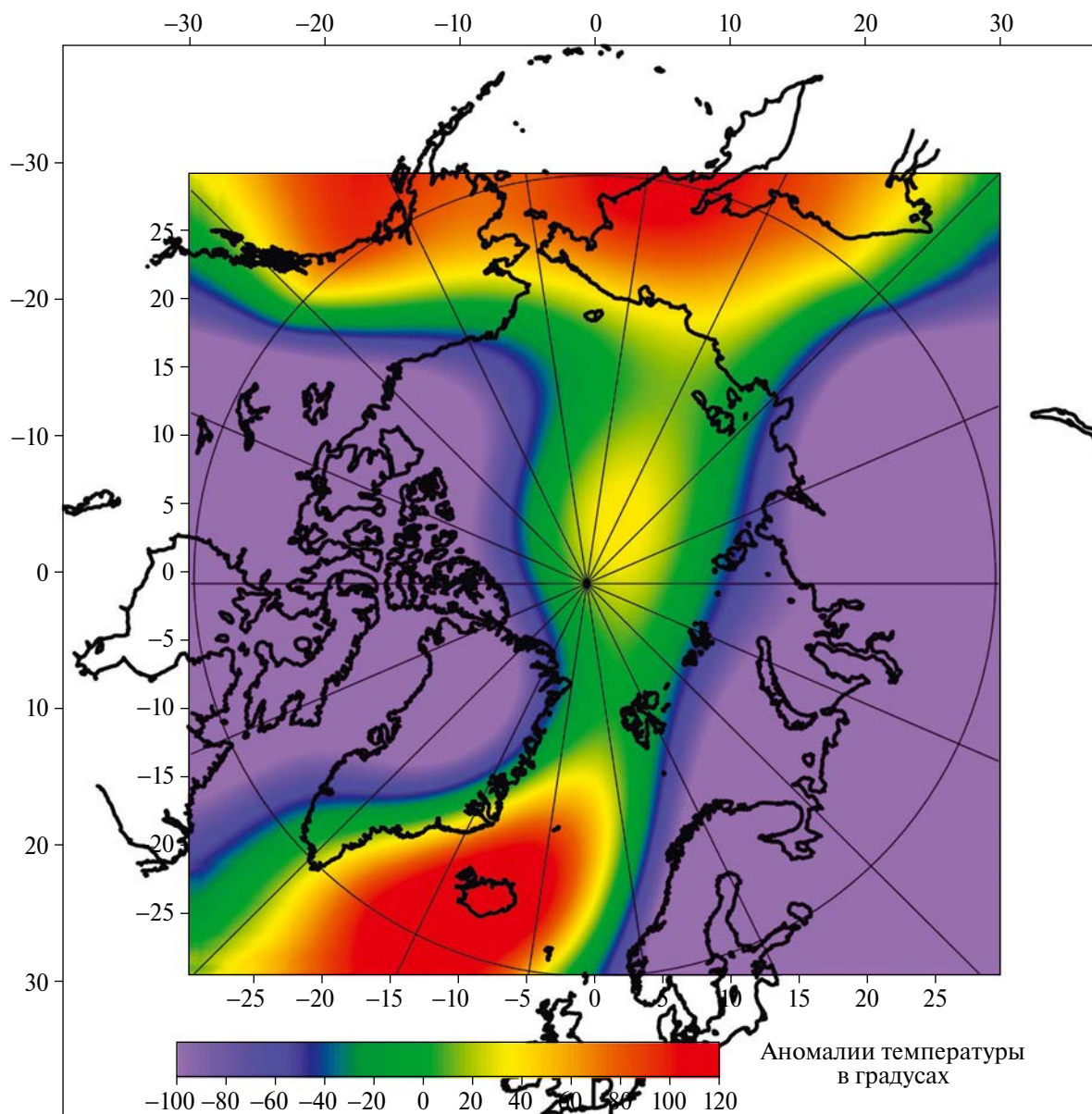


Рис. 4. Сферическая эквидистантная проекция с центром в Северном полюсе. Цветной шкалой показаны аномалии температуры в мантии на глубине 75 км, черными линиями показаны контуры континентов.

Земли через полюса через 160 и 340 градусов восточной долготы. Для Арктического региона получен восходящий мантийный поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными.

На рис. 4 показаны вариации температуры в мантии в сферической эквидистантной проекции с центром в Северном полюсе на глубине 75 км. Перепад температуры между горячей мантией в районе Исландии и мантией под западной частью Гренландии достигает 200 градусов, тогда как

разница температур между западной и восточной частями арктического шельфа России более умеренная (до 100 градусов).

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе построена глобальная геодинимическая конвективная модель Земли, которая используется для анализа аномальных природных процессов в Арктическом регионе. Согласно расчетам, в мантии Земли сформировано несколько

глобальных конвекционных ячеек, ответственных за общую геодинамику и верхнемантийные течения, связанные с общей системой литосферных плит, срединно-океанических хребтов, зон субдукции и коллизии [4, 5, 17]. Более мелкие верхнемантийные ячейки и микроплиты формируют региональные структуры на поверхности Земли. В частности, под Арктикой и под частью шельфа северо-восточной Азии имеется умеренно горячая область в верхней мантии и субгоризонтальные мантийные течения, обеспечивающие пассивный рифтинг в Северном Ледовитом океане. В то же время под северными окраинами Евразии (от Кольского полуострова до Таймыра) и Северной Америки (кроме Аляски) температура в подкоровой мантии понижена. Более горячая область с аномалиями до 100 градусов получена для района Исландии и восточного берега Гренландии, тогда как для остальной части Гренландии отрицательные аномалии температуры достигают 100 градусов. Полученные выше численные результаты для Арктики хорошо согласуются с наличием горячей точки с вулканами в Исландии, относительной стабильностью газогидратов в западной части российской Арктики (рис. 1, красный овал) и их активным разрушением с выделением метана в восточной части мелководного шельфа России (рис. 1, синий овал) [18]. С интенсивной эмиссией метана на восточной части арктического российского шельфа (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) может быть связано современное быстрое потепление климата в результате парникового эффекта. Для быстрых климатических изменений, происходящих в течение десятков-сотен лет, медленные конвективные мантийные процессы с характерными временами изменения порядка миллионов и десятков миллионов лет являются фоновыми и могут рассматриваться как стационарные.

Вместе с тем повышенная температура в подкоровой мантии за счет мантийной конвекции может способствовать таянию вечной мерзлоты и разрушению газогидратов. На временах десятки-сотни лет в настоящее время могут работать другие факторы, такие как повышение температуры арктических морей и сокращения площади морского льда, способствующие нагреву мерзлых пород сверху. В то же время там, где тепловой поток снизу меньше, стабильность гидратов в мерзлоте выше.

Для Гренландии повышенный тепловой поток также является одним из факторов нестабильности ледяного щита. Восточная часть Гренландии попадает в зону влияния восходящего потока под Исландией, что согласуется с повышенным тепловым потоком в этом районе [19]. Как показано для

Западной Антарктиды, нестабильность ледового щита и высокие скорости ледников возникают из-за нагрева снизу [20].

Представленная геодинамическая модель Арктического региона требует дальнейших уточнений. В частности, в модели не учтена роль квазижестких литосферных плит на поверхности Земли. Необходимы более детальные расчеты структуры течений в верхней мантии Земли и теплового потока на ее поверхности, введение плитной реологии на поверхности Земли и т.д.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов, чьи замечания помогли значительно улучшить рукопись.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений РАН № АААА-А19-119011490131-3 и частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lobkovsky L.I., Shipilov E.V., Kononov M.V. Geodynamic Model of Upper Mantle Convection and Transformations of the Arctic Lithosphere in the Mesozoic and Cenozoic // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2013. V. 49. P. 767–785.
2. Lobkovsky L.I. Deformable Plate Tectonics and Regional Geodynamic Model of the Arctic Region and North-eastern Asia // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57(3). P. 371–386.
3. Laverov N.P., Lobkovsky L.I., Kononov M.V., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V. A Geodynamic Model of the Evolution of the Arctic Basin and Adjacent Territories in the Mesozoic and Cenozoic and the Outer Limit of the Russian Continental Shelf // *Geotectonics*. 2013. V. 47. P. 1–30.
4. Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А., Владимиров И.С., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Геодинамическая модель взаимодействия зоны субдукции с континентальной литосферой в области перехода от Тихого океана к Восточной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 5. P. 0675.
5. Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А., Владимиров И.С., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Geodynamic Model of the Interaction Between the Continental Lithosphere and the Active Continental Margin in East Asia // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2022. V. 22. ES1005.
6. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. 10.129/2001GC000168
7. Lee C.K., Han S.C., Steinberger B. Influence of variable uncertainties in seismic tomography models on constrain-

- ing mantle viscosity from geoid observations. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2011. V. 184(1–2). P. 51–62.
8. *Megnín C., Romanowicz B.* The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 709–728.
 9. *Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press, New York, 2001. 940 P.
 10. *Bobrov A.M., Baranov A.A.* Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. V. 176. № 8. P. 3545–3565.
 11. *Hughes T.J.R.* The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis // Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 1987.
 12. *Ramage A., Wathen A.J.* Iterative solution techniques for the Stokes and Navier-Stokes equations // *Int. J. Numer. Methods. Fluids*. 1994. V. 19 P. 67–83.
 13. *Fei Y., Orman J.V., Li J., van Westrenen W., Sanloup C., Minarik W., Hirose K., Komabayashi T., Walter M., Funakoshi K.* Experimentally determined postspinel transformation boundary in Mg_2SiO_4 using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B02305.
 14. *Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M.* Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. V. 105. N. B5. P. 11063–11082.
 15. *Баранов А., Лобковский Л.И., Бобров А.М.* Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды. // *Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 512 № 1. С. 100–105.
 16. *Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М.* Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // *Вычислительные технологии*. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117.
 17. *Lobkovsky L.I., Kotelkin V.D.* Numerical analysis of geodynamic evolution of the Earth based on a thermochemical model of the mantle convection // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2004. V.6 (1). P. 49–58.
 18. *Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Joussupov V., Kosmach D., Gustaffson O.* Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Arctic Shelf // *Science*. 2010. V. 327. P. 1246–1250.
 19. *Artemieva I.M.* Lithosphere thermal thickness and geothermal heat flux in Greenland from a new thermal isostasy method // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 188. P. 469–481.
 20. *Lobkovsky L., Baranov A., Garagash I., Ramazanov M., Vladimirova I., Gabsatarov Yu., Alekseev D., Semiletov I.* Large earthquakes in subduction zones around the polar regions as a possible reason for rapid climate warming in the Arctic and glacier collapse in West Antarctica // *Geosciences*. 2023. V. 13. P. 171.

GLOBAL GEODYNAMIC MODEL OF THE EARTH AND ITS APPLICATION FOR THE ARCTIC REGION

Academician of the RAS **L. I. Lobkovsky^a, A. A. Baranov^{b, #}, A. M. Bobrov^c, A. V. Chuvaev^d**

^a*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

^d*MIREA – Russian Technological University, Moscow, Russia*

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

A geodynamic model of the modern Earth is constructed based on the SMEAN2 global seismic tomography model with an emphasis on the Arctic region. For a spherical Earth model, a solution to the Stokes equation for a viscous fluid was obtained based on seismic tomography data using the finite element method using the CitcomS code. The resulting distributions of temperature anomalies and velocity fields of mantle flows explain the main features of the modern geodynamics of the Arctic region. The temperature difference in the subcrustal mantle between the relatively “cold” western Arctic shelf (Barents and Kara seas) and the “warmer” eastern Arctic shelf (from the Laptev Sea to the Bering Strait) reaches 100 degrees, which correlates with the observed intense methane emission from the shallow shelf of the Eastern Arctic caused by permafrost degradation and destruction of gas hydrates against the background of elevated environmental temperatures. The greenhouse effect of methane in the atmosphere, in turn, contributes to climate warming in the Arctic. The region of Iceland and eastern part of Greenland, under the influence of the mantle upwelling, is characterized by a hot subcrustal mantle and increased heat flow at the surface, causing instability and melting of the Greenland ice sheet from below.

Keywords: global geodynamic Earth’s model, three-dimensional numerical modeling, mantle convection, seismic tomography, Arctic, Greenland

УДК 551.732.2: 564

***YOHELACIONELLA CHINENSIS*
(GASTROPODA: HELCIONELLIFORMES)
ИЗ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

© 2024 г. П. Ю. Пархаев^{1,*}, Е. А. Жегалло¹, Д. Доржнамжаа²

Представлено академиком РАН А. В. Лопатиным 13.09.2023 г.

Поступило 13.09.2023 г.

После доработки 20.09.2023 г.

Принято к публикации 25.09.2023 г.

В ходе ревизии малакофауны из венд-нижнекембрийских отложений Западной Монголии переизучены материалы по роду *Yochelcionella* Runnegar et Pojeta, 1974 из саланыгольской и хаирханской свит Дзабханской структурно-фациальной зоны. Установлено, что в данных толщах помимо отмеченных ранее видов *Y. parva* Zhegallo, 1996 и *Y. crassa* Zhegallo, 1996 присутствуют еще две формы, определенные как *Y. chinensis* Pei, 1985 и *Yochelcionella* sp. *Y. chinensis* имеет самое широкое распространение среди видов *Yochelcionella* и может с успехом использоваться для корреляции отложений удаленных палеобассейнов. Ревизованы диагноз и состав рода *Yochelcionella*, приводится описание вида *Y. chinensis* с дополненной синонимикой и уточненным распространением.

Ключевые слова: нижний кембрий, моллюски, *Yochelcionella*, Западная Монголия, биостратиграфия, межрегиональная корреляция

DOI: 10.31857/S2686739724020139

Кембрийские моллюски рода *Yochelcionella* Runnegar et Pojeta, 1974 относятся к специализированным представителям гелционеллиформных археобранхий [1, 2], у которых подвешенный парietальный трен сильно вытянулся в заднем направлении, а его вентральные края сомкнулись, образовав сифональную трубку — snorkel. Благодаря этой уникальной морфологической структуре йохельционелла — один из центральных объектов исследований в области палеобиологии и функциональной морфологии древнейших моллюсков. В настоящее время к роду *Yochelcionella* относятся 17 номинальных видов и несколько форм, описанных в открытой номенклатуре, но заслуживающих выделения в самостоятельные виды. В силу существенного таксономического разнообразия, широкого географического распространения (Австралия, Великобритания, Гренландия, Дания, Забайкалье, Испания, Казахстан, Канада, Марокко, Монголия, Северо-Китайская платформа, Сибирская платформа, США, Южно-Китайская

платформа) и относительно длительного периода существования (томмотский век раннего кембрия — майский век среднего кембрия) представители рода *Yochelcionella* весьма привлекательны для практических целей биостратиграфии и палеобиогеографии, а также филогенетических построений.

В рамках исследований по биостратиграфии венд-кембрийских отложений Западной Монголии нами проведена таксономическая ревизия кембрийских моллюсков этого региона, описанных ранее разными авторами. В ходе ревизии переизучены материалы по роду *Yochelcionella* из отложений саланыгольской и хаирханской свит Дзабханской структурно-фациальной зоны. В результате, помимо видов *Y. parva* Zhegallo, 1996 и *Y. crassa* Zhegallo, 1996 в изученных отложениях определены *Y. chinensis* Pei, 1985 (рис. 1, а–и) и *Yochelcionella* sp. (рис. 1, к, л). Вид *Y. chinensis* имеет самое широкое географическое распространение (рис. 2, 3) среди представителей рода и может быть с успехом использован для корреляции отложений удаленных палеобассейнов. Ниже мы приводим описание рода *Yochelcionella* и вида *Y. chinensis*. Надродовая систематика гелционеллоидных моллюсков приводится по работам П. Ю. Пархаева [1–3].

¹ Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка
Российской академии наук, Москва

² Институт палеонтологии Монгольской академии наук,
Улан-Батор, Монголия

*E-mail: pparkh@paleo.ru

Изученный материал по кембрийским моллюскам Западной Монголии хранится в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка Российской Академии наук (ПИН, колл. № 3302) в г. Москве. Морфологическое изучение кембрийских моллюсков и их фотографирование проводилось на сканирующем электронном микроскопе “TESCAN VEGA” II ХМУ в кабинете приборной аналитики ПИН.

Класс Gastropoda Cuvier, 1797

Подкласс Archaeobranchia Parkhaev, 2001

Отряд Helcionelliformes Golikov et Starobogatov, 1975

Надсемейство Yochelcionelloidea Runnegar et Jell, 1976

Семейство Yochelcionellidae Runnegar et Jell, 1976

Род *Yochelcionella* Runnegar et Pojeta, 1974

Yochelcionella gen. nov.: [4], с. 316.

Типовой вид. *Yochelcionella cyrano* Runnegar et Pojeta, 1974 (по первоначальному обозначению); зона *Redlichia* — *Xystridura*, ордийский ярус, средний кембрий Австралии (штат Новый Южный Уэльс, формация Кунигэн).

Д и а г н о з. Раковина колпачковидная, от низкой до высокой, умеренно уплощенная латерально. Вершина субцентральной или смещена назад, прямая или наклоненная назад, реже — вперед. Передняя поверхность прямая или выпуклая, задняя прямая или вогнута. Иногда присутствует S-образный изгиб оси раковины и в нижней части раковины передняя поверхность становится вогнутой, а задняя — выпуклой. В начале образования дефинитивной раковины на заднем крае устья формируется париетальный трен, который сильно вытягивается в заднем направлении, а его вентральные края смыкаются с образованием сифональной трубки — snorkеля, направленного назад или вверх. Дистальная часть snorkеля может заметно расширяться. Устье поздней дефинитивной раковины овальное или эллиптическое, планарное (без синусов и вырезок). Скульптура раковины представлена концентрическими складками или ребрами, реже отсутствует.

В и д о в о й с о с т а в. Кроме типового, еще 16 видов: *Y. erecta* (Walcott, 1891) из низов диерского яруса нижнего кембрия востока Ньюфаундленда; *Y. daleki* Runnegar et Jell, 1976 из ордийского яруса среднего кембрия Австралии; *Y. ostentata* Runnegar et Jell, 1976 из ордийского яруса среднего кембрия Австралии и амгинского яруса среднего кембрия Сибирской платформы; *Y. recta* Missarzhevsky, 1981 из атдабанского яруса нижнего кембрия Казахстана; *Y. stylifera*

Missarzhevsky in Missarzhevsky et Mambetov, 1981 из ботомского яруса нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области; *Y. chinensis* Pei, 1985 из ботомского яруса нижнего кембрия и его возрастных аналогов многих регионов мира (см. описание вида ниже); *Y. aichalica* Fedorov, 1987 из атдабанского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы и чунчусинского яруса Южного Китая; *Y. crassa* Zhegallo, 1996 из ботомского яруса нижнего кембрия Западной Монголии и Забайкалья; *Y. parva* Zhegallo, 1996 из ботомского яруса нижнего кембрия Западной Монголии; *Y. angustiplicata* Hinz-Schallreuter, 1997 из друмского и гужанского ярусов среднего кембрия Дании, амгинского яруса среднего кембрия Сибирской платформы, флорского и ундиллского ярусов среднего кембрия Австралии; *Y. fissurata* Hinz-Schallreuter, 1997 и *Y. trompetica* Hinz-Schallreuter, 1997 из флорского яруса среднего кембрия Австралии; *Y. gracilis* Atkins et Peel, 2004 из диерского яруса нижнего кембрия севера Гренландии и запада Ньюфаундленда; *Y. groenlandica* Atkins et Peel, 2004 из диерского яруса нижнего кембрия севера Гренландии, Канады и США; *Y. saginata* Vendrasco, Porter, Kouchinsky, Li et Fernandez, 2010 и *Y. snorkorum* Vendrasco, Porter, Kouchinsky, Li et Fernandez, 2010 из флорского яруса среднего кембрия Австралии.

С р а в н е н и е. От близкого монотипического рода *Runnegarella* Parkhaev, 2002 (типовой вид *Y. americana* Runnegar et Pojeta, 1980) отличается умеренно латерально уплощенной раковиной и прямым устьевым краем, от рода *Enigmaconus* MacKinnon, 1985 (типовой вид *E. parvus* MacKinnon, 1985) отличается свободной сифональной трубкой, направленной назад.

З а м е ч а н и я. Моллюски, описанные [5] как *Y. cf. gracilis* Atkins et Peel, 2004 из атдабанского яруса, зоны *Delgadella anabara* Восточного Прианабарья (эмяксинская свита) отличаются от *Y. gracilis* из Северной Америки по форме раковины, пропорциям snorkеля и характеру скульптуры и должны быть описаны как самостоятельный вид. На эту форму похожи йохельционеллы, описанные как *Y. stylifera* из низов ботомского яруса, зоны *Bergeroniellus micmacciformis*—*Erblella* среднего течения р. Лены ([6], с. 98, табл. 33, фиг. 8), а также *Yochelcionella* sp. из хаирханской свиты Западной Монголии (рис. 1, к, л).

Экземпляры, определенные как *Yochelcionella* sp. А и *Yochelcionella* sp. В из среднего кембрия Испании ([7], с. 87, табл. 4, фиг. 62, 63) и Gen. nov. et sp. nov. Е из верхов нижнего кембрия

Марокко ([7], с. 88, табл. 4, фиг. 61), заслуживают описания как три самостоятельных вида.

Форма из томмотского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы, описанная как *Yochelcionella* sp. [8], является древнейшим представителем рода, однако в силу фрагментарной сохранности не может быть идентифицирована до вида. Фрагмент раковины *Yochelcionella* sp. из середины нижнего кембрия Англии [9] также не может быть уверенно идентифицирован.

Yochelcionella chinensis Pei, 1985

Yochelcionella chinensis sp. nov.: [10], с. 398, табл. 1, фиг. 1a-1d.

Yochelcionella chinensis Pei, 1985: [11], с. 243, рис. 162a; [12], с. 27, рис. 3a-3q, 4a-4k, 4m, 4n, 6k, 7a; [13], рис. 2.1, 2.2; [14], с. 155, табл. 33, фиг. 10, 11; [15], рис. 5k; [16], с. 28, рис. 21a-21f.

Yochelcionella cf. *chinensis* Pei, 1985: [17], с. 736, рис. 4d.

Yochelcionella crassa sp. nov.: [18], с. 173 (partim), табл. 24, фиг. 1, 5-7 (non фиг. 2-4, = *Y. crassa*).

Yochelcionella crassa Zhegallo, 1996: [2], с. 7, табл. 1, фиг. 15-18; [1], рис. 3.16.K-3.16.M; [3], табл. 1, фиг. 14.

Yochelcionella greenlandica Atkins et Peel, 2004: [13], рис. 2.6.

Yochelcionella sp.: [19], рис. 4j; [20], рис. 5.1-5.8.

Г о л о т и п — Региональная геологическая служба провинции Хенань, № В84376, внутреннее ядро; Китай, провинция Хенань, Йесянь; нижний кембрий, ярус цанланпу, зона *Estaingia* (формация Синьцзи).

О п и с а н и е (рис. 1, а-и). Раковина среднего размера для рода (до 1500 мкм высотой), колпачковидная, равномерно расширяющаяся от вершины к устью, умеренно высокая (высота раковины примерно в 1.3-1.4 раза превышает длину), уплощенная латерально (длина раковины примерно в 2.1-2.3 раза превышает ширину). Вершина субцентральный, наклонена назад на угол от 30-60° от оси раковины. Передняя поверхность сильно выпуклая в верхней трети раковины, в средней части спрямляется и становится плавно вогнутой к устью, таким образом, ось раковины получает плавный S-образный изгиб. Боковые поверхности уплощенные. Задняя поверхность раковины сильно вогнутая между вершиной и основанием snorkеля, ниже snorkеля становится прямой или в различной степени выпуклой. Snorkель расположен на уровне верхней трети высоты раковины, округлый в сечении, длинный (его длина примерно равна длине устья), относительно тонкий, плавно расширяющийся по всей длине и с раструбовидным расширением в дистальной части. В своем основании snorkель отходит под углом 80-90° к задней поверхности раковины, затем очень плавно

изгибается вверх. Устье слабо эллиптическое, почти овальное. Наружная скульптура раковины неизвестна. Внутреннее ядро орнаментировано концентрическими волнообразными складками. Складки одинаково выражены на всей поверхности ядра — как ниже, так и выше основания snorkеля. На ядре раковины высотой около 1400 мкм присутствует 5-7 складок ниже snorkеля, 3-4 складки на уровне основания snorkеля и 3-5 складок выше snorkеля. Протоконх ложковидный, длиной около 250-300 мкм, отделен слабо выраженным пережимом от дефинитивной раковины.

Р а з м е р ы в мкм:

Экз. №	Длина раковины	Высота раковины	Диаметр snorkеля
3302/1709	1000	1050	300
3302/1940	850	1050	300
3302/1705	990	(840)	280
3302/1606	1280	1380	270
3302/1881	1070	1250	300

С р а в н е н и е. Отличается от *Y. aichalica* загнутой назад вершиной раковины, длинным snorkелем, направленным назад, а не резко вверх, а также более сглаженными концентрическими ребрами. Отличается от *Y. angustiplicata* относительно более узкой раковинкой, менее массивной вершиной и более расставленными и равномерно расположенными концентрическими ребрами. Отличается от *Y. crassa* (рис. 1, т-ч) относительно более низкой раковинкой, чаще расположенными концентрическими ребрами и длинным snorkелем, направленным назад, а не резко вверх. Отличается от *Y. cyrano* относительно более узкой раковинкой с S-образным изгибом ее оси, овальным, а не эллиптическим устьем, более сглаженными концентрическими ребрами и слабо изгибающимся вверх snorkелем. Отличается от *Y. daleki* овальным, а не эллиптическим устьем и наличием S-образного изгиба оси раковины. Отличается от *Y. erecta* более загнутой назад вершиной раковины и более сглаженными концентрическими ребрами на уровне snorkеля и в верхней части раковины. Отличается от *Y. fissurata* загнутой назад вершиной раковины, длинным snorkелем, направленным назад, а не резко вверх и отсутствием характерной септы между snorkелем и вершиной раковины. Отличается от *Y. gracilis* относительно более низкой раковинкой, чаще расположенными и более сглаженными концентрическими ребрами. Отличается от *Y. greenlandica* относительно более узкой раковинкой, чаще расположенными

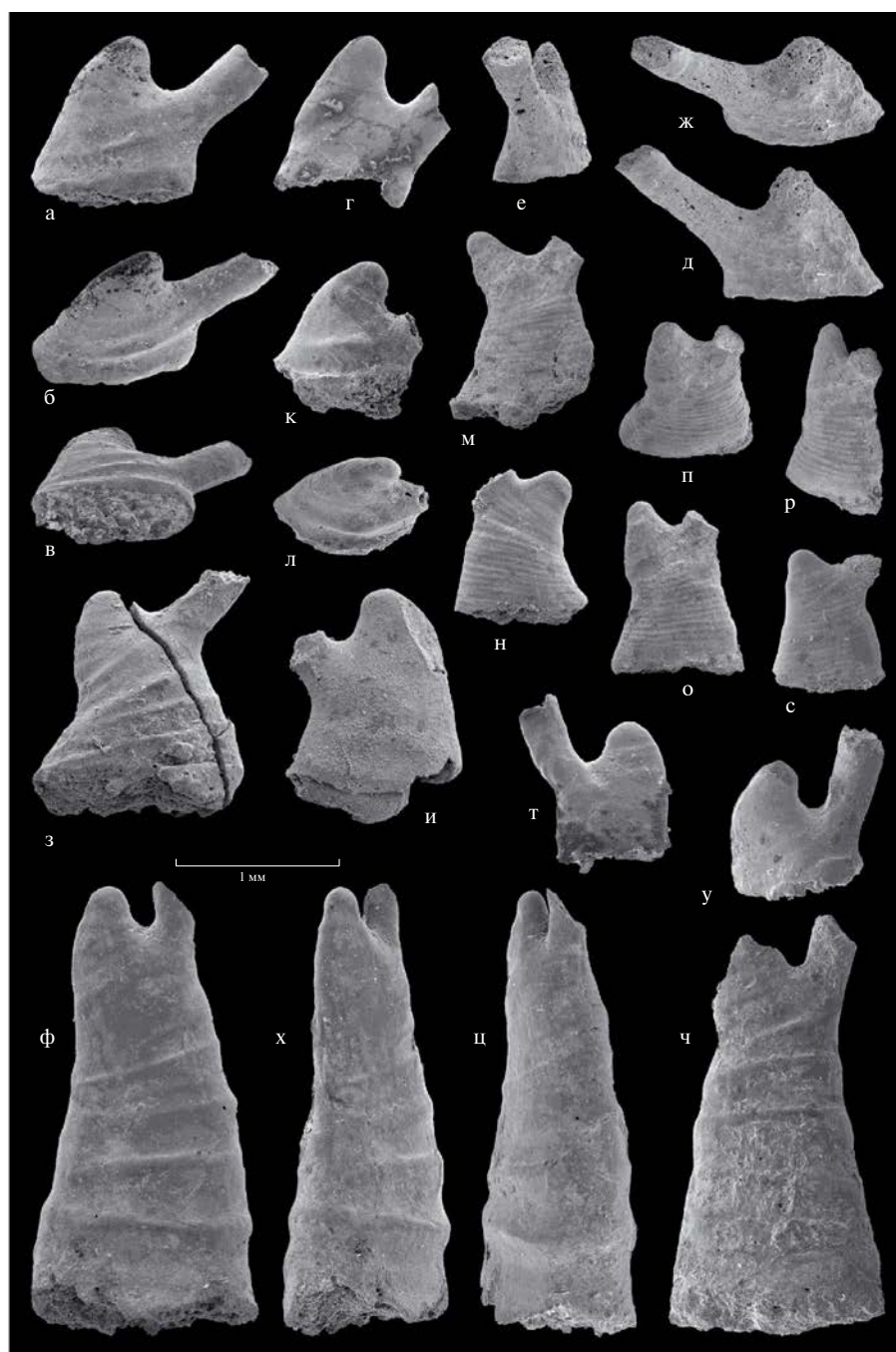


Рис. 1. Виды рода *Yochelcionella* Runnegar et Pojeta, 1974 из нижнего кембрия Западной Монголии: а–и – *Y. chinensis* Pei, 1985: а–в – экз. ПИН, № 3302/1709, внутреннее ядро (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу): а – вид слева, б – косой вид слева, в – косой вид с устья; г – экз. ПИН, № 3302/1940, внутреннее ядро, вид слева; д–ж – экз. ПИН, № 3302/1705, внутреннее ядро (саланыгольская свита, разрез Салааны-гол): д – вид справа, е – косой вид сзади, ж – косой вид сверху; з – экз. ПИН, № 3302/1606, внутреннее ядро, вид слева (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу); и – экз. ПИН, № 3302/1881, внутреннее ядро, вид справа (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу); к, л – *Yochelcionella* sp., экз. ПИН, № 3302/1819 (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу): к – вид слева, л – косой вид сверху; м–с – *Y. parva* Zhegallo, 1996 (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу): м – паратип ПИН, № 3302/1610, внутреннее ядро, вид слева; н – экз. ПИН, № 3302/1806, внутреннее ядро, вид справа; о–р – голотип ПИН, № 3302/1609, внутреннее ядро: о – вид слева, п – косой вид сверху, р – косой вид сзади; с – экз. ПИН, № 3302/1870, внутреннее ядро, вид слева; т–ч – *Y. crassa* Zhegallo, 1996 (хаирханская свита, разрез Шингэин-Нуруу): т – экз. ПИН, № 3302/1934, внутреннее ядро, вид справа; у – экз. ПИН, № 3302/1931, внутреннее ядро, вид слева; ф–ц – паратип ПИН, № 3302/1605, внутреннее ядро: ф – вид слева, х – косой вид спереди, ц – косой вид сзади; ч – экз. ПИН, № 3302/1706, внутреннее ядро, вид слева.

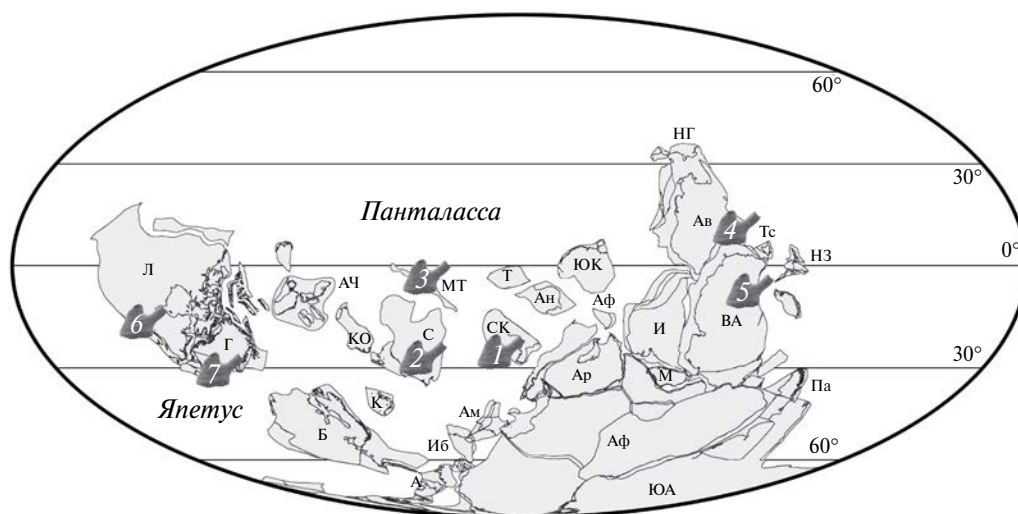


Рис. 2. Палеогеографическое распространение вида *Yochelcionella chinensis* Pei, 1985 в ботомское время раннего кембрия; обозначения: 1 – Северный Китай (провинции Хенань и Шэньси), 2 – Сибирская платформа (Восточное Прианбарье), 3 – Западная Монголия (Дзабханская зона), 4 – Южная Австралия (хр. Флиндерс), 5 – Восточная Антарктида (Горы Черчилля), 6 – США (штат Пенсильвания), 7 – Канада (Западный Ньюфаундленд); обозначения основных континентов и крупных террейнов: А – Авалония, АЧ – Арктическая Аляска и Чукотка, Ав – Австралия, Ам – Армориканские террейны, Ан – Аннамия, Ар – Аравия, Аф – Африка, Б – Балтийская платформа, БА – Восточная Антарктика, Г – Гренландия, И – Индостан, Иб – Иберийский массив, К – Карский микроконтинент, КО – Колымо-Омолонский микроконтинент, Л – Лаврентия, М – Мадагаскар, МТ – Монгольские террейны, НГ – Новая Гвинея, НЗ – Новая Зеландия, Па – Патагония, С – Сибирская платформа, СК – Северо-Китайская платформа, Т – Таримский блок, Тс – Тасмания, ЮА – Южная Америка, ЮК – Южно-Китайская платформа.

и более сглаженными концентрическими ребрами, отсутствием характерного резко выраженного ребра на уровне середины основания snorkеля. Отличается от *Y. ostentata* относительно более низкой и узкой раковиной, чаще расположенными и более сглаженными концентрическими ребрами, овальным, а не эллиптическим устьем. Отличается от *Y. parva* (рис. 1, м–с) загнутой назад вершиной раковины, длинным snorkелем, направленным назад, а не резко вверх. Отличается от *Y. recta* относительно более низкой раковиной, чаще расположенными и более сглаженными концентрическими ребрами, snorkелем, направленным назад, а не резко вверх. Отличается от *Y. saginata* относительно более высокой раковиной, овальным, а не эллиптическим устьем. Отличается от *Y. snorkorum* относительно более узкой раковиной, загнутой назад вершиной раковины, длинным snorkелем, направленным назад, а не резко вверх, а также отсутствием характерной септы между snorkелем и вершиной раковины. Отличается от *Y. stylifera* загнутой назад вершиной раковины и большим числом сглаженных концентрических ребер. Отличается от *Y. trompetica* относительно более высокой раковиной с длинным snorkелем, направленным назад и вверх, и более резкими концентрическими ребрами. От *Yochelcionella* sp. из хаирханской

свиты Западной Монголии (рис. 1, к, л) отличается овальным, а не эллиптическим устьем и отсутствием характерного резко выраженного ребра на уровне середины основания snorkеля.

З а м е ч а н и я. Долгое время вид был известен только по голотипу, представленному хорошо сохранившимся внутренним ядром с целым snorkелем ([10], с. 398, табл. 1, фиг. 1). В связи с этим степень морфологической изменчивости вида определить было невозможно. В результате описания [12] обширного материала (около 400 экз.) из формации Форто Западного Ньюфаундленда удалось установить, что *Y. chinensis* обладает крайне изменчивой раковиной – варьирует относительная высота раковины, степень загиба вершины назад, угол между осью snorkеля и задней поверхностью раковины, число и степень выраженности концентрических ребер ([12], рис. 3а–3q, 4а–4k, 4m, 4n, 6k, 7a). В итоге стало возможным провести ревизию материала по виду *Y. crassa* и переопределить часть отнесенных к нему форм как *Y. chinensis* ([18], табл. 24, фиг. 1, 5–7; [2], табл. 1, фиг. 15–18).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний кембрий, ботомский ярус и его возрастные аналоги (рис. 3): Китай (провинции Хенань и Шэньси, формация Синьцзи [10, 15, 16]), Южная Австралия

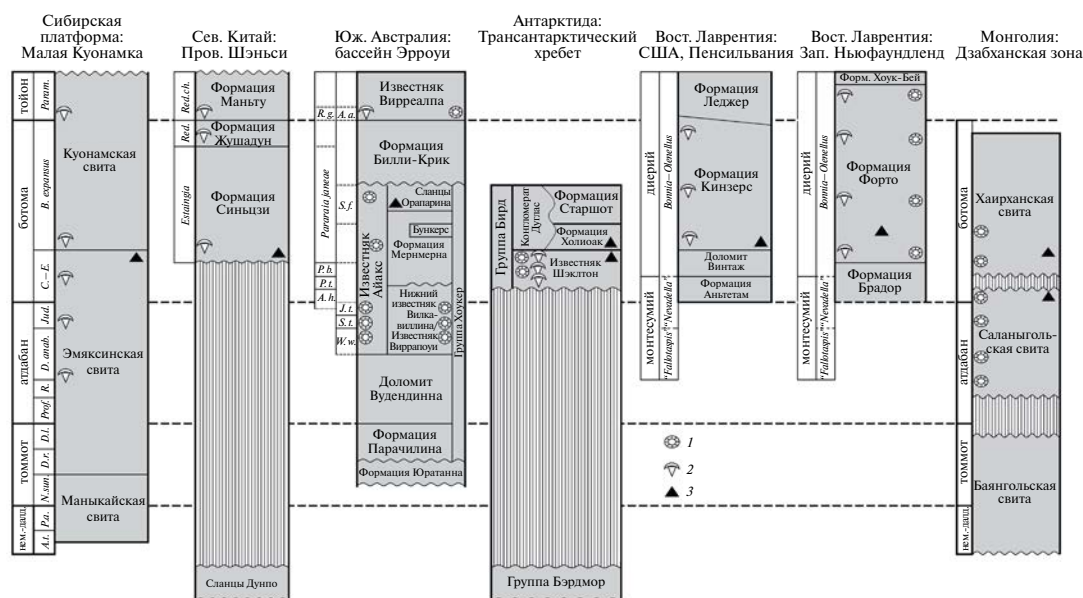


Рис. 3. Стратиграфическое распространение вида *Yochelcionella chinensis* Pei, 1985 в нижнем кембрии Сибирской платформы [14], Северного Китая [10, 16], Южной Австралии [11], Антарктиды [19, 20], Восточной Лаврентии [12, 13, 17] и Западной Монголии (наши данные); обозначения: 1 — зональные комплексы археоциат, 2 — зональные комплексы трилобитов, 3 — находки *Yochelcionella chinensis*; сокращения зон: A. a. — *Archaeocyathus abacus*; A. h. — *Abadiella huoi*; A. t. — *Anabarites trisulcatus*; B. expansus — *Bergeroniellus expansus*; C.-E. — *Calodiscus—Eriella*; D. anab. — *Delgadella anabara*; D. l. — *Dokidocyathus lenaicus*; D. r. — *Dokidocyathus regularis*; Jud. — *Judomia*; J. t. — *Jugaliccyathus tardus*; N. sun. — *Nochoroicyathus sunnaginicus*; P. a. — *Purella antiqua*; Par. b. — *Pararaia bunyeroensis*; Par. t. — *Pararaia tatei*; Prof. — *Profallotaspis jakutensis*; Red. — *Redlichia*; Red. ch. — *Redlichia guizhouensis*; R. g. — *Redlichia guizhouensis*; S. f. — *Syringocnema favus*; S. t. — *Spirillicyathus tenuis*; W. w. — *Warriootacyathus wilkawillensis*.

(хр. Флиндерс, сланцы Орапаринна [11]), Восточная Антарктида (Горы Черчилля, Известняк Шэкстон [19, 20]); Канада (Ньюфаундленд, формация Форто [12]), США (Пенсильвания, формация Кинзерс [13]), Сибирская платформа (Восточное Прианбарье, эмьксинская свита, слои с *Calodiscus* [14]), Западная Монголия (верхи саланыгольской свиты и хаирханская свита), Забайкалье (средняя подсвита быстринской свиты [2]).

К. Сковстед и Дж. Пил в таблице распространения изученных видов из формации Кинзерс ([13], табл. 1) указывают находки *Y. chinensis* также для Квебека, Западного Ньюфаундленда, Северной и Северо-Восточной Гренландии. В связи с отсутствием изображений материала из нижнекембрийских формаций Квебека и Гренландии, присутствие *Y. chinensis* на указанных территориях требует дополнительного обоснования.

М а т е р и а л. 9 внутренних ядер и их фрагментов из разреза Шингеин-Нуруу (обр. Д-82-Ш/1) и разреза Салааны-гол (обр. С-205/1) (положение образцов в разрезах — см. [18]).

Стратиграфическое распространение вида *Y. chinensis* недавно было проанализировано одним из авторов настоящей статьи в ходе ревизии кембрийской малакофауны Австралии ([3], с. 64); при этом для каждого региона возраст находок был обоснован путем ее привязки к региональным зональным шкалам по трилобитам и археоциатам, а именно: возраст в Северном Китае подтвержден трилобитами зоны *Eostaingia*; ботомский возраст североамериканских находок устанавливается по трилобитам зоны *Bonnina—Olenellus*, определенным из соответствующих формаций; возраст находок на Сибирской платформе контролируется совместно встречающимися ботомскими трилобитами *Hebediscus vagus* Egorova, 1969 *Triangulaspis annio* (Cobbold, 1910), *Delgadella porrecta* (Lazarenko, 1962) и *Calodiscus* sp.; ботомский возраст находок в Антарктиде подтвержден фауной археоциат и трилобитов, в Южной Австралии — находками трилобитов зон *Pararaia bunyeroensis*. Здесь к распространению *Y. chinensis* мы добавляем Забайкалье, где этот вид описан из средней подсвиты быстринской свиты ([2, 18] как *Y. crassa*), и Дзабханский бассейн Западной Монголии, где он встречается в верхах саланыгольской свиты и средней части хаирханской свиты ([18] как *Y. crassa*). Учитывая общий

стратиграфический диапазон вида, мы определяем эти толщи Монголии как возрастные аналоги ботомского яруса Сибирской платформы. По нашему мнению, моллюски *Y. chinensis* могут быть использованы для обоснования ботомского возраста (вероятно, ранняя ботомы) вмещающих отложений, а также корреляции нижнекембрийских отложений удаленных палеобассейнов мира.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Р.А. Ракитову (ПИН) за помощь при работе на сканирующем электроном микроскопе “TESCAN VEGA” II ХМУ, а также благодарят сотрудников Института палеонтологии Монгольской академии наук (Улан-Батор) Г. Алтаншагая, Б. Батыржав и Б. Энхбаатора за неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ на территории Западной Монголии в 2022 г.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 20-55-44010 Монг_а “Зональная биостратиграфия венд-кембрийских отложений Западной Монголии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Parkhaev P. Yu.* Chapter 3: The Early Cambrian Radiation of Mollusca. Phylogeny and Evolution of the Mollusca / Ponder W.F., Lindberg D.R. (eds.). Berkeley: University of California Press, 2008. P. 33–69.
2. *Пархаев П. Ю.* Малакофауна быстринской свиты Восточного Забайкалья // Палеонтологический журнал. 2004. № 6. С. 9–25.
3. *Пархаев П. Ю.* Кембрийские моллюски Австралии: обзор таксономии, биостратиграфии и палеобиогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 52–79.
4. *Runnegar B., Pojeta J.* Molluscan phylogeny: the paleontological viewpoint // Science. 1974. V. 186. P. 311–317.
5. *Kouchinsky A., Bengtson S., Clausen S., Vendrasco M.* An early Cambrian fauna of skeletal fossils from the Emyaksin Formation, northern Siberia // Acta Palaeontologica Polonica. 2015. V. 60. № 2. P. 421–512.
6. *Жегалло Е.А.* Класс Gastropoda. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Атлас окаменелостей. Ред. Соколов Б.С., Журавлева И.Т. М.: Наука, 1983. С. 96–100.
7. *Geyer G.* Mittelkambrische Mollusken aus Marokko und Spanien // Shenckenbergiana lethaea. 1986. V. 67. P. 55–118.
8. *Федоров А. Б.* Новые трубчатые проблематики из стратотипа томмотского яруса // Палеонтологический журнал. 1986. № 3. С. 110–112.
9. *Hinz I.* The Lower Cambrian microfauna of Comley and Rushton, Shropshire, England // Palaeontographica Abteilung A. 1987. Bd 198. P. 41–100.
10. *Pei F.* First discovery of *Yochelcionella* from the Lower Cambrian of China and its significance // Acta Micropaleontologica Sinica. 1985. V. 2. № 4. P. 395–400.
11. *Bengtson S., Conway Morris S., Cooper B.J., Jell P.A., Runnegar B.N.* Early Cambrian fossils from South Australia // Association of Australasian Palaeontologists Memoirs. 1990. V. 9. P. 1–364.
12. *Atkins Ch.J., Peel J.S.* *Yochelcionella* (Mollusca, Helcionelloida) from the lower Cambrian of North America // Bulletin of Geosciences. 2008. V. 83. № 1. P. 23–38.
13. *Skovsted C.B., Peel J.S.* Early Cambrian brachiopods and other shelly fossils from the basal Kinzers formation of Pennsylvania // Journal of Paleontology. 2010. V. 84. № 4. P. 754–762.
14. *Пегель Т.В., Егорова Л.И., Коровников И.В., Лучинина В.А., Салихова А.К., Сундуков В.М., Федоров А.Б., Журавлев А.Ю., Пархаев П.Ю., Демиденко Ю.Е.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири (в девяти книгах). Кембрий Сибирской платформы. Том 2. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 311 с.
15. *Yun H., Zhang X., Li L., Zhang M., Liu W.* Skeletal fossils and microfacies analysis of the lowermost Cambrian in the southwestern margin of the North China Platform // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 129. P. 54–66.
16. *Li L., Zhang X., Skovsted Ch.B., Yun H., Pan B., Li G.* Revisiting the molluscan fauna from the Cambrian (Series 2, Stages 3–4) Xinji formation of North China // Papers in Palaeontology. 2019. P. 1–44.
17. *Skovsted C.B., Peel J.S.* Small shelly fossils from the argillaceous facies of the Lower Cambrian Forteau Formation of western Newfoundland // Acta Palaeontologica Polonica. 2007. V. 52. № 4. P. 729–748.
18. *Есакова Н.В., Жегалло Е.А.* Фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1996. 216 с. (Тр. Совм. Рос.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 46).
19. *Bassett-But L.* The Cambrian lophotrochozoans of the Transantarctic Mountains, Antarctica. Philis. licent. thes. Uppsala Univ. 2015. 21 p. (manus.).
20. *Claybourn T.M., Jacquet S.M., Skovsted Ch.B., Topper T.P., Holner L.E., Brock G.A.* Mollusks from the upper Shackleton Limestone (Cambrian Series 2), Central Transantarctic Mountains, East Antarctica // Journal of Paleontology. 2019. V. 93. № 3. P. 437–459.

YOCHELACIONELLA CHINENSIS
(GASTROPODA: HELCIONELLIFORMES)
FROM THE LOWER CAMBRIAN OF WESTERN MONGOLIA

P. Yu. Parkhaev^{a, #}, E. A. Zhegallo^a, D. Dorjnamjaa^b

Presented by Academician of the RAS A. V. Lopatin September 13, 2023

^a*Borisnyak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Institute of Paleontology, Mongolian Academy of Sciences, Ulan-Bator, Mongolia*

[#]*E-mail: pparkh@paleo.ru*

The fossils of the genus *Yochelcionella* Runnegar et Pojeta, 1974 from the Salanygol and Khairkhan formations of the Zavkhan structural-facies zone were re-studied as a part of the general revision of malacofauna from the Vendian–Lower Cambrian deposits of Western Mongolia. It was found out that studied strata, in addition to the earlier reported species *Y. parva* Zhegallo, 1996 and *Y. crassa* Zhegallo, 1996, contain two other forms identified as *Y. chinensis* Pei, 1985 and *Yochelcionella* sp. *Y. chinensis* has the widest distribution among species of the genus *Yochelcionella* and can be successfully used to correlate sediments of remote paleobasins. The diagnosis and composition of the genus *Yochelcionella* are revised, the species *Y. chinensis* is described.

Keywords: Lower Cambrian, molluscs, *Yochelcionella*, Western Mongolia, biostratigraphy, interregional correlation

УДК 550.3, 532.135, 523.4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АНДРАДЕ В МАНТИИ ЗЕМЛИ НА ОСНОВЕ ЧИСЕЛ ЛЯВА ПОЛУСУТОЧНОГО ЛУННОГО ПРИЛИВА M_2

© 2024 г. Д. О. Аморим^{1,*}, Т. В. Гудкова^{2,**}

Представлено академиком РАН А. О. Глико 02.10.2023 г.

Поступило 02.10.2023 г.

После доработки 10.10.2023 г.

Принято к публикации 11.10.2023 г.

Впервые показано, что часто используемое приближение реологической модели Андраде с одним свободным параметром для описания реологических свойств мантии Земли является слишком упрощенным и может привести к неверным выводам при изучении внутреннего строения планет Солнечной системы. В данной работе использована реология Андраде с двумя эмпирическими параметрами: α и ζ . Рассчитаны вязкоупругие приливные числа Лява полусуточного лунного прилива на Земле для двух распределений вязкости и для 16100 различных комбинаций значений параметров Андраде α и ζ . Сравнение модельных чисел Лява с измеренными позволило определить диапазоны значений параметров Андраде, которые достоверно описывают реологические свойства мантии Земли.

Ключевые слова: реология Андраде, приливные числа Лява, полусуточный лунный прилив, Земля, планеты

DOI: 10.31857/S2686739724020146

ВВЕДЕНИЕ

Приливные числа Лява, полученные из данных наблюдений, накладывают ограничения на модели внутреннего строения планет и спутников Солнечной системы (см., например, [1–5]). Для того чтобы правильно вычислить эти числа теоретически, необходимо учесть вязкоупругость планеты, используя какую-либо реологическую модель.

Реология характеризует вязкоупругость твердого тела и зависит от состава, температуры и скорости деформации. Пластичность у минералов обычно наблюдается при высоких температурах, когда вязкость уменьшается на порядки, а вместе с ней уменьшается и добротность материала. Аналогичный эффект имеют медленные деформации: чем больше период, тем заметнее проявляются текучесть и неупругость [5–9]. Ярким примером такого свойства является

гляциоизостазия на Земле (опускание и поднятие коры при появлении или снятии ледниковой нагрузки) — за десятки тысяч лет воздействия даже самые твердые горные породы текут.

Так как затухание механических колебаний определяется в основном сдвиговыми процессами, реологические модели задают законы преобразования упругого модуля сдвига в вязкоупругий при учете вязкости материала и конечности периода внешнего воздействия. Модуль сдвига становится комплексной величиной. Его мнимая часть увеличивается вместе с периодом, а абсолютная величина уменьшается. В случае очень быстрого воздействия (как сейсмические волны) мнимая часть незначительна, добротность высокая и комплексный модуль сдвига близок к своему упругому значению. Для процессов длительностью порядка суток или больше (как приливы) ситуация обратная и тело начинает себя вести как вязкая жидкость. Конкретная зависимость модуля сдвига от вязкости и периода воздействия зависит от рассматриваемой реологической модели [5–9].

Лабораторные эксперименты [6] показали, что реология Андраде хорошо описывает свойства оливины при высоких температурах, и именно

¹Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

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

*E-mail: amorim.dargilan@gmail.com

**E-mail: gudkova@ifz.ru

эта реология чаще всего используется при исследовании планет и спутников. Однако модель Андраде зависит от эмпирических параметров, которые точно не определены в условиях мантии Земли и других планет, где давление достигает сотни кбар, а температура составляет тысячи градусов. Из-за этого часто применяются их экстраполяционные значения, полученные в лабораторных условиях. Цель данной работы — определить характерные значения параметров реологии Андраде в мантии Земли на основе наблюдений приливной деформации планеты, сопоставляя наблюдаемые и теоретически рассчитанные значения чисел Лява для полусуточного лунного прилива.

РЕОЛОГИЯ АНДРАДЕ

Реологическая модель Андраде имеет вид [7]

$$J(\chi) = J_0 + \beta(i\chi)^{-\alpha} \cdot \Gamma(1+\alpha) - i(\eta\chi)^{-1}, \quad (1)$$

где J — комплексная податливость среды, χ — частота, J_0 — упругая податливость среды, Γ — гамма-функция, η — вязкость, α и β — эмпирические параметры. Упругая податливость равна обратному упругому модулю сдвига среды ($J_0 = \mu_0^{-1}$), а $J(\chi)$ аналогичным образом определяет комплексный модуль сдвига: $\mu(\chi) = J(\chi)^{-1}$.

В работе [7] предлагается заменить β следующим образом

$$\beta = J_0 \tau_A^{-\alpha}, \quad (2)$$

где величина τ_A называется “время Андраде”.

Следуя [7], определим также “время Максвелла” $\tau_M = \eta J_0$ и обозначим отношение τ_A / τ_M как ζ . Используя эти обозначения, получим новое соотношение для реологии Андраде, которая теперь зависит от двух безразмерных параметров α и ζ :

$$J(\chi) = J_0 \left[\frac{1 + (i\chi\zeta\tau_M)^{-\alpha} \Gamma(1+\alpha)}{-i(\chi\tau_M)^{-1}} \right] = \mu(\chi)^{-1}. \quad (3)$$

Параметр α описывает частотную зависимость добротности среды $Q \sim \chi^\alpha$ и, согласно экспериментальным данным, обычно находится в пределах от 0.15 до 0.4, но может заметно уменьшаться при наличии частичного плавления [10]. На основе различных наблюдений имеются оценки, что для Земли в целом параметр α находится в интервале 0.1–0.3 (см., например, [11, 12]).

О параметре ζ известно очень мало. Экспериментально показано, что для оливина выполняется условие $\beta \approx J_0 \tau_M^{-\alpha}$, что в новой параметризации соответствует $\zeta^\alpha \approx 1$. Однако, как отмечено в [7], это условие может не выполняться в планетных мантиях и ядрах. Несмотря на отсутствие обоснования, параметр ζ часто принимается тождественно равным единице в геофизических моделях планет и спутников. В этой работе мы проверяем эту гипотезу, используя широкие диапазоны значений параметров α и ζ для моделей Земли ($\alpha \in [0.04, 0.51]$, $\zeta \in [10^{-5}, 10^{11}]$).

Для применения реологии Андраде необходимо также знать распределение вязкости в недрах Земли. На основе современных оценок (см., например, [13, 14]), нами приняты два распределения вязкости в качестве нижнего и верхнего пределов. Обозначим их как РНВ (распределение низкой вязкости) и РВВ (распределение высокой вязкости) (табл. 1).

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОД

Используя современные оценки чисел Лява Земли для лунного прилива M_2 (см., например, [15]), мы составили интервалы возможных значений шести величин: $\Re\{k_2\}$, ε , $\Re\{h_2\}$, $\Im\{h_2\}$, $\Re\{l_2\}$ и $\Re\{k_3\}$, где ε обозначает приливный сдвиг фазы, который равен $\arcsin(|\Im\{k_2\}| / \Re\{k_2\})$ (табл. 2). Эти величины используются ниже в качестве ограничений для определения реологических свойств мантии Земли.

Таблица 1. Модельные предельные распределения вязкости в Земле (Па·с)

Модель вязкости	Кора	Верхняя мантия	Переходная зона	Нижняя мантия	Внешнее ядро	Внутреннее ядро
РНВ	10^{21}	10^{19}	10^{21}	10^{22}	0	10^{14}
РВВ	10^{24}	10^{21}	10^{22}	10^{23}	0	10^{22}

Таблица 2. Диапазон значений чисел Лява и сдвига фазы полусуточного лунного прилива M_2 , используемых как ограничения при определении вязкоупругих параметров моделей Земли

Параметры	$\Re\{k_2\}$	ε	$\Re\{h_2\}$	$\Im\{h_2\}$	$\Re\{l_2\}$	$\Re\{k_3\}$
Max	0.299	0.1°	0.605	−0.0040	0.084	0.089
Min	0.304	0.3°	0.620	−0.0005	0.089	0.097

В качестве модели Земли (распределение плотности, давления и упругих модулей) используется модификация модели PREM без океана. Для упругой модели Земли получаем следующие значения чисел Лява: $k_2 = 0.2987$, $h_2 = 0.6049$, $l_2 = 0.08399$, $k_3 = 0.09203$. Выбирая одно из двух распределений вязкости и пару значений α и ζ можно рассчитать профиль комплексного модуля сдвига по формуле (3) и затем вычислить вязкоупругие числа Лява. Их значения сильно зависят от выбора значений вязкости η и от параметров α и ζ .

В этой работе твердые слои Земли (кора, верхняя мантия, переходная зона, нижняя мантия и внутреннее ядро) описываются разными вязкостями (табл. 1), но используется приближение, где параметры Андраде α и ζ постоянны. Очевидно, что они должны зависеть от давления и от температуры (и тем самым меняться с глубиной), но точность моделей и измерений чисел Лява не позволяет определить характерные значения α и ζ для каждого слоя по отдельности. Мы оцениваем средние (по всей Земле) значения параметров Андраде, которые успешно объясняют наблюдаемый приливный отклик планеты.

Важно знать вклад каждого слоя в общую неупругость планеты. С этой целью мы построили фиктивные тестовые реологические модели Земли, в которых поочередно только один из слоев описывается реологией Андраде, а остальные считаются идеально упругими. Вклад данного слоя можно оценить из разницы полученных чисел Лява по сравнению с их упругими значениями. Изменение чисел Лява в моделях, где нижняя мантия считается вязкоупругой, примерно в 10 раз больше, чем в моделях, где вязкоупругими приняты верхняя мантия или переходная зона. Вклад коры и внутреннего ядра еще на один или два порядка меньше в зависимости от используемой вязкости. Это означает, что большая часть (>70%) общей неупругости Земли определяется нижней мантией, а оставшаяся доля в основном распределяется между верхней мантией и переходной зоной. Действительно, нижняя мантия занимает 55% объема Земли, верхняя мантия — примерно 17%, переходная зона — 10%, а кора и внутреннее ядро дают по 1%. Это означает, что полученные ниже оценки параметров α и ζ характерны для нижней мантии, так как основной вклад в числа Лява приносит именно этот слой. Вклад других слоев настолько мал, что даже если они обладают совершенно другими значениями α и ζ , их определение через приливные деформации невозможно при имеющейся точности.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По нашим расчетам, в приближении $\zeta = 1$ параметр α должен быть в интервале от 0.19 до 0.33, чтобы одновременно удовлетворить всем шести условиям из табл. 2 хотя бы при одном из двух распределений вязкости. Этот интервал хорошо согласуется с оценкой работы [1], в которой также использовалось это приближение.

Рассмотрим теперь общий случай, когда варьируются одновременно оба параметра. Для этого рассчитаны числа Лява для 32200 пробных моделей Земли — двух вариантов распределения вязкости и 16100 комбинаций параметров α и ζ . На рис. 1 выделяются черными пикселями области, в которых для моделей PVB выполняется по отдельности каждое из шести используемых условий.

На рис. 2 оттенками серого цвета продемонстрировано количество выполненных условий при каждой комбинации α и ζ для обоих распределений вязкости. Нас интересуют области, где все 6 условий выполняются одновременно. Обозначим эти области как A_{PHV} и A_{PVB} . Эти зоны показаны на рис. 3, где также отдельным цветом выделено их пересечение. Наиболее вероятный интервал для α на основе геодезических наблюдений: $0.1 < \alpha < 0.3$. При таком условии мы получаем, что параметр ζ предпочтительно находится в интервале от 1 до 10^5 .

Для каждого значения ζ в интервале $[1-10^5]$ имеется набор значений α , при которых все 6 условий (табл. 2) выполняются хотя бы для одного распределения вязкости: $[\alpha_{min}(\zeta), \alpha_{max}(\zeta)]$. Функции $\alpha_{min}(\zeta)$ и $\alpha_{max}(\zeta)$ хорошо аппроксимируются параболами, изображенными черными линиями на рис. 3. Мы считаем, что именно область, заключенная между этими двумя параболой, наиболее подходит для описания реологии мантии Земли. Обозначим ее как A .

Внутри области A пока невозможно определить, какие из значений параметров Андраде наиболее вероятны. Если геодезические наблюдения укажут на высокие значения α (0.2–0.3), то параметр ζ должен действительно быть близким к единице, как это часто принимается. Если наоборот окажется, что у Земли в целом низкие значения α (0.1–0.2), то в нижней мантии параметр ζ может достигать значения 10^5 .

Стоит отметить, что даже в моделях с очень большими значениями ζ оценка $\zeta^\alpha \approx 1$ из работы [5] все же приблизительно выполняется. Например, при $\zeta = 10^5$ и $\alpha = 0.14$ удовлетворяются все шесть условий и $\zeta^\alpha \approx 5$.

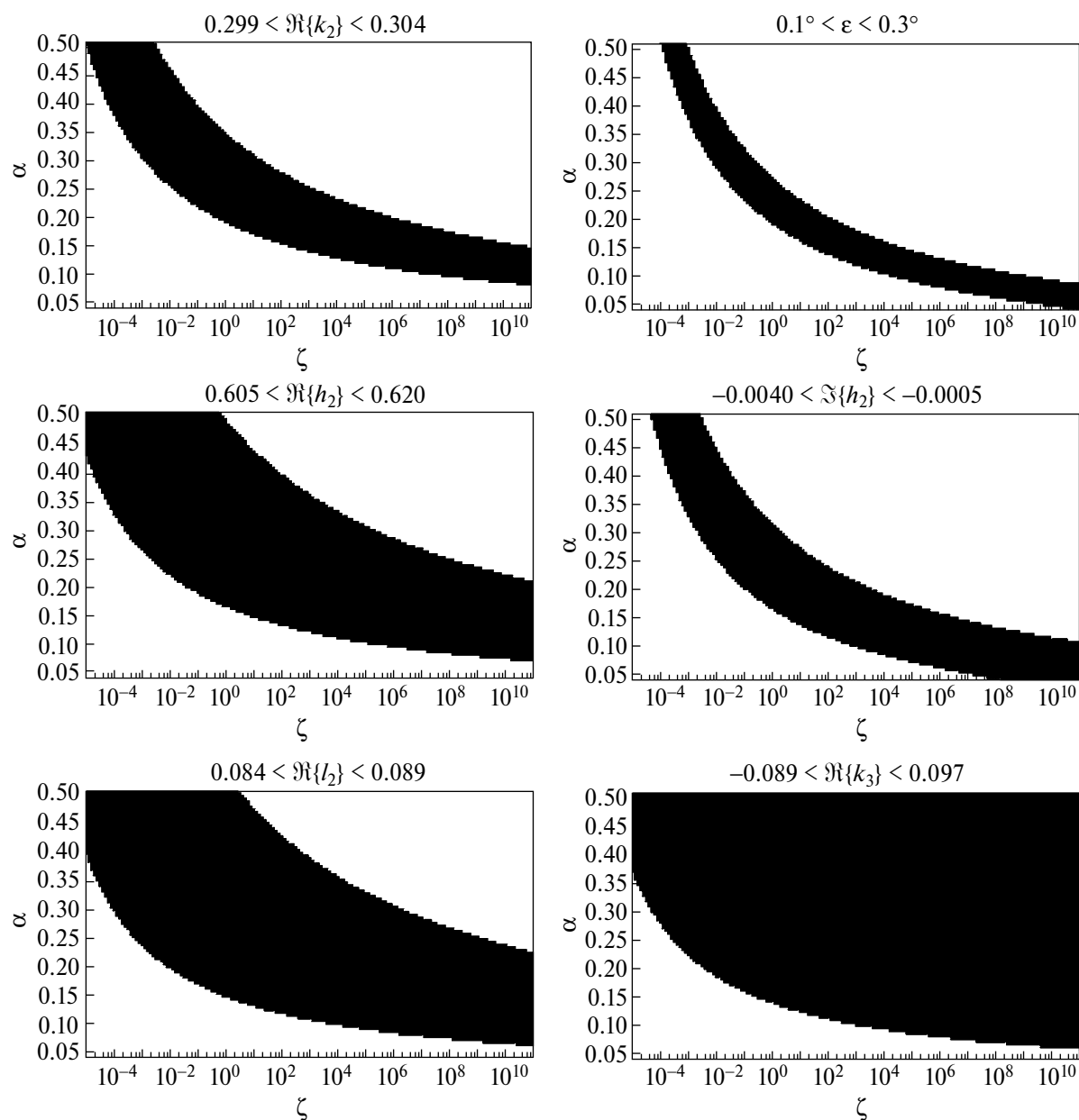


Рис. 1. Черным изображены области, в которых по отдельности выполняется каждое из 6 используемых условий из табл. 2 при РВВ.

Значения параметров Андраде могут сильно зависеть от глубины. Эксперименты показывают, что приближение к температуре плавления сопровождается уменьшением значения α , поэтому можно предположить, что в верхней мантии α меньше, чем в нижней (за исключением слоя “D”). Например, реологическая модель с $\zeta = 10$ во всей Земле, $\alpha = 0.1$ в верхней мантии, $\alpha = 0.2$ в переходной зоне и $\alpha = 0.25$ в нижней мантии также удовлетворяет всем шести условиям.

Изучение различных реологических моделей позволило нам впервые обнаружить следующий факт: одним и тем же значениям $\Re\{k_2\}$, $\Re\{h_2\}$, $\Re\{l_2\}$ и $\Re\{k_3\}$ можно удовлетворить с хорошей точностью несчетным количеством комбинаций параметров α и ζ , но при этом одновременно получить и конкретное значение приливного сдвига фазы ε можно только одним способом. Это подчеркивает важность использования двухпараметрической

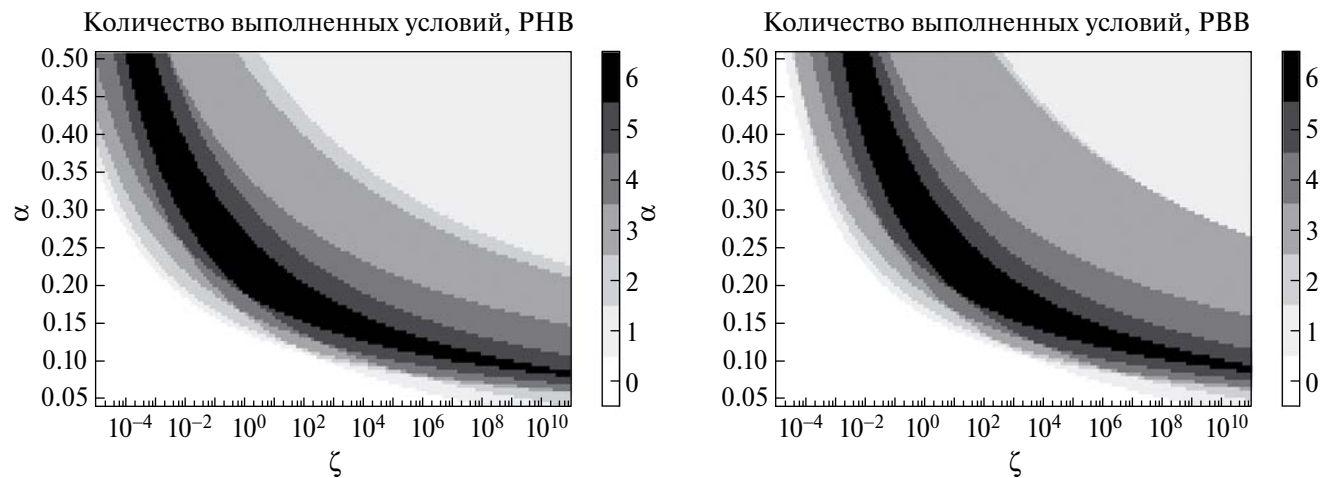


Рис. 2. Количество выполненных условий в зависимости от α и ζ для различных распределений вязкости η : модель РНВ (слева), модель РВВ (справа). Черными пикселями показаны области $\mathcal{A}_{\text{РНВ}}$ и $\mathcal{A}_{\text{РВВ}}$, в которых все шесть условий из табл. 2 выполняются одновременно.

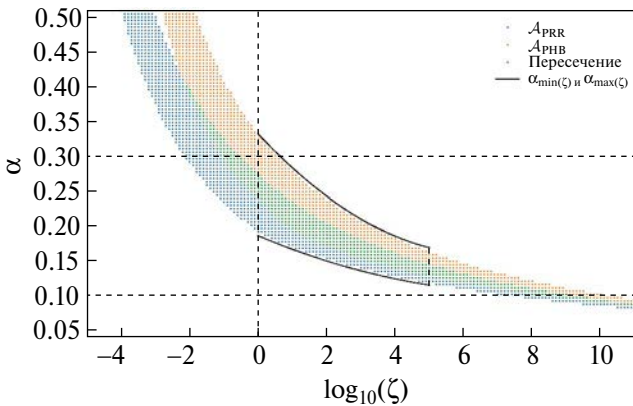


Рис. 3. Интервалы значений α и ζ , при которых одновременно выполняются все 6 условий из табл. 2 при РНВ и РВВ. Их пересечение изображено зеленым цветом. Комбинации параметров Андраде, которые наиболее подходят для описания реологии Земли, находятся между параболой $\alpha_{\min}(\zeta)$ и $\alpha_{\max}(\zeta)$.

Таблица 3. Примеры комбинаций параметров α и ζ , удовлетворяющих одному и тому же значению $\Re\{k_2\}$, но приводящих к очень разным значениям приливного сдвига фазы

α, ζ	$\Re\{k_2\}$	$\Re\{h_2\}$	$\Re\{l_2\}$	$\Re\{k_3\}$	ε , град
0.250, 1	0.3021	0.6107	0.08548	0.09324	0.2572
0.218, 10	0.3021	0.6108	0.08547	0.09325	0.2227
0.193, 10^2	0.3021	0.6109	0.08547	0.09327	0.1974
0.174, 10^3	0.3021	0.6109	0.08544	0.09325	0.1751
0.158, 10^4	0.3021	0.6109	0.08544	0.09326	0.1585
0.145, 10^5	0.3021	0.6110	0.08546	0.09328	0.1468

реологической модели вместо того, чтобы необоснованно отождествлять параметр ζ единице. В табл. 3 показаны значения $\Re\{k_2\}$, $\Re\{h_2\}$, $\Re\{l_2\}$, $\Re\{k_3\}$ и ε для набора реологических моделей. В то время как действительные части чисел Лява отличаются на доли процента, значение сдвига фазы может отличаться на десятки процентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геофизических исследованиях Земли и других планет часто используется упрощение реологии Андраде, где параметр ζ принимается равным единице, и варьируется только параметр α . В данной работе мы доказали, что этот подход не является корректным.

Впервые проведено исследование реологии мантии Земли, используя двухпараметрическую модель Андраде. Полученные значения параметра α согласуются с оценками других авторов, а для параметра ζ впервые получены оценки в условиях планетных недр. Реологические модели с очень высокими значениями ζ могут удовлетворять наблюдаемым значениям чисел Лява и приливного сдвига фазы с таким же успехом, что и модели с $\zeta = 1$.

Разные комбинации α и ζ могут давать одинаковые значения действительной части чисел Лява, но удовлетворить одновременно и условиям на их мнимые части можно только одним способом. Это иллюстрирует важность использования двух свободных параметров в реологии Андраде.

Наши результаты имеют важное значение для планетарной геофизики. Представим себе, что мы исследуем внутреннее строение какой-либо планеты и для нее измерены с хорошей точностью $\Re\{k_2\}$ и ϵ . Зафиксировав $\zeta = 1$ и варьируя α , мы, например, получили что для одной из моделей внутреннего строения планеты удовлетворяется только одно условие. В таком случае, естественно, было бы эту модель исключить. Однако это могло быть просто результатом применения неправильной реологии к правильной модели. Аналогичным образом мы могли бы принять неверную модель.

Проведенное подробное исследование реологии Земли доказывает, что модель Андраде должна использоваться с двумя параметрами вместо упрощенной формы, где параметр ζ необоснованно фиксируется равным единице в любых условиях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено по госзаданию ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., et al. Tidal constraints on the interior of Venus // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2017. V. 122(6). P. 1338–1352.
2. Steinbrugge G., Padovan S., Hussmann H., et al. Viscoelastic tides of Mercury and the determination of its inner core size // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2018. V. 123(10). P. 2760–2772.
3. Bagheri A., Khan A., Al-Attar D., et al. Tidal response of mars constrained from laboratory-based viscoelastic dissipation models and geophysical data // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2019. V. 124(11). P. 2703–2727.
4. Gudkova T., Zharkov V. Models of the internal structure of the Earth-like Venus // *Solar System Research*. 2020. V. 54. P. 20–27.
5. Castillo-Rogez J. C., Efroimsky M., Lainey V. The tidal history of Iapetus: Spin dynamics in the light of a refined dissipation model // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2011. V. 116 (E9).
6. Jackson I., Fitz Gerald J. D., Faul U. H., Tan B. H. Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. V. 107(B12). P. ECV-5.
7. Efroimsky M. Tidal dissipation compared to seismic dissipation: In small bodies, earths, and super-earths // *The Astrophysical Journal*. 2012. V. 746(2). P. 150.
8. Молоденский С.М. Приливы и нутация Земли. 1. Модели Земли с неупругой мантией и однородным невязким жидким ядром // *Астрон. вестник*. 2004. Т. 38 (6). С. 542–558.
9. Молоденский С.М. Сравнение моделей неупругой Земли, построенных по астрономическим и приливным гравиметрическим данным // *Физика Земли*. 2006. Т. 7. С. 12–16.
10. Fontaine F.R., Ildefonse B., Bagdassarov N.S. Temperature dependence of shear wave attenuation in partially molten gabbro-norite at seismic frequencies // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 163(3). P. 1025–1038.
11. Kang K., Wahr J., Heflin M., Desai S. Stacking global gps verticals and horizontals to solve for the fortnightly and monthly body tides: Implications for mantle anelasticity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120(3). P. 1787–1803.
12. Ding H., Chen Z., Pan Y., Zou C. The complex love numbers of long-period zonal tides retrieved from global gps displacements: Applications for determining mantle anelasticity // *J. Geophys. Res.: Solid earth*. 2021. V. 126 (9). P. e2021JB022380.
13. Nakada M., Okuno J., Yokoyama Y. Total meltwater volume since the last glacial maximum and viscosity structure of earth's mantle inferred from relative sea level changes at barbados and bonaparte gulf and gia-

- induced j2 // *Geophysical Journal International*. 2016. V. 204(2). P. 1237–1253.
14. *Reusen J. M., Root B. C., Szwillus W., Fullen J., van der Wal W.* Long wavelength gravity field constraint on the lower mantle viscosity in North America // *J. Geophys. Res.: Solid earth*. 2020. V. 125 (12). P.e2020JB020484.
15. *Petit G., Luzum B.* IERS technical note no. 36, IERS conventions (2010). International Earth Rotation and Reference Systems Service: Frankfurt, Germany. 2010.

CONSTRAINING THE PARAMETERS OF THE ANDRADE RHEOLOGICAL MODEL IN EARTH'S MANTLE BASED ON THE LOVE NUMBERS OF THE M_2 LUNAR SEMIDIURNAL TIDE

D. O. Amorim^{a,#}, T. V. Gudkova^{b,##}

^a*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russian Federation*

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

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

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

For the first time we showed that the often-used approximation of the Andrade rheology with only one parameter is oversimplified and might lead to incorrect conclusions when studying the internal structure of the planets of the Solar System. Instead, we used an Andrade rheology with two empirical parameters: α and ζ . Earth's viscoelastic Love numbers for the principal lunar semidiurnal tide M_2 were computed for two viscosity profiles and for 16100 different combinations of α and ζ values. The comparison of the computed Love numbers with its measured values allowed us to constrain the set of values of both parameters that successfully describe the rheological properties of Earth's mantle.

Keywords: Andrade rheology, tidal Love numbers, lunar semidiurnal tide, Earth, planets

УДК 550.344, 550.311

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ В СФЕРИЧЕСКИ-СИММЕТРИЧНОЙ ЗЕМЛЕ С ВЫСОКОЙ ДЕТАЛЬНОСТЬЮ. АНАЛИТИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ

© 2024 г. А. Г. Фатьянов^{1,*}, В. Ю. Бурмин^{2,**}

Поступило 24.04.2023 г.

После доработки 19.07.2023 г.

Принято к публикации 30.10.2023 г.

Получено аналитическое решение для сейсмических волновых полей в сферически-симметричной Земле. Для устойчивого вычисления волновых полей используется асимптотика. Показано, что классическая асимптотика в случае высоких частот дает погрешность в решении. Для эффективного вычисления решения без погрешностей с высокой детальностью используется оригинальная асимптотика. Создана программа, позволяющая проводить расчеты для высокочастотных (1 герц и выше) телесеismicических волновых полей в дискретном (слоистом) шаре планетарных размеров. Расчеты можно осуществлять на персональных компьютерах с распараллеливанием OpenMP. В работах В.Ю. Бурмина (2010, 2019) предложена сферически-симметричная модель Земли. Она характеризуется тем, что в ней внешнее ядро обладает вязкостью и, следовательно, эффективным модулем сдвига, отличным от нуля. Для этой модели Земли проведен расчет с высокой детальностью с несущей частотой в 1 герц. В результате аналитического расчета обнаружено, что впереди *PKP*-волн возникают высокочастотные колебания небольшой амплитуды, так называемые “предвестники”. Аналитический расчет показал, что теоретические сейсмограммы для этой модели Земли во многом похожи на экспериментальные данные. Это подтверждает правильность идей, положенных в основу ее построения.

Ключевые слова: сферически-симметричная Земля, аналитическое решение, новая асимптотика, устойчивое вычисление решения, телесеismicические волновые поля, модель Земли, модуль сдвига, предвестники *PKP*-волн

DOI: 10.31857/S2686739724020155

ВВЕДЕНИЕ

В работе рассмотрена задача построения аналитического решения для сейсмических волновых полей в слоистом шаре. Эта задача рассматривалась во многих работах (например, [1]). В данной работе показано, что эту задачу нельзя считать окончательно решенной для высокочастотных волновых полей.

Решение этой задачи строится следующим образом. На первом этапе применяется преобразование Фурье–Лежандра [1]. В итоге исходная

постановка для распространения сейсмических волн сводится к двухпараметрическому семейству краевых задач для системы обыкновенных дифференциальных уравнений. Следуя [2], на втором этапе в каждом сферическом слое искомая краевая задача второго порядка сводится к двум задачам Коши первого порядка в спектральной области. Это позволило получить в явном виде аналитическое решение. В него входят функции Бесселя. Поскольку они быстро стремятся к нулю и бесконечности, в решении возникает неустойчивость. Для устранения неустойчивости нужно использовать асимптотику. В работе используется оригинальная асимптотика, разработанная ранее [3, 4].

Проведен анализ первого вступления сейсмических волновых полей для однородного шара земных размеров в случае использования новой и классической асимптотик. Выяснилось, что использование классической асимптотики приводит к возникновению погрешности. Это

¹Институт вычислительной математики и математической геофизики,

Сибирское отделение Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

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

*E-mail: fat@nmsf.sscc.ru

**E-mail: burmin@ifz.ru

делает невозможным использование классической асимптотики для расчета высокочастотных волновых полей.

В настоящее время активно развиваются конечно-разностные методы для расчета волновых полей в Земле. Несмотря на достижения в области высокопроизводительных вычислений, численное моделирование распространения высокочастотных (например, 1 Гц или выше) сейсмических волн в глобальном масштабе по-прежнему невозможно [5]. Чтобы преодолеть эту трудность, развивается гибридный (комбинированный) метод для расчета телесейсмических волновых полей. Однако при гибридном моделировании возникают погрешности [6].

Разработанный метод позволяет устойчиво вычислять аналитическое решение для высокочастотных (1 герц и выше) телесейсмических волновых полей в шаре земных размеров. Использование новой асимптотики дает возможность эффективного вычисления решения без погрешностей с высокой детальностью.

Обычно считается, что внешнее ядро Земли является жидким, так как через него не проходят упругие поперечные волны. В соответствии с этим модуль сдвига во внешнем ядре Земли принимается равным нулю. По крайней мере, так выглядят современные физические модели Земли. В то же время всякая нормальная (не квантовая или не сверхтекучая) жидкость обладает вязкостью и, следовательно, по отношению к достаточно высокочастотным колебаниям обладает эффективным модулем сдвига, отличным от нуля. Так как скорость продольных сейсмических волн определяется формулой

$$V_p = \sqrt{(k_s + \frac{4}{3}\mu) / \rho},$$

то в данном случае отличие от нуля модуля сдвига μ существенно влияет на характер изменения скорости продольных сейсмических волн, особенно в низах внешнего ядра Земли [7, 8]. Здесь k_s — адиабатический модуль всестороннего сжатия, ρ — плотность.

В настоящей работе приведены результаты расчета для дискретной (слоистой) модели Земли [7, 8] с несущей частотой в 1 герц. Модель Земли характеризуется тем, что в ней внешнее ядро обладает эффективным модулем сдвига, отличным от нуля. В результате аналитического расчета для дискретной модели Земли [7, 8] обнаружено, что впереди *PKP*-волн возникают высокочастотные

колебания небольшой амплитуды, так называемые “предвестники”.

Аналитический расчет показал, что теоретические сейсмограммы для модели Земли [7, 8] во многом похожи на экспериментальные сейсмограммы, полученные мировой сетью сейсмических станций. Это сравнение, с одной стороны, подтверждает справедливость выводов о природе предвестников сейсмических волн, полученных в [4]. С другой — подтверждает правильность идей, положенных в основу построения модели Земли в [7, 8].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Математическая постановка задачи моделирования сейсмических волн формулируется в сферической системе координат ($0 \leq r \leq R, 0 \leq \theta \leq \pi, 0 < \varphi \leq 2\pi$) следующим образом: определить вектор смещения $\hat{u} = (u_r, u_\theta, u_\varphi)$ из хорошо известных динамических уравнений упругости (например, [1]).

В качестве краевого условия приложим в точке $r = R, \theta = 0$ сосредоточенное воздействие типа радиальной осесимметричной силы:

$$\sigma_{rr} = \frac{\delta(\theta)}{R_1^2 \sin \theta} f(t), \sigma_{r\theta} = 0, \quad f(t) = e^{-\frac{\pi f_0 t}{2}} \sin(2\pi f_0 t). \quad (1)$$

В (1) $\sigma_{rr}, \sigma_{r\theta}$ — напряжения, $f(t)$ — функция источника по времени, f_0 — его несущая частота, R_1 — радиус Земли. В этом случае возбуждается поле смещений $\hat{u} = u_r(r, \theta, t)\hat{e}_r + u_\theta(r, \theta, t)\hat{e}_\theta$, не зависящее от координаты φ .

В начальный момент времени ставятся нулевые начальные данные:

$$u_r = \frac{\partial u_r}{\partial t} = u_\theta = \frac{\partial u_\theta}{\partial t} \Big|_{t=0} = 0. \quad (2)$$

Кроме того, добавляется условие ограниченности решения в центре шара

$$\hat{u}|_{r=0} < \infty. \quad (3)$$

На границах $r = R_j$, где скорости продольных $V_p(r)$, поперечных $V_s(r)$ волн и плотности $\rho(r)$ терпят разрыв, вводятся известные условия сопряжения (непрерывности) [1]:

$$[u_r] = [u_\theta] = [\sigma_{rr}] = [\sigma_{r\theta}]|_{r=R_j} = 0. \quad (4)$$

В (4) $\sigma_{rr}, \sigma_{r\theta}$ — напряжения, u_r, u_θ — смещения.

ПОСТРОЕНИЕ И УСТОЙЧИВОЕ ВЫЧИСЛЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОГО РЕШЕНИЯ БЕЗ ПОГРЕШНОСТИ

На первом этапе решение краевой задачи (1)–(4) ищется в виде разложения Фурье-Лежандра по переменным (θ, t) [1,2].

$$\begin{aligned} u_r(r, \theta, t) &= \\ &= \frac{1}{2T} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{k=0}^{\infty} u_r(r, k, \omega_m) \exp(i\omega_m t) P_k(\cos \theta), \\ u_\theta(r, \theta, t) &= \\ &= \frac{1}{2T} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{k=0}^{\infty} u_\theta(r, k, \omega_m) \exp(i\omega_m t) P_k^1(\cos \theta). \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь $P_k(x)$, $P_k^1(x)$ ($-1 \leq x \leq 1$) – многочлены Лежандра [1], $\omega_m = m \cdot \pi / T$. Далее для сокращения записи несущественные переменные опускаются.

После применения (5) постановка (1)–(4) сведена к двухпараметрическому семейству (k, ω_m) уравнений в каждом сферическом слое $R_{j+1} < r < R_j$.

$$\begin{aligned} &\frac{d^2 u_\theta}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{du_\theta}{dr} + \frac{\lambda + \mu}{\mu} \frac{1}{r} \frac{du_r}{dr} - \\ &- \frac{n}{r^2} \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} u_\theta + \frac{\omega^2}{V_s^2} u_\theta + \frac{2}{r^2} \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} u_r = 0, \\ &\frac{d^2 u_r}{dr^2} - \frac{n}{r} \frac{\lambda + \mu}{\lambda + 2\mu} \frac{du_\theta}{dr} + \frac{2}{r} \frac{du_r}{dr} + \frac{n}{r^2} \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + 2\mu} u_\theta - \\ &- \frac{u_r}{r^2} (2 + n\mu/(\lambda + 2\mu)) + \frac{\omega^2}{V_p^2} u_r = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

На поверхности Земли ($r = R_1$) и в центре Земли ($r = 0$) из (1) и (3) получим краевые условия в спектральной области:

$$\begin{aligned} \sigma_{rr}|_{r=R_1} &= 2F(\omega) \cdot v / R_1^2, \quad \sigma_{r\theta}|_{r=R_1} = 0, \\ v &= k + 0.5, \quad u_r|_{r=0} < \infty, \quad u_\theta|_{r=0} < \infty. \end{aligned} \quad (7)$$

В (6) и (7) $n = k(k+1)$, λ, μ – упругие параметры Ламе, ρ – плотность.

На втором этапе осуществляется переход к потенциалам продольных u_p и поперечных u_s волн. Известно классическое представление полного поля через потенциалы [9]. В данной работе оно берется в виде:

$$\begin{aligned} u_r &= \frac{d}{dr} \left(\frac{u_p}{r^{0.5}} \right) + \frac{k(k+1)}{r^{1.5}} u_s, \\ u_\theta &= \frac{d}{dr} \left(\frac{u_s}{r^{0.5}} \right) + \frac{1}{r^{1.5}} u_s + \frac{1}{r^{1.5}} u_p. \end{aligned} \quad (8)$$

Представление (8) позволяет свести уравнения (6) сразу к уравнениям Бесселя для потенциалов продольных u_p и поперечных u_s волн:

$$\begin{aligned} &\frac{d^2 u_p}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{du_p}{dr} + \frac{\omega_n^2}{V_p^2} u_p - \frac{v^2}{r^2} u_p = 0, \\ &\frac{d^2 u_s}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{du_s}{dr} + \frac{\omega_n^2}{V_s^2} u_s - \frac{v^2}{r^2} u_s = 0, \quad v = k + 0.5. \end{aligned} \quad (9)$$

Краевая задача второго порядка (6), (7) с учетом (9) и (4) сводится к двум задачам Коши первого порядка. Для этого по аналогии с [2] вводятся вспомогательные функции $a_{11}(r)$, $a_{22}(r)$, $a_{12}(r)$, $a_{21}(r)$ следующим образом:

$$\frac{du_p}{dr} = \frac{a_{11}}{r} u_p + \frac{a_{12}}{r} u_s, \quad \frac{du_s}{dr} = \frac{a_{21}}{r} u_p + \frac{a_{22}}{r} u_s. \quad (10)$$

В итоге для слоистого шара получен рекуррентный процесс для нахождения функций a_{pq} ($p, q = 1, 2$) при $r = R_1$. Далее из (7) и (8) получим искомые смещения в спектральной области. Окончательно суммированием в (5) получаем решение в физической области $u_r(r, \theta, t)$ и $u_\theta(r, \theta, t)$.

Но поскольку функции Бесселя $J_v(z)$ и $Y_v(z)$ из (9) при возрастании пространственной частоты v быстро стремятся к нулю и бесконечности [1], в аналитическом решении возникают особенности. В этой ситуации вычисление на компьютере становится неустойчивым. Происходит выход за границы числового диапазона для любой вычислительной платформы. Поэтому для расчета телесейсмических волн для несущих частот в 1 герц и выше используется асимптотика. Пусть $J_v(x) \sim 0$, $Y_v(x) \sim \infty$ и $x \neq 0$. Тогда и их производные $J'_v(x) \sim 0$, $Y'_v(x) \sim \infty$. В этом случае в [3,4] получена новая асимптотика:

$$\frac{J'_v(x)}{J_v(x)} \sim \frac{\sqrt{v^2 - x^2}}{x}, \quad \frac{Y'_v(x)}{Y_v(x)} \sim -\frac{\sqrt{v^2 - x^2}}{x}. \quad (11)$$

Использование (11) позволяет устойчиво вычислять аналитическое решение для телесейсмических волновых полей для Земли в случае несущей частоты в 1 герц и выше. Может возникнуть вопрос. Чем плохи классические асимптотики? Почему бы их не использовать? Рассмотрим классические асимптотики [10]. Они верны при $v \gg |x|$.

$$J_v(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi v}} \left(\frac{ex}{2v} \right)^v, \quad Y_v(x) = -\sqrt{\frac{2}{\pi v}} \left(\frac{ex}{2v} \right)^{-v}. \quad (12)$$

Из (12) следует, что

$$\frac{J'_v(x)}{J_v(x)} = \frac{v}{x} \quad \text{и} \quad \frac{Y'_v(x)}{Y_v(x)} = -\frac{v}{x}. \quad (13)$$

Если $v \gg |x|$ то можно положить $\sqrt{v^2 - x^2} \sim v$. Тогда из (11) и (13) следует, что новая асимптотика будет совпадать с классической.

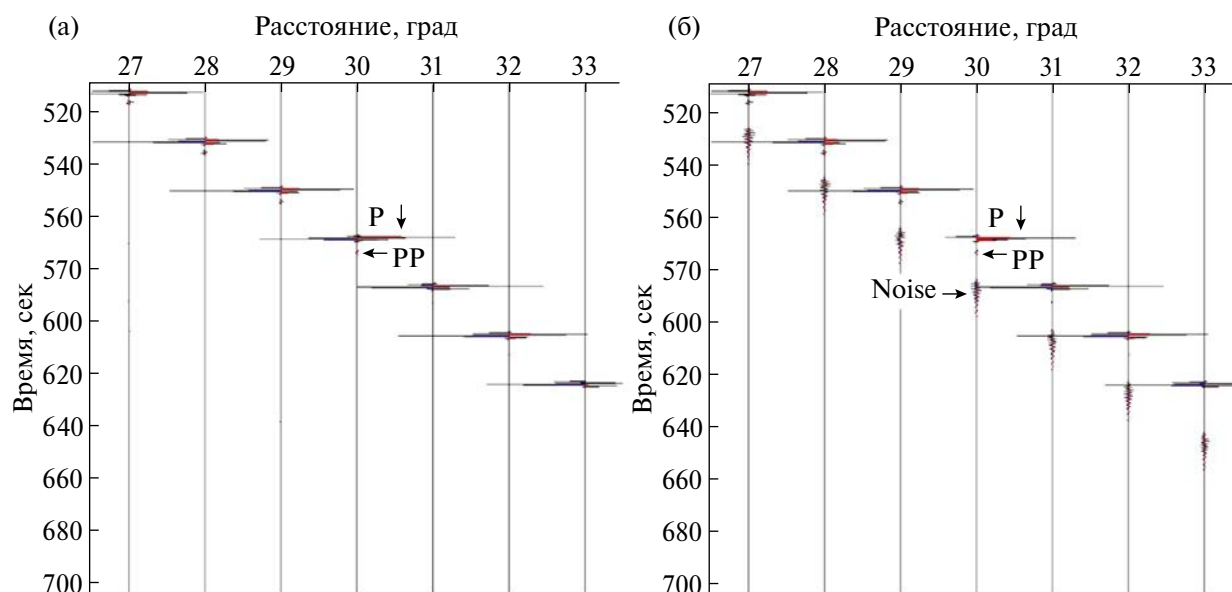


Рис. 1. Компонента U_r сейсмического поля с несущей частотой 1 герц для однородного шара земных размеров. В алгоритме расчета используется новая (а) и классическая (б) асимптотики. По вертикали — время в секундах (возрастает вниз), по горизонтали — расстояние в градусах. Буквы P и PP обозначают прямую и однократную продольные волны. Noise — помеха при использовании классической асимптотики.

На рис. 1 приведены волновые поля радиальной (вертикальной) компоненты u_r сейсмического поля с несущей частотой 1 герц для однородного шара с радиусом Земли $R_1 = 6371$ километров. Однородный шар имеет параметры: $V_p = 5.8$, $V_s = 3.45$, $\rho = 2.72$. По горизонтали приведены расстояния в градусах. По вертикали — время в секундах (возрастает вниз). При этом на рис. 1 а используется новая асимптотика (11). А на рис. 1 б — классическая асимптотика (13). Символы P и PP означают прямую и однократную продольные волны. В этом случае кинематика для угла φ для прямой волны P будет даваться известным выражением $t_p = 2R_1 \sin(\varphi/2)/V_p$. Соответственно кинематика однократной продольной волны PP — $t_{pp} = 4R_1 \sin(\varphi/4)/V_p$. Для угла в 30 градусов будет $t_p \approx 568,6$ секунд, а $t_{pp} \approx 573,5$ секунд. Приход этих волн обозначен символами P и PP на рис. 1. Далее все кратные волны распространяются по границам вписанных в круг многоугольников. В пределе многоугольники стремятся к окружности. Длина дуги окружности для угла φ в 30 градусов будет $R_1 \cdot \pi \cdot \varphi / 180 \approx 3335,85$. Поэтому для времен больших, чем $3335,85/V_p \approx 575,1$, кратных продольных волн P быть не может. Таким образом, волновая фаза, приходящая на рис. 1 б за P - и PP -волнами, заведомо является помехой, так как она регистрируется на времени (возрастает вниз) больше 580 секунд. Она обозначена символом Noise на рис. 1 б. Из литературы известны и другие

асимптотики (например, [11]). Но асимптотики из [11] приводят к формулам (13), то есть результаты ее применения к волновым задачам будут совпадать с классической асимптотикой.

Таким образом, в случае высоких частот использовать классическую асимптотику нельзя. Ее использование приводит к погрешности в решении даже для однородного шара. Причина этого в том, что классическая асимптотика верна при $v \gg |x|$. А при расчетах аналитического решения для шара земных размеров, например, функция Бесселя $J_\nu(x)$ становится близка к нулю, когда v сравнима с $|x|$. Это и приводит к невозможности использования классической асимптотики. А новая асимптотика как раз применима, когда $J_\nu(x) \sim 0$.

Разработанный аналитический метод позволяет устойчиво вычислять телсейсмические высокочастотные (1 герц и выше) волновые поля в шаре земных размеров. Использование новой асимптотики дает возможность эффективного вычисления решения без погрешностей с высокой детальностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКОГО РЕШЕНИЯ

На рис. 2 приведена радиальная (вертикальная) компонента u_r для дискретной (слоистой) модели Земли из [7, 8] в диапазоне эпицентральных расстояний 130–160 градусов. Импульс $f(t)$ в источнике

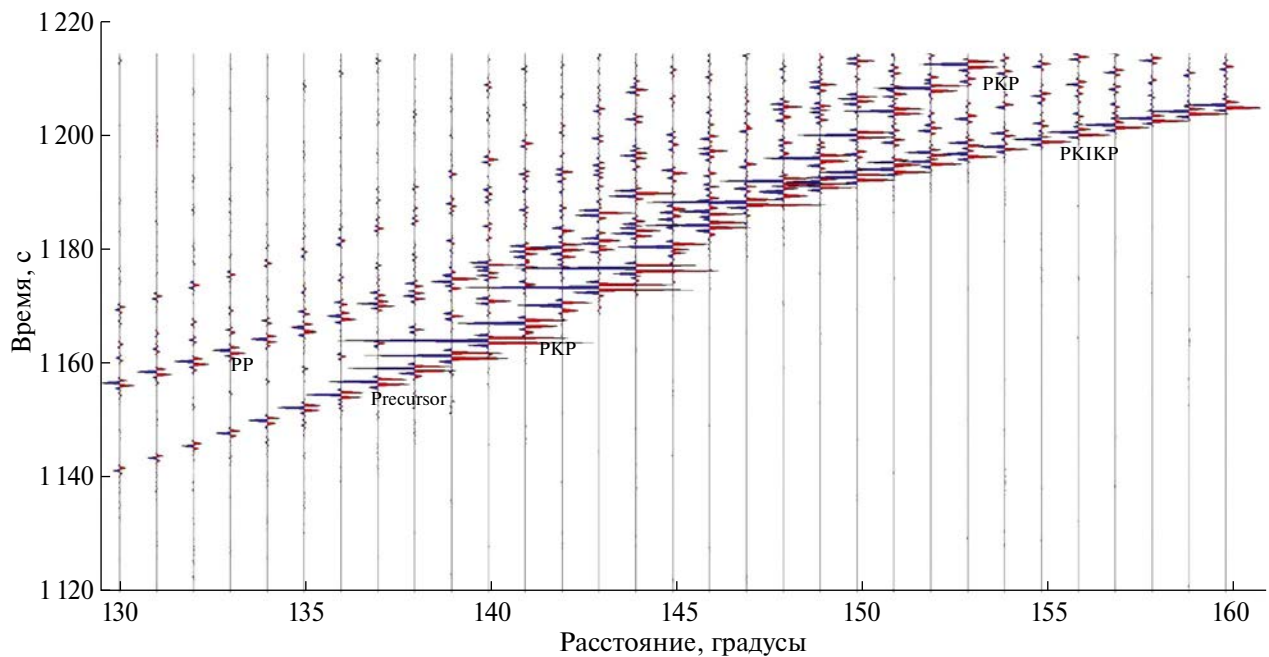


Рис. 2. Компонента U_r сейсмического поля. По вертикали приведено время в секундах (возрастает вверх), по горизонтали расстояние в градусах. Возникновение прекурсоров для модели Земли из [7, 8].

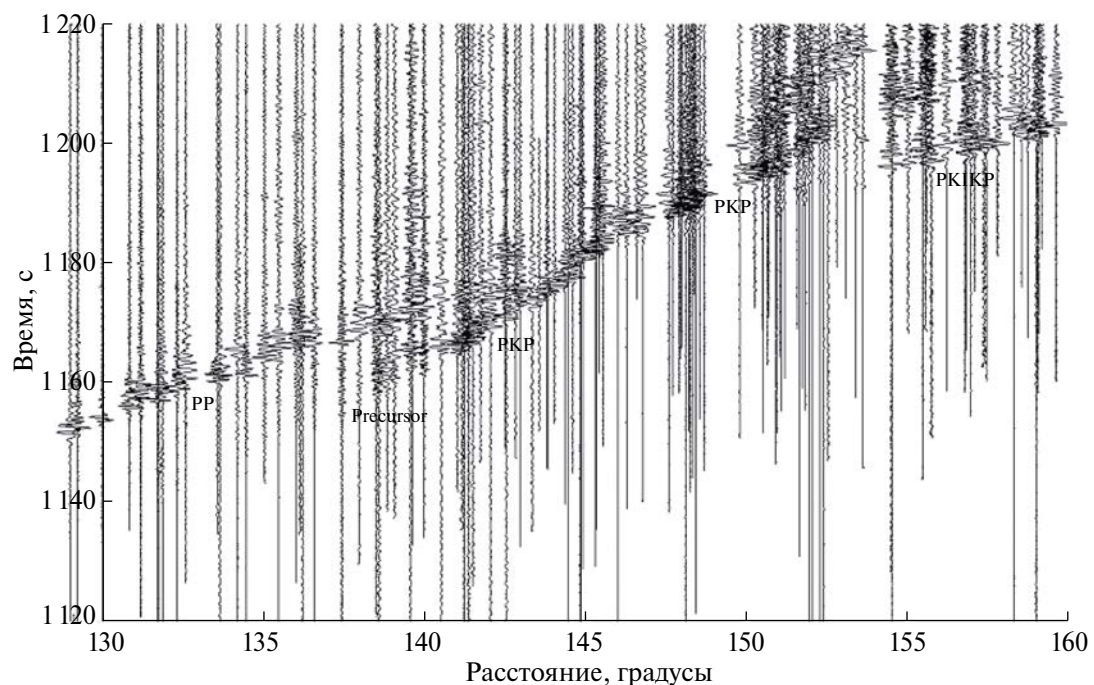


Рис. 3. Фрагмент монтажа сейсмограмм, полученного на сейсмических станциях мировой сети.

взят в виде функции Гаусса в (1) с несущей частотой в 1 герц. По горизонтали приведено расстояние в градусах. По вертикали — время (возрастает вверх). Из рис. 2 видно, что впереди *PKP*-волн возникают высокочастотные колебания небольшой

амплитуды (предвестники). Спектральный анализ показал, что их частота примерно равна 1.25 герца.

Аналогичные явления происходят и для известной модели АК135 [12]. В работе [4] показано, что для модели АК135 впереди *PKP*-волн также

возникают высокочастотные колебания небольшой амплитуды. Отметим, что для моделей Земли с непрерывным изменением скорости распространения сейсмических волн во внешнем ядре интерференционной картины не возникает [4]. Таким образом, явление возникновения небольших высокочастотных колебаний (предвестников) впереди *РКР*-волн полностью объясняется сферической геометрией слоистой Земли.

На рис. 3 представлен монтаж сейсмограмм, полученный по данным мировой сети сейсмических станций [4]. Сравнение рисунков 2 и 3 показывает, что теоретические сейсмограммы во многом похожи на экспериментальные сейсмограммы. Это подтверждает правильность идей, положенных в основу построения модели Земли в [7, 8].

ВЫВОДЫ

В работе получено аналитическое решение для волновых полей сейсмических волн в сферически-симметричной Земле. В аналитическом решении за счет быстрого убывания/возрастания бесселевых функций возникают особенности. Это приводит к неустойчивости решения на любой вычислительной платформе. Для устранения неустойчивости нужно использовать асимптотику. Исследовано применение классической и новой асимптотики для случая первого вступления продольных *P*-волн. Показано, что в случае шара земных размеров классическая асимптотика для высоких частот дает погрешность в решении, то есть ее использовать нельзя.

Использование новой асимптотики дало возможность эффективного вычисления решения без погрешностей с высокой детальностью. Создана программа, позволяющая проводить расчеты для высокочастотных (1 герц и выше) телесеизмических волновых полей в шаре планетарных размеров. Количество сферических слоев и параметры среды могут быть произвольными. Расчеты можно осуществлять на персональных компьютерах с распараллеливанием OpenMP.

По созданной программе проведен расчет с высокой детальностью для дискретной (слоистой) модели Земли из [7, 8] с несущей частотой в 1 герц. Она характеризуется тем, что в ней внешнее ядро обладает модулем сдвига, отличным от нуля. В результате аналитического расчета обнаружено, что впереди *РКР*-волн возникают высокочастотные колебания небольшой амплитуды, так называемые “предвестники”.

Аналитический расчет показал, что теоретические сейсмограммы для модели Земли из [7, 8]

во многом похожи на экспериментальные сейсмограммы, полученные мировой сетью сейсмических станций. Это сравнение говорит о правильности идей, положенных в основу построения модели Земли в работе [7, 8].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Государственным заданием ИФЗ РАН № 0144-2019-0011 и ИВМиМГ СО РАН № 0251-2021-0004.

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М: Наука. 2004. 798 с.
2. Фатьянов А.Г. Полуаналитический метод решения прямых динамических задач в слоистых средах // ДАН. 1990. Т. 310. № 2. С. 323–327.
3. Фатьянов А.Г., Бурмин В.Ю. Кинематика волновых полей в шаре // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 1. С. 61–67.
4. Фатьянов А.Г., Бурмин В.Ю. Возникновение предвестников *РКР*-волн в радиально-симметричной слоистой Земле // ДАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 84–88.
5. Wenbo Wu, Sidao Ni, Zhongwen Zhan, Shengji Wei. An SEM-DSM three-dimensional hybrid method for modeling teleseismic waves with complicated source-side structures // Geophysical Journal International. 2018. V. 215. Issue 1. P. 133–154.
6. Hao Shen, Xiaotian Tang, Chao Lyu, Liang Zhao. Spatial- and temporal-interpolations for efficient hybrid wave numerical simulations // Frontiers in Earth Science, Sec. Solid Earth Geophysics. 2022. V. 10.
7. Бурмин В.Ю. Строение мантии и ядра Земли по данным сейсмических станций мировой сети // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. Спецвыпуск. С. 41–71.
8. Бурмин В.Ю. Некоторые обратные задачи сейсмологии. Теория, эксперименты, результаты – Москва. “Наука”. 2019. 277 с.
9. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир. 1983. 880 с.
10. Shanjie Zhang, Jian-Ming Jin. Computation of special functions. John Wiley. 1996. 717p.
11. Керимов М.К., Скороходов С.Л. О некоторых асимптотических формулах для цилиндрических функций Бесселя // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 1990. Т. 30. № 12. С. 1775–1784.
12. Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // Geophys. J. Int. 1995. No. 122. P. 108–124.

SEISMIC WAVE FIELDS IN A SPHERICALLY SYMMETRIC EARTH. ANALYTICAL SOLUTION

A. G. Fatyanov^{a,#}, V. Yu. Burmin^{b,##}

^a*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Novosibirsk, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: fat@nmsf.sscs.ru*

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

An analytical solution is obtained for seismic wave fields in a spherically symmetric Earth. Asymptotics is used for stable calculation of wave fields. It is shown that the classical asymptotics in the case of a ball of large (in wavelengths) dimensions gives an error in the solution. The original asymptotics is used for efficient calculation of a solution without errors with high detail. A program has been created that makes it possible to carry out calculations for high-frequency (1 hertz and higher) teleseismic wave fields in a discrete (layered) sphere of planetary dimensions. Calculations can be carried out on personal computers with OpenMP parallelization. In the works of V. Yu. Burmina (2010, 2019) proposed a spherically symmetric model of the Earth. It is characterized by the fact that in it the outer core has a viscosity and, therefore, an effective shear modulus other than zero. For this model of the Earth, a highly detailed calculation was carried out with a carrier frequency of 1 hertz. As a result of the analytical calculation, it was found that high-frequency oscillations of small amplitude, the so-called “precursors,” appear ahead of the PKP waves. An analytical calculation showed that the theoretical seismograms for this model of the Earth are in many respects similar to the experimental data. This confirms the correctness of the ideas underlying its construction.

Keywords: spherically symmetric Earth, analytical solution, new asymptotics, stable solution Computation, teleseismic wave fields, Earth model, shear modulus, precursors of PKP waves

УДК 553.981; 551.35

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ГЕОСТРУКТУР ЛАПТЕВО-СИБИРОМОРСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

© 2024 г. А. И. Гресов^{1,*}, А. В. Яцук^{1,**}

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 11.05.2023 г.

Поступило 11.05.2023 г.

После доработки 16.08.2023 г.

Принято к публикации 03.10.2023 г.

Приведены данные газогеохимических исследований донных осадков Лаптево-Сибироморской зоны. Установленные изотопно-геохимические показатели свидетельствуют о доминировании в осадках эпигенетических углеводородных газов различных газоматеринских источников. Концентрации метана до $8.3047 \text{ см}^3/\text{кг}$ и суммы его гомологов — до $0.0260 \text{ см}^3/\text{кг}$ указывают на формирование УВ-аномалий, превышающих критерии аномальности для осадков арктического шельфа в 166 и 26 раз. Основными геологическими факторами формирования и распределения аномалий в донных осадках зоны являются высокая газоносность подстилающих отложений и газоматеринских источников, складчатая и разрывная тектоника, геоструктурное положение, сейсмоактивность и глубина залегания источников образования УВГ.

Ключевые слова: донные осадки, шельф, углеводородные газы, газонасыщенность, аномалии, геологические факторы, Лаптево-Сибироморская переходная зона

DOI: 10.31857/S2686739724020164

Лаптево-Сибироморская переходная зона (ЛСЗ) является в настоящее время объектом пристального внимания ученых мирового и российского научного сообщества. Интерес к ЛСЗ обусловлен формированием аномалий углеводородных газов (УВГ) в донных осадках в области сочленения Евразийской и Североамериканской литосферных плит [1, 2]. Основная цель настоящих исследований заключалась в изучении влияния основных геологических факторов формирования и распределения в осадках углеводородных аномалий. Актуальность работы обусловлена приоритетом научно-исследовательских работ в Арктической зоне России. Территория ЛСЗ расположена в пределах переходной зоны моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, в том числе в пределах сочленения Евро-Азиатской и Североамериканской литосферных плит, где глобальный раздвиг арктического сегмента Земли выражен Лаптевоморской грабен-рифтовой системой, базальтовым магматизмом

и цепочками эпицентров землетрясений магнитудой до 7 баллов на глубинах 4–36 км (рис. 1).

Среди структур, характеризующих раздвиг земной коры, выделяются Котельнический жесткий блок, не подверженный растяжению. В общей тектонической структуре региона также выделяются Восточно-Лаптевское поднятие, Столбовской и Бельковский горсты, Благовещенская и Шелонская структурные террасы; Новосибирский, Анисинский, Бельковско-Святоносский, Омолойский прогибы, Северо-Омолойский грабен-рифт и Санниковская седловина (рис. 1), сформированные в пределах Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых областей. В пределах ЛСЗ имеют развитие палеозойские магматические образования Котельнического и Решетниковского поднятий, раннемезозойские — Южно-Анжуйской сутуры и меловые — субмеридиональной зоны тектономагматической активизации, а также палеозойско-мезозойские битумопроявления и мел-неогеновые угольные залежи Новосибирских о-вов [3].

Основным материалом газогеохимических исследований являлись керны осадков 55 донных станций, отобранных грунтоотборными

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Владивосток, Россия

*E-mail: gresov@poi.dvo.ru

**E-mail: yatsuk@poi.dvo.ru

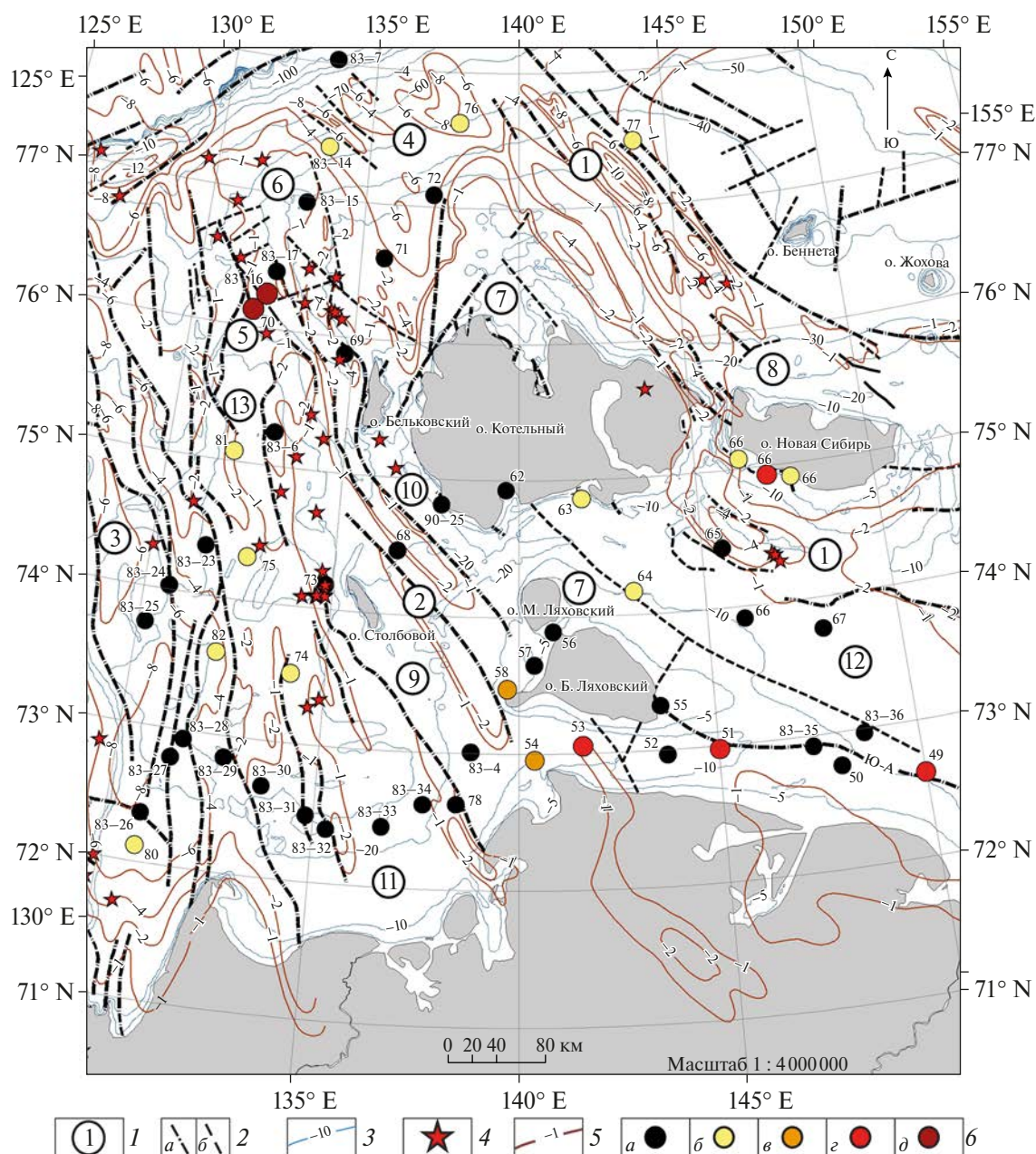


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта района исследований [3, 4]: 1 – геоструктуры первого порядка: прогибы: 1 – Новосибирский, 2 – Бельковско-Святоносский, 3 – Омолыйский, 4 – Анисинский; грабен-рифт: 5 – Северо-Омолыйский; поднятия: 6 – Восточно-Лаптевское, 7 – Котельничское, 8 – Решетниковское; горсты: 9 – Столбовской, 10 – Бельковский; структурные террасы: 11 – Шелонская, 12 – Благовещенская; 13 – Санниковская седловина. 2 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые. 3 – изобаты, м. 4 – эпицентры землетрясений (по данным USGS Earthquake Hazards Program). 5 – изогипсы мощности осадочного чехла, км. 6 – донные станции с концентрациями УВГ в осадках: < 0.05 (а), 0.05–0.25 (б), 0.25–0.50 (в), 0.50–1.00 (г) и > 1.00 см³/кг (д). Номера станций прибрежных экспедиций и попутного судового опробования – 49–82; рейсов LV83 и LV90 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” – 83–4–83–36 и 90–25. Ю-А – Южно-Анюйская сутура.

трубками, дночерпателями и мультикорами с НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, гидрографических и попутных судов ММФ РФ. В процессе работ использовался метод поинтервального отбора керна осадков в герметические

сосуды с последующей их дегазацией и анализом газа. Методика дегазации, хроматографического анализа и определения газонасыщенности донных отложений соответствовала нормативному Руководству [5]. Изучение изотопного состава

углерода $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ осуществлялось в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Для определения генезиса УВГ, помимо данных $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, использовался комплексный метод расчета геохимических показателей: молекулярной массы УВ-фракции ($M_{\text{УВ}}$), весовых концентраций C_1-C_5 , нормированных по отношению к $M_{\text{УВ}}$ в долях целого на 1000 (или в граммах на килограмм газа УВ-фракции) [6], и коэффициента “влажности” УВ-фракции [7] в виде: $\text{Квл} = (\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5 / \Sigma\text{C}_1-\text{C}_5) \times 100 (\%)$, где C_1-C_5 — весовые концентрации УВ в долях на 1000.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Интерпретация результатов газового опробования донных осадков и анализов изотопного состава углерода метана, а также данные работ [8–10] позволили выделить в осадках ЛСЗ одиннадцать генетических групп УВГ различных литотипов и газоматеринских источников, характеризующихся индивидуальными средними газогеохимическими показателями $M_{\text{УВ}}$, Квл и $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$. Исходя из полученных данных (табл. 1), сингенетические УВГ современных осадков характеризуются биохимическим происхождением. В миграционных (эпигенетических) газах гидратов, кайнозойских газовых залежей, торфяников и бурых углей доминируют биогенные газы с примесью метаморфогенной составляющей. Газогеохимические показатели УВГ каменных углей, предполагаемых мезозойских твердых битумов (антраксолитов?), газовых, конденсатногазовых, газоконденсатных, нефтегазовых и газонефтяных скоплений и залежей указывают на их метаморфогенное образование; магматических пород — магматогенное. В целом газогеохимические показатели всех групп УВГ достаточно близки по значениям к аналогам Восточно-Сибирского моря [9, 10], а также — Ленского, Анадырского, Охотоморского и Сахалинского углефтегазоносных осадочных бассейнов Востока России [8].

В процессе исследований установлено, что формирование состава и концентраций УВ-газов в донных осадках ЛСЗ подчиняются правилам аддитивности, то есть последовательного накопления в осадках УВГ различного генезиса с преобладанием газовой фазы и изотопно-газогеохимических показателей более углеводородонасыщенного материнского источника. Установлено, что максимумом средних концентраций CH_4 характеризуются осадки на участках развития УВГ бурых, каменных углей

и газогидратов (табл. 1), минимальными — магматических пород, промежуточными — остальные газоматеринские источники. Максимумы средних концентраций $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ установлены на площадях развития УВГ предполагаемых газоконденсатных, нефтегазовых и газонефтяных залежей, минимальные — современных осадков, магматических пород и кайнозойских газовых залежей, промежуточные — остальных литотипов и газоматеринских источников. Можно отметить двухкратное превышение средних концентраций CH_4 и $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ в осадках на площадях развития залежей каменного и бурого угля (табл. 1), что явно указывает на значительную роль степени катагенеза угольного (органического) вещества на процессы формирования УВ-насыщенности донных отложений.

В результате газогеохимических исследований донных отложений ЛСЗ установлено, что концентрации CH_4 и $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ в осадках закономерно возрастают от 0.0017 и 0.00001 $\text{см}^3/\text{кг}$ до 8.3047 и 0.02593 $\text{см}^3/\text{кг}$ с увеличением глубины их опробования от 0.1 до 3.3 м и в среднем составляют 0.1700 и 0.00220 $\text{см}^3/\text{кг}$. Исходя из критериев аномальности $\text{CH}_4 > 0.05$ и $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5 > 0.001$ $\text{см}^3/\text{кг}$ для осадков Восточноарктического шельфа [2], максимальные их концентрации превышают указанные показатели в 166 и 26 раз, средние — в 3.4 и 2.2 раза, что указывает на высокую УВ-насыщенность донных осадков района исследований. При этом влияние структурно-тектонического строения ЛСЗ является одним из основных факторов формирования и распределения УВ-аномалий.

В процессе исследований установлено, что максимум средних концентраций CH_4 наблюдается в донных осадках Северо-Омолыйского грабен-рифта и поднятий, $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ — Санниковской седловины и прогибов, минимумом обоих — горстов (табл. 2). Промежуточное положение занимают осадки структурных террас. При этом формирование аномалий CH_4 и $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ с концентрациями до 2.3056 и 0.02313 $\text{см}^3/\text{кг}$ наблюдается в осадках крыльев прогибов и грабен-рифта, до 8.3047 и 0.02593 — их осевой (мульдовой) части, до 0.3620 и 0.01849 $\text{см}^3/\text{кг}$ — замыкания синклиналиных складок. Аналогичные значения в осадках западного крыла Котельнического поднятия достигают 0.6900 и 0.00899, сводовой части — 0.5378 и 0.00647 $\text{см}^3/\text{кг}$. Формирование аномалий метана — 0.0553–0.1494 $\text{см}^3/\text{кг}$ и $\Sigma\text{C}_2-\text{C}_5$ — 0.0086–0.0102 $\text{см}^3/\text{кг}$ в донных отложениях Санниковской седловины наблюдается в центральной ее части. Низкие концентрации

Таблица 1. Средние значения газогеохимических показателей и концентраций УВГ донных осадков района исследований на участках развития различных газоматеринских источников

Генетические группы УВГ (номера станций)	Средние значения показателей			CH ₄ , см ³ /кг			ΣC ₂ -C ₅ , см ³ /кг		
	M _{УВ} , г/моль	К _{вл} , %	δ ¹³ C-CH ₄ , ‰	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее
1.Современных осадков (57, 62, 64)	16.05	0.1	−78.0	0.0180	0.0654	0.0347	0.00003	0.00004	0.00003
2.Газогидратов (70, 83-7, 83-14, 83-16)	16.10	0.7	н. о	0.0059	8.3047	2.4143	0.00003	0.00682	0.00237
3.Торфяников (55, 59)	16.13	1.1	−62.0	0.0305	0.1058	0.0681	0.00024	0.00139	0.00081
4.Угольных залежей:	16.20	1.9	−60.7	0.0029	0.6275	0.2068	0.00004	0.00644	0.00257
4.1. бурых углей (58, 60, 63, 66, 80, 83-28)	16.27	2.6	−58.0	0.0018	0.6900	0.4755	0.00004	0.00899	0.00594
4.2. каменных углей (49, 51, 53, 83-34)									
5.Газовых залежей:	16.15	1.4	н. о	0.0117	0.0637	0.0377	0.00010	0.00052	0.00026
5.1. кайнозойских (61, 78)	16.41	3.1	−56.0	0.0097	0.0507	0.0302	0.00028	0.00115	0.00071
5.2. мезозойских*(74, 83-32)									
6.Магматических пород* (52, 56, 71, 83-15, 83-17, 83- 24, 83-30, 90-25)	16.65	6.5	н. о	0.0037	0.0210	0.0072	0.00018	0.00060	0.00026
7.Твердых битумов* (50, 54, 69, 73, 83-6, 83-23, 83-35, 83-36)	17.64	16.7	−49.8	0.0030	0.3620	0.0598	0.00027	0.00424	0.00137
8.Конденсатногазовых за- лежей* (67, 79, 81, 83-4, 83- 25, 83-26, 83-29, 83-31)	17.12	12.0	−53.0	0.0065	0.1549	0.0580	0.00043	0.01019	0.00379
9.Газоконденсатных зале- жей* (68, 75, 82)	18.28	23.4	−50.4	0.0243	0.1524	0.0773	0.00375	0.02313	0.01165
10.Нефтегазовых залежей* (65, 77)	19.43	31.8	−48.2	0.0083	0.0923	0.0503	0.00190	0.01849	0.01020
11.Газонефтяных залежей* (72, 76)	21.60	47.2	−44.8	0.0358	0.0570	0.0464	0.01396	0.02593	0.01995

Примечание: полужирным шрифтом выделены аномальные концентрации УВГ, н.о — не определялся. * — предполагаемые залежи.

CH₄, ΣC₂-C₅ и отсутствие их аномалий в осадках горстов указывают на доминирование процессов дегазации в этих структурах. Аналогическая газодинамическая ситуация установлена и в осадках Восточно-Лаптевского поднятия, где установлена одна локальная аномалия метана (рис. 1). Формирование в осадках Шелонской и Благовещенской террас аномалий CH₄ и ΣC₂-C₅—0.0507—0.6723 и 0.00115—0.00825 см³/кг (табл. 2) связано с миграцией УВГ в зонах разломов и его апофизов, транзитно секущих углегазоносные формации.

Структурно-формационные особенности отложений позволяют предполагать, что

продольные складчатости фундамента разломы были активными в палеозое, поперечные и диагональные — мел-кайнозое. Смещение по разломам кайнозойских отложений, геоморфологические данные, современная сейсмичность ЛСЗ и газогеохимические показатели эпигенетических УВГ указывают на продолжающиеся до настоящего времени движения по ним и активной их роли в процессах миграции газов в донные отложения. При этом интенсивность тектонической нарушенности западной части ЛСЗ (условная граница по меридиану 140°Е) в значительной мере выше, чем

Таблица 2. Средние концентрации УВГ в донных осадках геоструктур района исследований

Геоструктуры	CH ₄ , см ³ /кг			ΣC ₂ -C ₅ , см ³ /кг		
	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее
Структурные террасы (19):	0.0017	0.6723	0.0500	0.00001	0.00825	0.00088
Благовещенская (8)	0.0037	0.6723	0.0987	0.00001	0.00825	0.00165
Шелонская (11)	0.0017	0.0507	0.0146	0.00009	0.00115	0.00033
Поднятия (30):	0.0022	0.6900	0.0963	0.00001	0.0899	0.00119
Решетниковское (3)	0.0637	0.6275	0.2657	0.00005	0.00644	0.00279
Котельничское (14)	0.0037	0.6900	0.1402	0.00001	0.00899	0.00183
Восточно-Лаптевское (13)	0.0022	0.0659	0.0098	0.00004	0.00036	0.00014
Горсты (4):	0.0025	0.0083	0.0065	0.00008	0.00062	0.00037
Столбовской (1)	0.0070	0.0070	0.0070	0.00023	0.00023	0.00023
Бельковский (3)	0.0025	0.0083	0.0063	0.00008	0.00062	0.00042
Прогибы (34):	0.0029	0.3620	0.0391	0.00004	0.02313	0.00326
Новосибирский (7)	0.0050	0.1058	0.0349	0.00006	0.01849	0.00320
Анисинский (8)	0.0054	0.0570	0.0242	0.00066	0.02593	0.00389
Бельковско-Святоносский (9)	0.0068	0.3620	0.0552	0.00016	0.00424	0.00194
Омолыйский (10)	0.0029	0.1524	0.0394	0.00004	0.02313	0.00408
Северо-Омолыйский грабен-рифт (14)	0.0022	8.3047	0.9677	0.00007	0.01966	0.00307
Санниковская седловина (6)	0.0068	0.1549	0.0641	0.00005	0.01019	0.00486
Район исследований (107)	0.0017	8.3047	0.1700	0.00001	0.02593	0.00219

Примечание: полужирным шрифтом выделены аномальные концентрации УВГ, в скобках — число определений.

в восточной (рис. 1), при средней УВ-насыщенности (ΣC₁-C₅) осадков 0.2030 см³/кг в первой и 0.1307 см³/кг — во второй. Следует также отметить, что в пределах линейной сейсмоактивной зоны, представленной цепочкой эпицентров землетрясений в западной части ЛСЗ, в донных осадках установлены аномалии CH₄ до 8.3047 см³/кг и ΣC₂-C₅ — до 0.01966 см³/кг.

В целом распределение УВ-аномалий в донных отложениях ЛСЗ по станциям газогеохимического опробования приведено на рис. 1.

Исходя из полученных данных, основными геологическими факторами формирования и распределения аномалий УВГ в донных отложениях ЛСЗ являются глубина их залегания, высокая газоносность подстилающих отложений и газонасыщенность материнских источников, степень катагенеза угольного (органического) вещества, сейсмоактивность района исследований, геоструктурное положение и тектонический фактор.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Газогеохимические и аналитические исследования выполнены в рамках Гостемы ТОИ ДВО РАН № FWMM-2024-0029 “Геология и геохимия природных газов, газогеохимические индикаторы геологических процессов и полезных ископаемых Мирового океана” (124022100076-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. B. Cramer D. Franke // Journal of Petroleum Geology. V. 28(4), October 2005, P. 1–15.
2. Яшин Д. С., Ким Б. И. // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 24–35.
3. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000 000. Серия Лаптево-Сибироморская. Листы S-53, S-54. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016, 309 с.
4. Государственная геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

5. Руководство по определению и прогнозу газоносности вмещающих пород при геологоразведочных работах. Ростов-на-Дону: ВНИИГРИУголь. 1985. 96 с.
6. Велев В.Х. Молекулярная масса углеводородной фракции и весовое распределение компонентов C_1-C_5 в природных газах разных генетических типов. Органическая геохимия нефтей, газов и органического вещества докембрия. (Под ред. Алексеева А.А.). М.: Наука, 1981, С. 22–28.
7. Abrams M.A. // Marine and Petroleum Geology. 2005. № 22. P. 457–477.
8. Гресов А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока и перспективы ее промышленного освоения. Том 2. Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2012. 468 с.
9. Гресов А.И., Яцук А.В. // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 197–215.
10. Гресов А.И., Яцук А.В. // Геология нефти и газа. 2023. № 1. С. 95–110.

GEOCHEMICAL ANOMALIES OF HYDROCARBON GASES IN BOTTOM SEDIMENTS OF GEOSTRUCTURES OF THE LAPTEV-SIBERIAN TRANSITION ZONE OF THE EAST ARCTIC SHELF

A. I. Gresov^{a, #}, A. V. Yatsuk^{a, ##}

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: gresov@poi.dvo.ru*

^{##}*E-mail: yatsuk@poi.dvo.ru*

The data of gas geochemical studies of bottom sediments of the Laptev-Siberian transition zone are presented. The established isotope-geochemical indicators determine the dominance of epigenetic hydrocarbon gases of various gas sources in the sediments. Methane concentrations up to 8.3047 cm³/kg and the sum of its homologues up to 0.0260 cm³/kg indicate the formation of hydrocarbon anomalies exceeding the anomaly criteria for Arctic shelf sediments by 166 and 26 times. The main geological factors for the formation and distribution of anomalies in the bottom sediments of the Laptev-Siberian transition zone are the high gas content of the underlying sediments and gas sources, fold and fault tectonics, geostructural position, seismic activity and depth of occurrence of hydrocarbon sources.

Keywords: bottom sediments, shelf, hydrocarbon gases, genesis, gas saturation, anomalies, geological factors, Laptev-Siberian transition zone

УДК 577.38:574.62

ОПТИМАЛЬНЫЙ ПРОМЫСЕЛ ПРОТИВ ХАОСА В ДИНАМИКЕ ПОПУЛЯЦИЙ

© 2024 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,*}, В. Г. Ильичев^{1,**}

Поступило 16.10.2023 г.

После доработки 27.10.2023 г.

Принято к публикации 30.10.2023 г.

Динамика численности рыбных популяций даже для простых классов функций воспроизводства может быть довольно сложной (вплоть до возникновения хаотических режимов). Возникает проблема: как изменится поведение численности при наложении на нее оптимального долгосрочного промысла. Здесь определены и обоснованы фундаментальные свойства соответствующего ежегодного вылова. На их основе с учетом компьютерных экспериментов обнаружен неожиданный результат: при оптимальном промысле динамика популяции сильно упрощается, и, в частности, хаос трансформируется в монотонное стремление численности рыб к равновесию.

Ключевые слова: популяция, рыба, динамика, численность, ежегодный вылов, функция Беллмана, хаос, устойчивое равновесие

DOI: 10.31857/S2686739724020174

Согласно наблюдениям, динамика численности природных популяций (например, рыб) может быть довольно сложной (вплоть до возникновения хаотических режимов). Это подтверждают и многие модели, используемые в математической экологии [1]. Многие гидробиологи и зоологи полагают, что такого сорта негативные явления связаны с гиперпродукцией природных популяций. Так, при благоприятной температуре возникает бурный рост сине-зеленых водорослей, который порождает экологическую катастрофу — цветение воды.

В связи с этим актуальна проблема влияния оптимального многолетнего промысла на долговременное (= асимптотическое) поведение численности популяций. Так, если промысел еще более “запутывает” динамику рыбных популяций, то это сильно осложняет разработку стратегии вылова. В ряде работ рассмотрены простейшие стратегии промысла (= вылов с фиксированной квотой), и обнаружено: имеет место определенная стабилизация поведения рыбных популяций [2]. Разумеется, такой вылов далек от оптимального, кроме того, выводы получены для конкретных моделей с привлечением

компьютерных экспериментов, и поэтому поставленная выше проблема остается открытой.

В наших статьях и работах других авторов [3–7] разработаны фундаментальные подходы к теории оптимизации долголетнего промысла. В конечном счете удалось обнаружить, что стабилизация хаоса при оптимальном промысле имеет место для широкого класса моделей. Веские основания этого результата приведены в данной статье.

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ОПТИМАЛЬНОГО ПРОМЫСЛА

В этом вводном разделе представлены результаты, полученные ранее в работах [8, 9]. Для удобства читателей приводимые свойства, кроме нумерации, снабжены большими буквами, означающими: М — математика, У — промысел, Э — экономика.

Обсудим эти свойства на примере одномерной дискретной модели динамики численности рыб (с шагом в 1 год):

$$x_{t+1} = f(x_t). \quad (1)$$

Здесь x_t — численность рыбы в год t . Естественно полагать $f(0) = 0$ с условием, что функция воспроизводства f является положительной и одновременно гладкой функцией. Рассмотрим типичные варианты таких моделей.

¹Федеральный исследовательский центр Южный Научный Центр Российской Академии наук, Ростов-на-Дону, Россия

*E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

**E-mail: vitality369@yandex.ru

Монотонная модель. Считаем, что функция $f(x)$ строго возрастает и строго вогнута вверх. В таких моделях процессы гибели и размножения сбалансированны при любых x . Кроме того, выполняются условия:

1. $f'(0) > 1$ — сильный рост при малой численности;
2. $f(x)/x < 1$ — слабый рост при большой численности.

Например, данным ограничениям удовлетворяют функции $f(x) = 3 \cdot x / (1 + x)$ и $f(x) = \ln(1 + 2x)$. Геометрически при малых x график f находится выше биссектрисы первого октанта, а при больших — ниже. Поэтому сразу устанавливаем следующее.

Свойство M-1. В модели (1) имеется единственное положительное и устойчивое равновесие (c).

Из монотонности f получаем: при $x_0 < c$ рекурсия (1) порождает возрастающую последовательность $\{x_t\}$, которая сходится к точке c . Аналогично, при $c < x_0$ находим: убывающая рекурсия $\{x_t\}$ стремится к той же точке c . Поэтому в такой модели (1) реализуется простая динамика.

Унимодальная модель, в которой правая часть $f(x)$ является “одногорбой”. Например, $f(x) = 4 \cdot x \cdot (1 - x)$ для x из $[0, 1]$. Здесь в точке $x = 1/2$ возникает горб, а другая точка $x = 3/4$ является неустойчивым равновесием. Такая ситуация свойственна популяциям, склонным к гиперпродукции. После вспышки численности наступает дефицит корма или самоотравления, а затем происходит падение численности. Тогда в зависимости от выбора начального значения x_0 реализуются разнообразные динамические режимы (периодические, аperiodические и даже хаотические). Аналогично, горбатым является и график функции $f(x) = 23 \cdot x \cdot \exp(-x)$.

Теперь дополнительно учтем и ежегодный вылов рыбы (u_t), тогда прежняя модель (1) модифицируется к виду:

$$x_{t+1} = f(x_t - u_t). \quad (2)$$

Здесь естественно потребовать ограничение на вылов (= допустимый вылов): $0 \leq u_t \leq x_t$ для всех t .

Для оценки экономической эффективности определим так называемую *функцию полезности* (p) каждого вылова. Согласно стандартным экономическим представлениям, считаем: $p(0) = 0$, $p'(0) = 1$ и p является гладкой, монотонно возрастающей и вогнутой (= выпуклой вверх) функцией. Например, $p(u) = u / (1 + u)$ или $p(u) = \ln(1 + u)$.

В простейшем случае $p(u) = c \cdot u$, где c — рыночная цена рыбы (полагаем $c = 1$). Рыночную цену иногда называют внешней ценой.

Разумеется, общий доход за все время промысла зависит от начального значения численности популяции (x_0) и определяется как супремум бесконечного ряда:

$$B(x_0) = \sum_{t=0}^{\infty} \beta^t \cdot p(u_t) \rightarrow \sup \quad (3)$$

по всем допустимым $\{u_t\}$. Здесь через β обозначен так называемый коэффициент дисконтирования (= банковская ставка). При выборе β из диапазона $(0, 1)$ обеспечивается, как правило, сходимость ряда (3).

Теперь следует потребовать более сильное условие невымирания $f'(0) > 1/\beta$. В этом случае при $x > 0$ гарантируется выполнение $u(x) < x$. А при $f'(0) < 1/\beta$ ситуация не столь однозначная. В ряде случаев при малых x возможно $u(x) = x$.

Пусть задано начальное значение x_0 . Тогда основная проблема долгосрочного промысла — это выбор бесконечного семейства управлений $\{u_t\}$, когда достигается цель (3). Здесь в духе теории динамического программирования [10] следует построить следующую последовательность “укороченных” сумм (3):

$$B_n(x_0) = \sum_{t=0}^n \beta^t \cdot p(u_t). \quad (4)$$

И тогда имеет место основное рекуррентное соотношение:

$$B_{n+1}(x) = \max [p(u) + \beta \cdot B_n(f(x - u))] \\ \text{по всем } u \text{ из } [0, x].$$

В работе [11] установлено, что при $n \rightarrow \infty$ предел такой последовательности существует и является “хорошей” функцией: непрерывно дифференцируема и монотонно возрастает. Данная предельная т.н. *функция Беллмана* (= суммарный доход) удовлетворяет ключевому соотношению

$$B(x) = \max [p(u) + \beta \cdot B(f(x - u))] \\ \text{по всем } u \text{ из } [0, x]. \quad (5)$$

Дополнительно отметим: если $f(x)$ — вогнута, то и $B(x)$ — вогнута (рис. 1 а). Тогда $B'(x)$ оказывается убывающей функцией (рис. 1 б). В экономике принято трактовать производную от дохода как (внутреннюю) цену рыбы, когда ее численность равна x . Справедливо естественное $B'(0) = \infty$, т.е. при отсутствии рыбы ее цена равна бесконечности.

Далее, из правой части (5) следует, что оптимальный промысел u в (2) зависит только от x и никак не связан с переменной t . Это хорошее

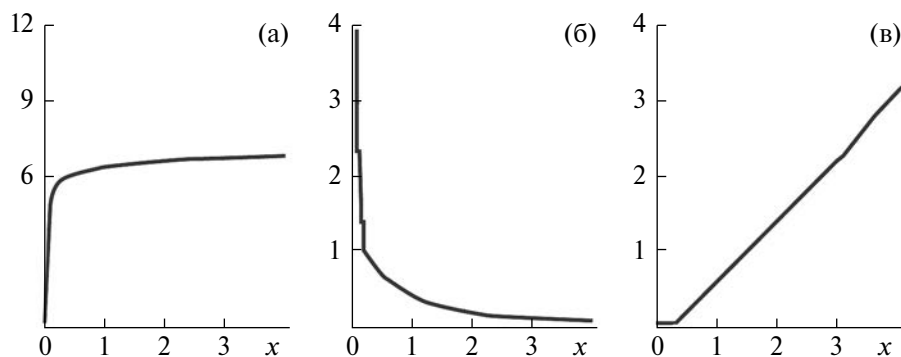


Рис. 1. Конкретный пример функции Беллмана (а), внутренней цены (б), оптимального вылова (в).

свойство реализуется только при оптимизации на бесконечный период промысла.

Напротив, если суммируется доход от промысла за конечный промежуток времени, то u может зависеть и от переменной времени. Здесь, разумеется, в последний год следует изымать всю популяцию. Это неэкологично, поэтому рассматривать бесконечный промысел предпочтительнее.

Функцию Беллмана $B(x)$ можно трактовать как своеобразную глобальную функцию полезности, а $p(u)$ — как локальную функцию полезности. Эти “полезности” взаимосвязаны.

Свойство Э-2. Для оптимального промысла $u = u(x) > 0$ выполняется соотношение:

$$B'(x) = p'(u) \quad (6)$$

Иными словами, при оптимальном вылове внутренняя цена должна совпадать со внешней. Далее, имеет место (рис. 1 в) следующее.

Свойство У-3. Оптимальный промысел $u(x)$ — неубывающая функция. При малых x оптимальный промысел u равен нулю, а затем монотонно возрастает.

Ниже такое критическое значение численности, при котором начинается реальный промысел, будем обозначать через N .

Далее выполняется важное свойство.

Свойство У-4. Функция $x - u(x)$ монотонно возрастает.

Иными словами, с ростом численности рыбы в водоеме промысел также возрастает, но медленнее. Несколько неожиданно, что найденные математическим образом свойства промысла оказались экологосберегающими.

СТАБИЛИЗАЦИЯ ДИНАМИКИ ЧИСЛЕННОСТИ ПОПУЛЯЦИИ

Ниже будем опираться на простые геометрические представления с учетом прежних простых требований: $f(x)$ — монотонна, строго вогнута и слабо растет на бесконечности. Напомним, ранее такую модель называли монотонной.

Для упрощения изложения введем также вспомогательную функцию

$$g(x) = f[x - u(x)], \quad (7)$$

в которой $u(x)$ — оптимальный промысел в точке x . Теперь модель (2) равносильна следующей $x_{t+1} = g(x_t)$. На основе свойства У-4 находим: g — монотонно возрастает, и выполняются прежние свойства $g(0) = 0$ и $g'(0) = f'(0) > 1/\beta$. Здесь важную роль играют точки пересечения функции g с биссектрисой первого ортанта. Такие точки заведомо существуют, поскольку вблизи $x = 0$ график g располагается выше, а при больших x — ниже биссектрисы. Каждая возможная точка (с) такого пересечения удовлетворяет соотношению “равновесия” (π -равновесие) $g(c) = c$.

Замечательно, когда траектория стартует из π -равновесной точки c (т.е. $x_0 = c$), тогда возникает ситуация “самовоспроизведения”:

$$x_t = c \text{ и } u_t = u(c) \text{ для всех } t. \quad (8)$$

Здесь одновременно стабилизируются две последовательности $\{x_t\}$ и $\{u_t\}$.

Формально таких равновесий может быть много. Ситуацию проясняет [9].

Утверждение М-1. π -равновесие c единственно.

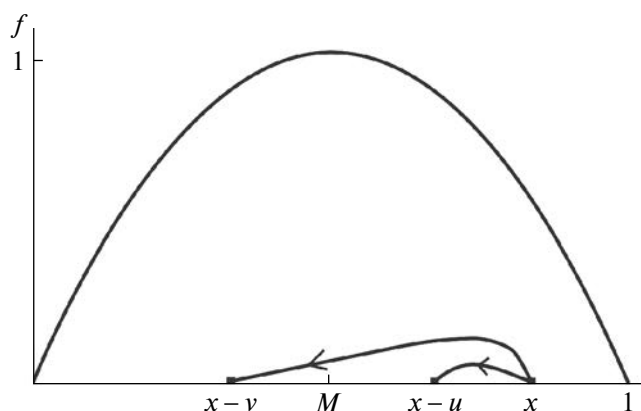


Рис. 2. Замена малого вылова u большим выловом v . Здесь $f(x-u) = f(x-v)$.

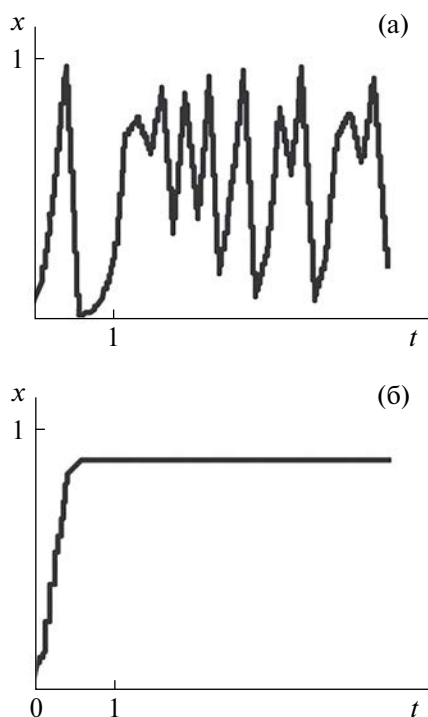


Рис. 3. Хаос в унимодальной модели $x_{t+1} = 4 \cdot x_t \cdot (1 - x_t)$ (а); стабилизация при добавлении оптимального промысла (б).

Удивительно, но координата равновесной точки c никак не зависит от вида функции полезности p . Теперь совсем легко установить следующее.

Утверждение М-2. В монотонной модели (2)+(3) всякая положительная траектория стремится к p -равновесию c .

Действительно, в силу монотонности функции g при $x_0 < c$ последовательность $\{x_t\}$ монотонно возрастает и сходится к c . Аналогично

при выборе $x_0 > c$ возникает убывающая последовательность, стремящаяся к прежнему равновесию.

Таким образом, с учетом свойства М-1 показано, что оптимальный промысел “не портит” исходную стационарную динамику численности популяции.

Ниже рассмотрим более сложный случай, когда $f(x)$ — унимодальная (= горбатая) функция и достигает своего максимума в точке M . Считаем, что в интервале $(0, M)$ данная трофическая функция вогнута. Например, $f(x) = 4 \cdot x \cdot (1 - x)$ или $f(x) = 23 \cdot x \cdot \exp(-x)$. Если последнюю зависимость [12] использовать в модели (2), то в ней возникают сложные режимы (хаотические и др.) [13]. Тем не менее имеет место следующее.

Утверждение М-3. В унимодальной модели (2)+(3) возникает устойчивый стационарный режим.

В самом деле, пусть задана начальная точка $x_0 > 0$. Обозначим через $\{u_0, u_1, u_2, \dots\}$ последовательность оптимальных выловов, соответствующую траектории $\{x_0, x_1, x_2, \dots\}$. Теперь обсудим возможное расположение точки $z = x_0 - u_0$ относительно точки M . Если $M < z$, то построим другой допустимый ряд выловов $\{v, u_1, u_2, \dots\}$, в котором единственный новый элемент удовлетворяет условию $f(z) = f(x_0 - v)$. Тогда $x_1 = f(x_0 - v)$ и, значит, далее реализуется прежняя траектория. Самое главное, обязательно имеет место $v > u_0$, и поэтому доход для новой траектории будет больше. Это противоречит оптимальности прежней траектории. Значит, при $t = 0$ и, разумеется, для остальных моментов времени точка $(x_t - u_t)$ находится на участке $(0, M)$, на котором функция f вогнута и монотонна. Следовательно, согласно приведенному выше утверждению, должна возникать окончательная стабилизация динамики данной модели.

На рис. 3 приведен сравнительный анализ поведения до и после промысла c в модели со сложной динамикой при функции полезности $p(u) = u / (1 + u)$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. О СТАБИЛИЗАЦИИ ПРИ ОПТИМАЛЬНОМ ПРОМЫСЛЕ

Многие “беды” экологических систем происходят от гиперпродукции некоторых популяций. Наличие промысла формально смягчает процессы роста популяции. Оказывается, оптимальный промысел достаточно сильно снижает численность, чтобы полностью “убить” хаос. Для более

глубокого понимания данного явления следует провести модельные исследования системного характера. Например, рассмотреть взаимодействие двух популяций со сложным поведением (см. примеры в [14]), которые подвержены промыслу (одновременно или по отдельности). Происходит ли в этих ситуациях стабилизация динамики численности всей системы или только ее отдельных компонент?

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме государственного задания ЮНЦ РАН № 122 011 900 153 9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. May R.M. Biological populations obeying equations stable points, stable cycles and chaos // J. Theor. Biology. 1975. V. 51. № 2. P. 511–524.
2. Фрисман Е.Я., Жданова О.А., Колбина Е.А. Влияние промысла на генетическое разнообразие и характер динамического поведения менделеевской лимитированной популяции // Генетика. 2010. Т. 46. № 2. С. 272–281.
3. Clark C.W. Bioeconomic modelling and fisheries management. New York: Wiley, 1985. 320 p.
4. Tyutyunov Y., Arditi R., Buttiker B., Dombrovsky Y., Staub E. Modelling fluctuations and optimal harvesting in perch populations // Ecological modeling. 1993. № 69. P. 19–42.
5. Матишов Г.Г., Ильичев В.Г. Об оптимальной эксплуатации водных ресурсов. Концепция внутренних цен // ДАН. 2006. Т. 406. № 2. С. 249–251.
6. Il'ichev V.G., Rokhlin D.B. Internal prices and Optimal Exploitation of Natural Resources // Mathematics. 2022. V. 10. Article 1860. P. 1–14. <https://doi.org/10.33390/math10111860>
7. Скалецкая Е.И., Фрисман Е.Я., Шапиро А.П. Дискретные модели динамики численности популяций и оптимизация промысла. М.: Наука, 1979. 165 с.
8. Ильичев В.Г., Рохлин Д.Б., Угольников Г.А. Об экономических механизмах управления биоресурсами // Известия РАН. Теория и системы управления. 2000. № 4. С. 104–110.
9. Ильичев В.Г. Устойчивость, адаптация и управление в экологических системах. М.: Физматлит, 2009. 192 с.
10. Беллман Р. Динамическое программирование. М.: Изд-во иностр. лит. 1960. 400 с.
11. Рохлин Д.Б. Производная решения функционального уравнения Беллмана и цена биоресурсов // Сиб. журн. индустр. математики. 2000. Т. 3. № 1 (5). С. 169–181.
12. Ricker W.E. Stock and recruitment // J. Fish. Res. Board of Canada. 1954. V. 11. № 5. P. 569–623.
13. Якобсон М.В. О свойствах однопараметрического семейства динамических систем // УМН. 1976. Т. 3. № 2 (188). С. 239–240.
14. Свирижев Ю.М., Логофет Д.О. Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука, 1978. 352 с.

OPTIMAL HARVESTING VS. CHAOS IN POPULATION DYNAMICS

Academician of the RAS G. G. Matishov^{a, #}, V. G. Il'ichev^{a, ##}

^aSouthern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation

[#]E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

^{##}E-mail: vitality369@yandex.ru

The dynamics of fish populations, even for simple classes of reproduction functions, can be quite complex (up to the emergence of chaotic regimes). The problem arises: how will the population behavior change when optimal long-term fishing is imposed on it? Here the properties of the corresponding annual catch are defined and justified. On their basis, for the first time, an unexpected result was strictly substantiated: with optimal fishing, population dynamics are greatly simplified, and, in particular, chaos is transformed into a monotonous tendency of fish numbers to balance.

Keywords: population, fish, dynamics, abundance, annual catch, Bellman function, chaos, stable equilibrium

УДК 551.51

ПОСЛЕДСТВИЯ ОСЛАБЛЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО БАРЬЕРА
АРКТИЧЕСКОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ© 2024 г. Член-корреспондент РАН В. В. Зуев^{1,*}, Е. С. Савельева^{1,2}, Э. А. Масленникова^{1,2},
А. С. Томашова¹, В. Н. Крупчатников², О. Г. Чхетиани², М. В. Калашник²

Поступило 26.07.2023 г.

После доработки 28.09.2023 г.

Принято к публикации 30.10.2023 г.

Динамический барьер является одной из физических характеристик полярных вихрей, он препятствует проникновению внутрь вихря субполярных воздушных масс и способствует понижению температуры внутри вихря в нижней стратосфере. При наличии динамического барьера в зимний период на частицах полярных стратосферных облаков (ПСО) происходит накопление реагентов хлорного цикла разрушения озона и протекание гетерогенных реакций с образованием молекулярного хлора, а с появлением солнечного излучения над полярным регионом запускаются фотохимические реакции, приводящие к формированию масштабной озоновой аномалии. При ослаблении динамического барьера зимой происходит повышение температуры внутри вихря, разрушение частиц ПСО и, таким образом, прерывание накопления реагентов хлорного цикла на ПСО. Предложено разделение динамики арктического полярного вихря по характеру последствий на 3 типа: (1) сильный вихрь, в результате активности которого формируется озоновая аномалия, (2) слабый вихрь с разрушением зимой, знаменующимся внезапным стратосферным потеплением, (3) устойчивый вихрь с эпизодом (эпизодами) ослабления динамического барьера зимой без видимого разрушения озона в период с конца зимы по весну. В работе впервые дана характеристика динамического барьера полярного вихря на всех уровнях от 100 до 1 гПа и описаны последствия его ослабления. С использованием метода оконтуривания вихрей на основе данных реанализов ERA5 и MERRA-2 показано, что во всех случаях, когда в период с конца зимы по весну не регистрировалась полярная озоновая аномалия в условиях устойчивого полярного вихря, в середине зимы происходило ослабление динамического барьера с разрушением частиц ПСО.

Ключевые слова: арктический полярный вихрь, полярные стратосферные облака, полярные озоновые аномалии, динамический барьер, метод оконтуривания вихрей

DOI: 10.31857/S2686739724020183

Стратосферные полярные вихри представляют собой крупномасштабные объекты атмосферы с циклональным вращением. Они распространяются от тропопаузы в мезосферу и существуют с осени по весну [1]. Динамический барьер, будучи одной из физических характеристик полярных вихрей, препятствует проникновению внутрь вихря теплых, богатых озоном воздушных масс из средних и субполярных широт и тем самым способствует сохранению низких температур внутри вихря, необходимых для

формирования полярных стратосферных облаков (ПСО) [2]. В условиях устойчивого полярного вихря, характеризующегося наличием динамического барьера, ПСО, как правило, существуют на протяжении всей зимы. При ослаблении динамического барьера в нижней стратосфере вследствие локального уменьшения скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с происходит повышение температуры внутри вихря до значений более -78°C , сопровождающееся разрушением ПСО [3]. Полярные озоновые аномалии, формирующиеся внутри полярных вихрей в период с конца зимы по весну, образуются вследствие протекания каталитического хлорного цикла разрушения озона, начинающегося с гетерогенных реакций на поверхности ПСО [4]. “Резервуары” хлора (HCl и ClONO_2) взаимодействуют на поверхности ПСО с образованием

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской Академии наук, Томск, Россия

²Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: vzuev@list.ru

фотохимически активного молекулярного хлора (Cl_2) и с появлением солнечного излучения над полярным регионом в конце зимы запускаются реакции разрушения озона [5]. При этом ПСО не только выступают в качестве “поверхностей” для протекания гетерогенных реакций, но и обеспечивают накопление реагентов этих реакций в течение зимы. При разрушении частиц ПСО в зимний период (вследствие ослабления динамического барьера и повышения температуры внутри вихря) вместе с ними в газовую форму переходят “резервуары” хлора и процесс накопления реагентов каталитического хлорного цикла на частицах ПСО начинается снова с восстановлением динамического барьера и понижением температуры ниже -78°C внутри вихря в нижней стратосфере. Антарктический полярный вихрь существенно сильнее и устойчивее арктического: за последние 44 года не было зафиксировано ни одного случая ослабления динамического барьера антарктического вихря в зимний период. Работа посвящена исследованию последствий ослабления динамического барьера, как одного из определяющих факторов формирования озоновой аномалии, на примере арктического полярного вихря.

Среднесуточные данные о скорости зонального и меридионального ветра, геопотенциале, температуре воздуха и массовом отношении смеси озона в области $40\text{--}90$ с.ш. с горизонтальным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ на уровнях от 100 до 1 гПа за период с 1979 по 2022 гг. получены на основе реанализа ERA5 (<https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>) [6]. Среднесуточные данные о площади ПСО на уровне 460 К в области $60\text{--}90^\circ$ с.ш. за период с 1979 по 2022 гг. получены на основе Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), созданного Goddard Earth Observing System Data Assimilation System (GEOS DAS) с использованием спутниковых данных NASA Goddard Space Flight Center (GSFC; <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov>) [7]. Для анализа динамики арктического полярного вихря использовался метод оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала [8]. В среднем за 1979–2022 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе арктического полярного вихря на уровне 50 гПа составило $\Phi^* = (19.50 \pm 0.15) \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Характеристики вихря (средняя скорость ветра по границе вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря) рассчитывались, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря на уровне

50 гПа определяется значениями геопотенциала $19.5 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$.

Динамический барьер препятствует проникновению теплых воздушных масс внутрь вихря и тем самым косвенно способствует понижению температуры внутри полярного вихря в нижней стратосфере, формированию частиц ПСО и накоплению на них газовых “резервуаров” хлора, которые адсорбируются на поверхности ПСО при низких температурах. Как известно, ПСО формируются при температуре -78°C и ниже [5]. В качестве подтверждения ослабления динамического барьера в настоящей работе приводится динамика полей температуры на уровне 50 гПа или площади ПСО на уровне 460 К. Для определения правомерности такой взаимозамены на рис. 1 приведена внутрисезонная изменчивость минимальной температуры, площади с температурой $T \leq -78^\circ\text{C}$ на уровнях 30, 50 и 70 гПа и площади ПСО на уровне 460 К, а на рис. 2 показана полученная зависимость площади ПСО на уровне 460 К от площади с $T \leq -78^\circ\text{C}$ на уровне 50 гПа. Минимумы в сезонном ходе минимальной температуры совпадают с максимумами площади с $T \leq -78^\circ\text{C}$ на соответствующих уровнях: 30 гПа $\sim$ 1 января, 50 гПа $\sim$ 15 января и 70 гПа $\sim$ 25 января. При этом сезонный ход, дата максимума (15 января) и диапазон изменений площади ПСО на уровне 460 К хорошо согласуются с соответствующими характеристиками площади с $T \leq -78^\circ\text{C}$ на уровне 50 гПа (рис. 1). Коэффициент корреляции между среднесуточными значениями площади ПСО и площади с $T \leq -78^\circ\text{C}$ составляет 0.99 в декабре, январе и феврале, при этом в период с 1 декабря по 1 марта коэффициент корреляции меняется в диапазоне 0.958–0.998 (рис. 2). Таким образом, можно считать, что при рассмотрении ослабления динамического барьера характеристики площадь ПСО (на 460 К) и площадь с $T \leq -78^\circ\text{C}$ (на 50 гПа) практически равносильны.

Ослабление и раннее разрушение полярного вихря происходят в результате проникновения в стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн Россби и сопровождается возникновением внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [9]. Если после ВСП полярный вихрь не восстанавливается, то происходит более ранняя перестройка циркуляции стратосферы. ВСП характеризуются резким увеличением температуры в средней и нижней полярной стратосфере, наблюдающимся в результате сильного смещения или расщепления полярного

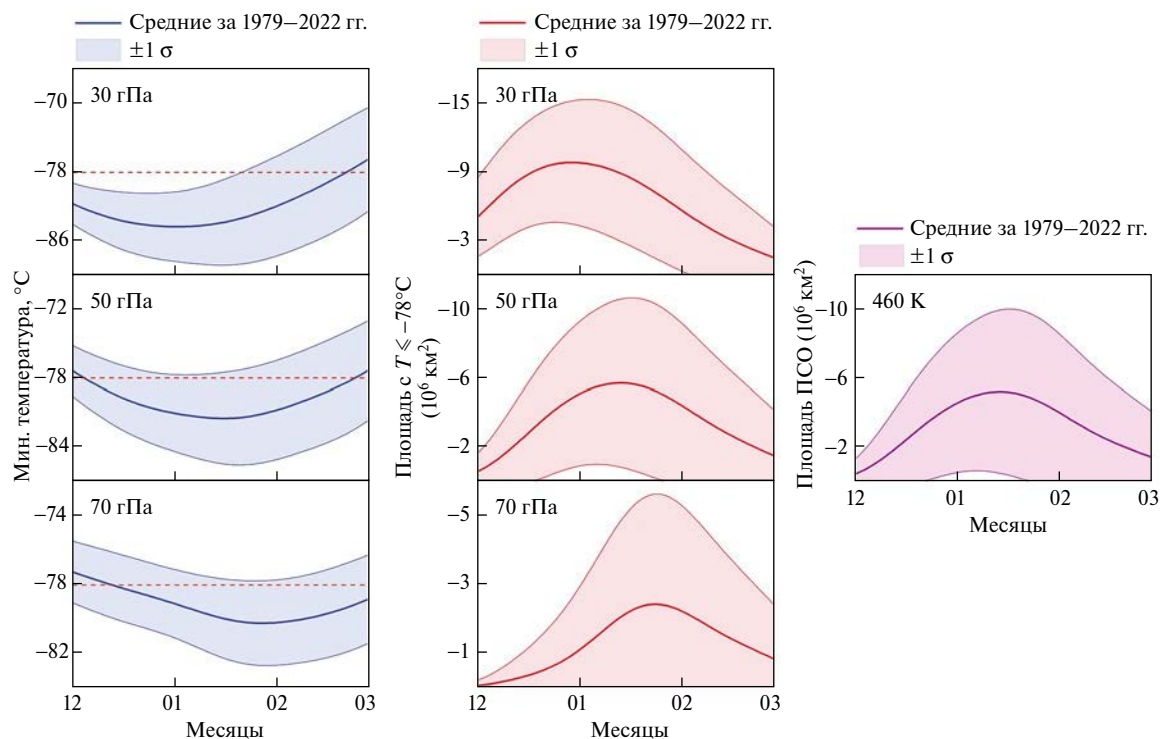


Рис. 1. Внутрисезонный ход минимальной температуры в области $60\text{--}90^\circ$ с.ш., площади с температурой $T \leq -78^\circ\text{C}$ на уровнях 30, 50 и 70 гПа и площади ПСО над Арктикой на уровне 460 К в зимний период в среднем за 1979–2022 гг. со среднеквадратичными отклонениями (СКО, $\pm 1\sigma$).

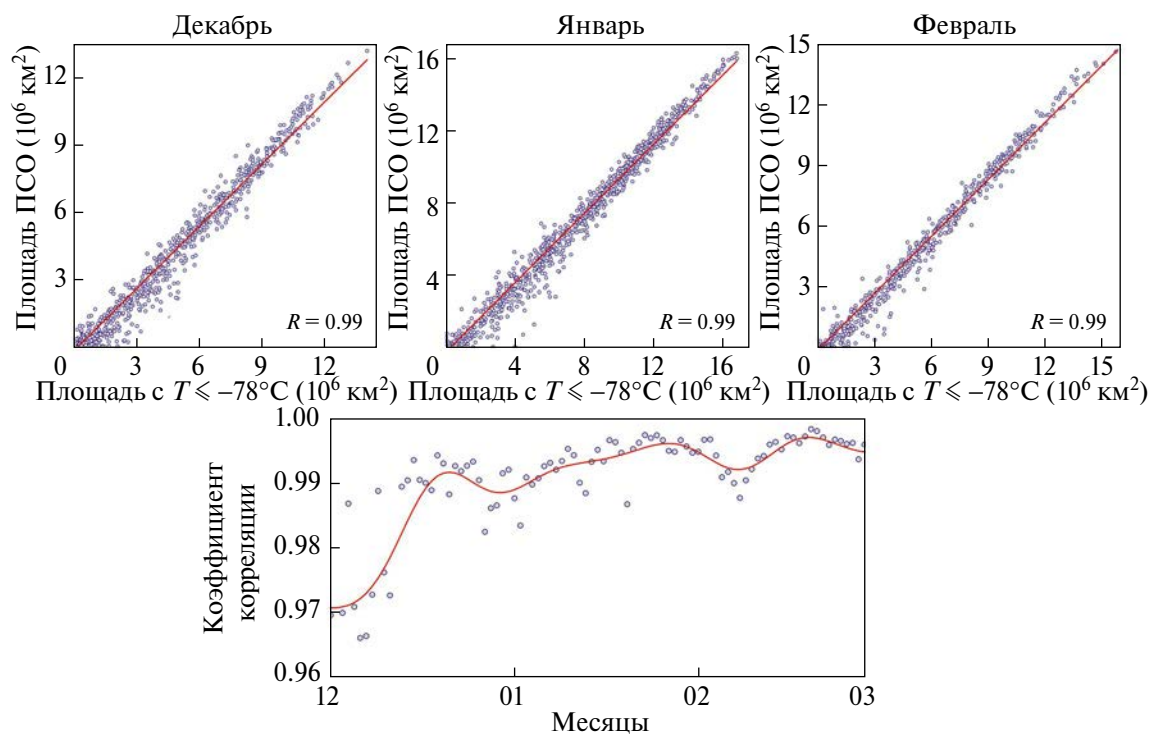


Рис. 2. Диаграммы рассеяния среднесуточных значений площади ПСО на уровне 460 К и площади с температурой $T \leq -78^\circ\text{C}$ на уровне 50 гПа за декабрь–февраль и динамика коэффициента корреляции между рассматриваемыми характеристиками с 1 декабря по 1 марта за 1979–2022 гг.

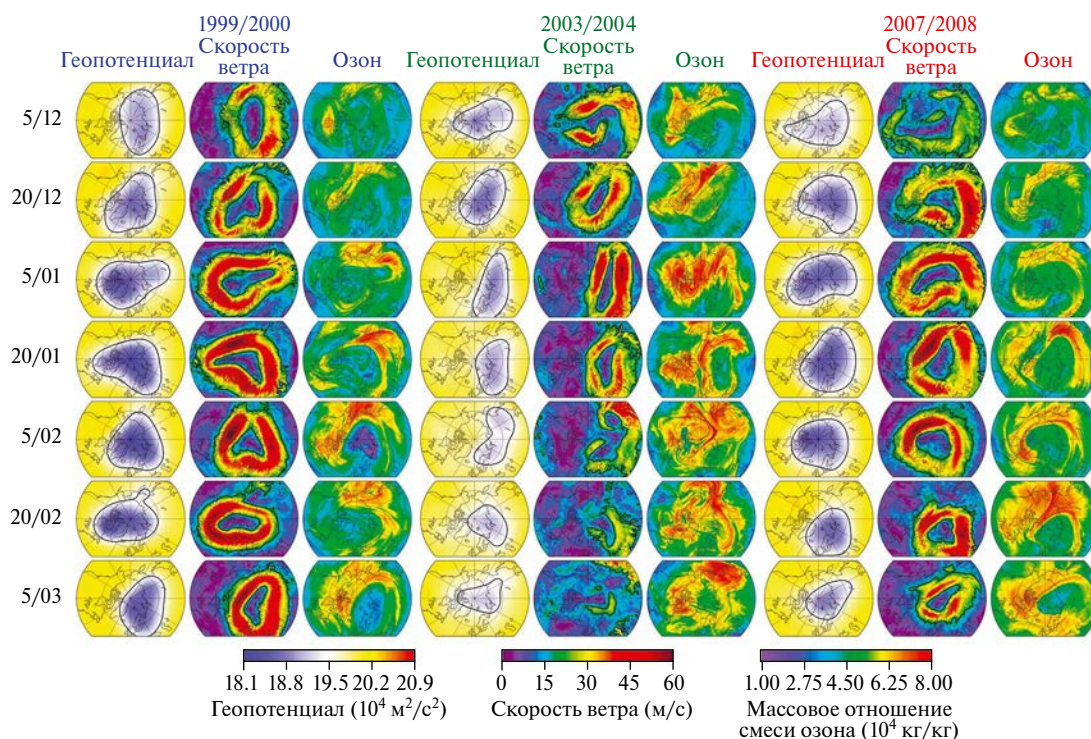


Рис. 3. Поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой в период с 5 декабря по 5 марта 1999/2000, 2003/2004 и 2007/2008 гг.

вихря. ВСП над Арктикой регистрируются практически ежегодно, в одних случаях они являются следствием ослабления и последующего разрушения полярного вихря, в других — кратковременного ослабления, после которого происходит восстановление вихря. Динамику арктического полярного вихря в зимний период по характеру последствий можно разделить на 3 типа: (1) сильный вихрь, в результате активности которого формируется озоновая аномалия, (2) слабый вихрь с разрушением зимой, знаменующимся ВСП, (3) устойчивый вихрь с эпизодом (эпизодами) ослабления динамического барьера зимой без видимого разрушения озона в период с конца зимы по весну. На рис. 3 приведены примеры динамики арктического полярного вихря по характеру последствий (1999/2000 гг. — по типу 1, 2003/2004 гг. — по типу 2 и 2007/2008 гг. — по типу 3). На полях геопотенциала контуром выделена граница арктического полярного вихря ($19.5 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$), а на полях скорости ветра — динамический барьер (20 м/с). В феврале—марте 2000 г. регистрировалась озоновая аномалия [10], 5 января 2004 г. произошло ВСП [11], в зимне-весенний период 2007/2008 гг. в условиях устойчивого вихря глубокого разрушения

озона не наблюдалось. Зимой 2003/2004 гг. полярный вихрь был значительно возмущен (рис. 3, поля геопотенциала), с частыми ослаблениями динамического барьера (рис. 3, поля скорости ветра) и без видимого разрушения озона внутри вихря (рис. 3, поля озона): 5 января произошло значительное вытягивание и смещение вихря за пределы полюса (регистрировалось ВСП) с последующим постепенным разрушением. В зимне-весенний период 1999/2000 и 2007/2008 гг. прослеживается схожесть динамики полярного вихря по устойчивости, однако в 1999/2000 гг. полярный вихрь был немного сильнее (ниже значения геопотенциала внутри вихря, выше скорость ветра по границе).

На полях озона от 5 февраля и 5 марта 2000 г. хорошо прослеживаются области озоновой аномалии внутри вихря, в то время как в зимне-весенний период 2007/2008 гг. на полях озона видна граница полярного вихря (с внешней стороны накапливается озон, поступивший из средних широт в результате меридиональной циркуляции), при этом содержание озона внутри вихря меняется незначительно. На рис. 4 приведена динамика характеристик арктического полярного вихря в рассматриваемые годы: средняя

скорость ветра по границе вихря, средняя температура и среднее массовое отношение озона внутри вихря, полученные по методу оконтуривания вихрей, а также площадь ПСО. Зимой 2003/2004 гг. постепенное разрушение вихря после значительного смещения 5 января проявляется в снижении скорости ветра по границе вихря, увеличении температуры внутри вихря и повышенном содержании озона над полярной областью. После разрушения ПСО 5 января 2004 г. не наблюдалось их повторного формирования в пределах рассматриваемого зимне-весеннего периода. В 1999/2000 и 2007/2008 гг. наблюдалась схожая динамика вихря: в зимний период средняя скорость ветра по границе вихря составляла соответственно 39.9 и 35.8 м/с, средняя температура внутри вихря достигала -73.5 и -70.2°C , средний объем ПСО – 6.8 и 4.2 млн km^2 . Среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря с декабря по март варьировалось в диапазоне $(3.6-4.7) \cdot 10^{-6}$ кг/кг и $(4.6-5.2) \cdot 10^{-6}$ кг/кг соответственно в 1999/2000 и 2007/2008 гг. При этом зимой 2007/2008 гг. наблюдалось разрушение

ПСО (26 января, рис. 4), т.е. произошло ослабление динамического барьера, а в 1999/2000 гг. ПСО существовали непрерывно с 9 декабря по 9 марта (рис. 4).

Поскольку полярные вихри формируются осенью и разрушаются в зимне-весенний период, то каждый эпизод с осени по весну можно рассматривать как отдельный случай. В табл. 1 приведены случаи динамики арктического полярного вихря, когда внутри сильного вихря регистрировалась озоновая аномалия, когда в результате разрушения вихря зимой наблюдалось ВСП (отобранные события ВСП) и когда у относительно устойчивого полярного вихря происходило ослабление динамического барьера, зафиксированное на уровне 50 гПа (т.е. в табл. 1 все события за 1979–2022 гг. разделены по характеру последствий согласно типологии, предложенной выше). На рис. 5 приведена динамика средней скорости ветра по границе вихря, средней температуры внутри вихря, площади ПСО и среднего массового отношения смеси озона внутри вихря, усредненные за годы с озоновыми

Таблица 1. Список арктических озоновых аномалий, отобранных событий ВСП и случаев ослабления динамического барьера зимой за период с 1979 по 2022 гг.

№	Озоновые аномалии		ВСП		Ослабление динамического барьера	
	Год	Месяц	Год	Дата	Год	Дата
1	1982/1983	02.1983	1978/1979	22.02.1979	1979/1980	10.01.1980
2	1985/1986	02.1986	1980/1981	31.01.1981	1983/1984	22.12.1983
3	1986/1987	01.1987	1981/1982	24.01.1982	1987/1988	06.12.1987– 18.01.1988
4	1991/1992	01.1992	1984/1985	01.01.1985	1989/1990	22.12.1989
5	1992/1993	02.1993	1988/1989	21.02.1989	1993/1994	01–04.01.1994
6	1994/1995	02.1995	1990/1991	25.01.1991	1997/1998	05–13.01.1998
7	1995/1996	03.1996	1998/1999	26.02.1999	2006/2007	01.01.2007
8	1996/1997	03–04.1997	2000/2001	11.02.2001	2007/2008	26.01.2008
9	1999/2000	02–03.2000	2001/2002	17.02.2002	2013/2014	09–24.12.2013
10	2002/2003	01.2003	2003/2004	05.01.2004	2016/2017	16.01.2017
11	2004/2005	02–03.2005	2005/2006	21.01.2006		
12	2010/2011	03.2011	2008/2009	24.01.2009		
13	2015/2016	02.2016	2009/2010	09.02.2010		
14	2019/2020	01–04.2020	2011/2012	12.01.2012		
15	2021/2022	03.2022	2012/2013	06.01.2013		
16			2014/2015	04.01.2015		
17			2017/2018	10.02.2018		
18			2018/2019	20.12.2018		
19			2020/2021	05.01.2021		

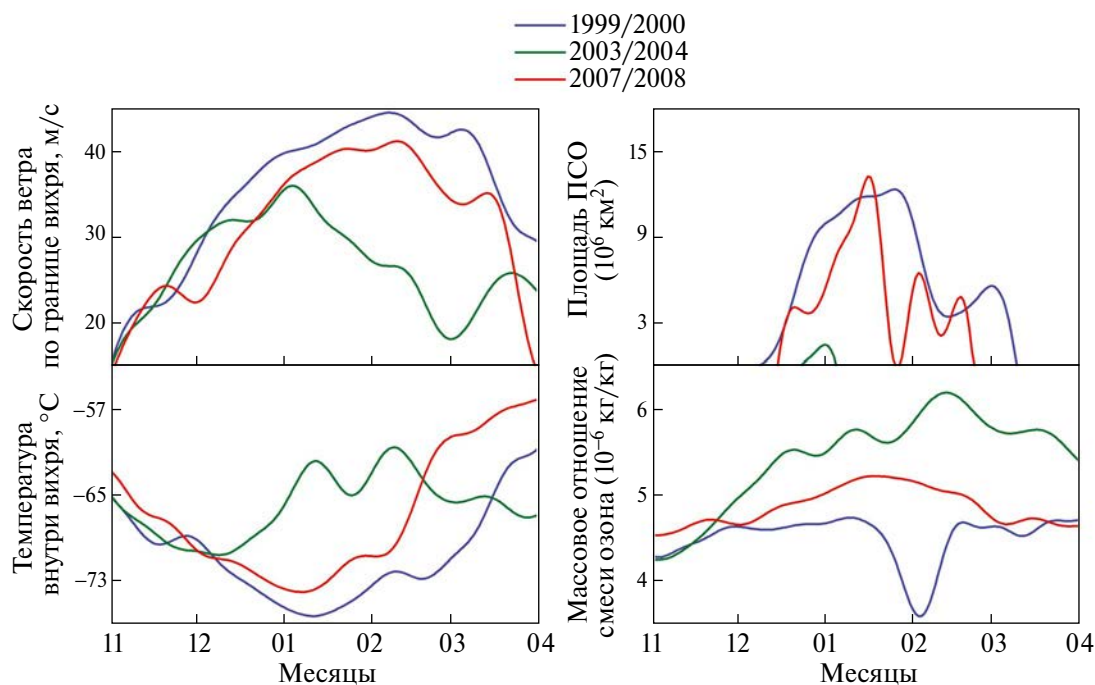


Рис. 4. Временной ход средней скорости ветра по границе вихря, средней температуры внутри вихря, среднего массового отношения смеси озона внутри вихря на уровне 50 гПа и площади ПСО на уровне 460 К над Арктикой с ноября по март 1999/2000, 2003/2004 и 2007/2008 гг.

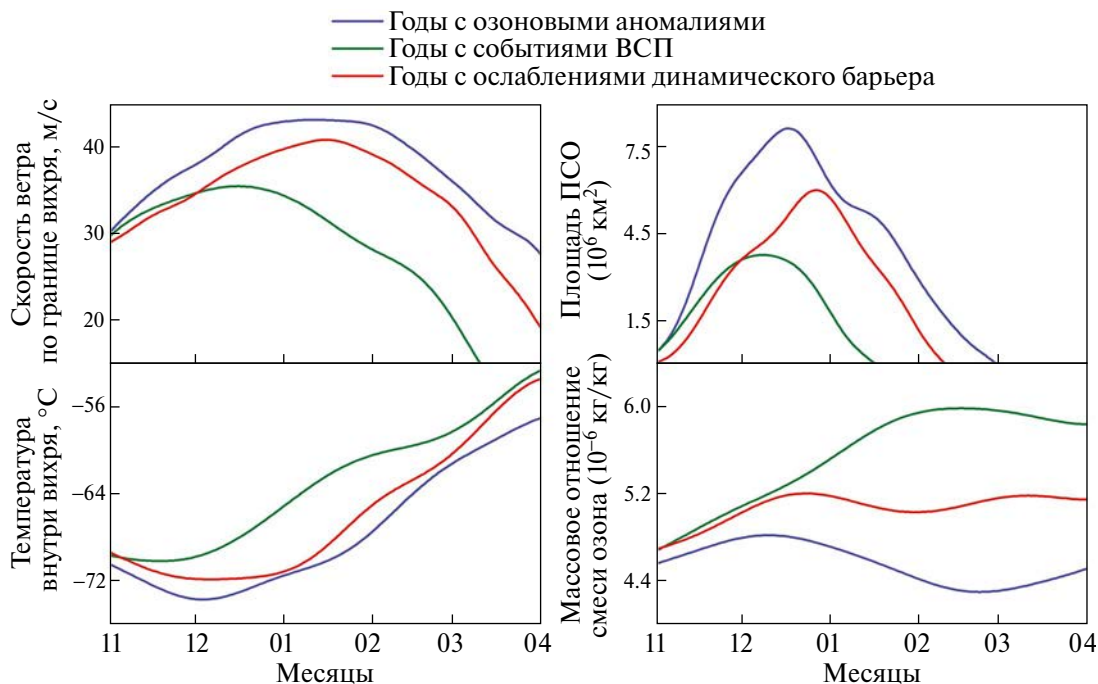


Рис. 5. Временной ход средней скорости ветра по границе вихря, средней температуры внутри вихря, среднего массового отношения смеси озона внутри вихря на уровне 50 гПа и площади ПСО на уровне 460 К над Арктикой с ноября по март в среднем за годы с озоновыми аномалиями, за годы с отобранными событиями ВСП, за годы с ослаблениями динамического барьера зимой (табл. 1).

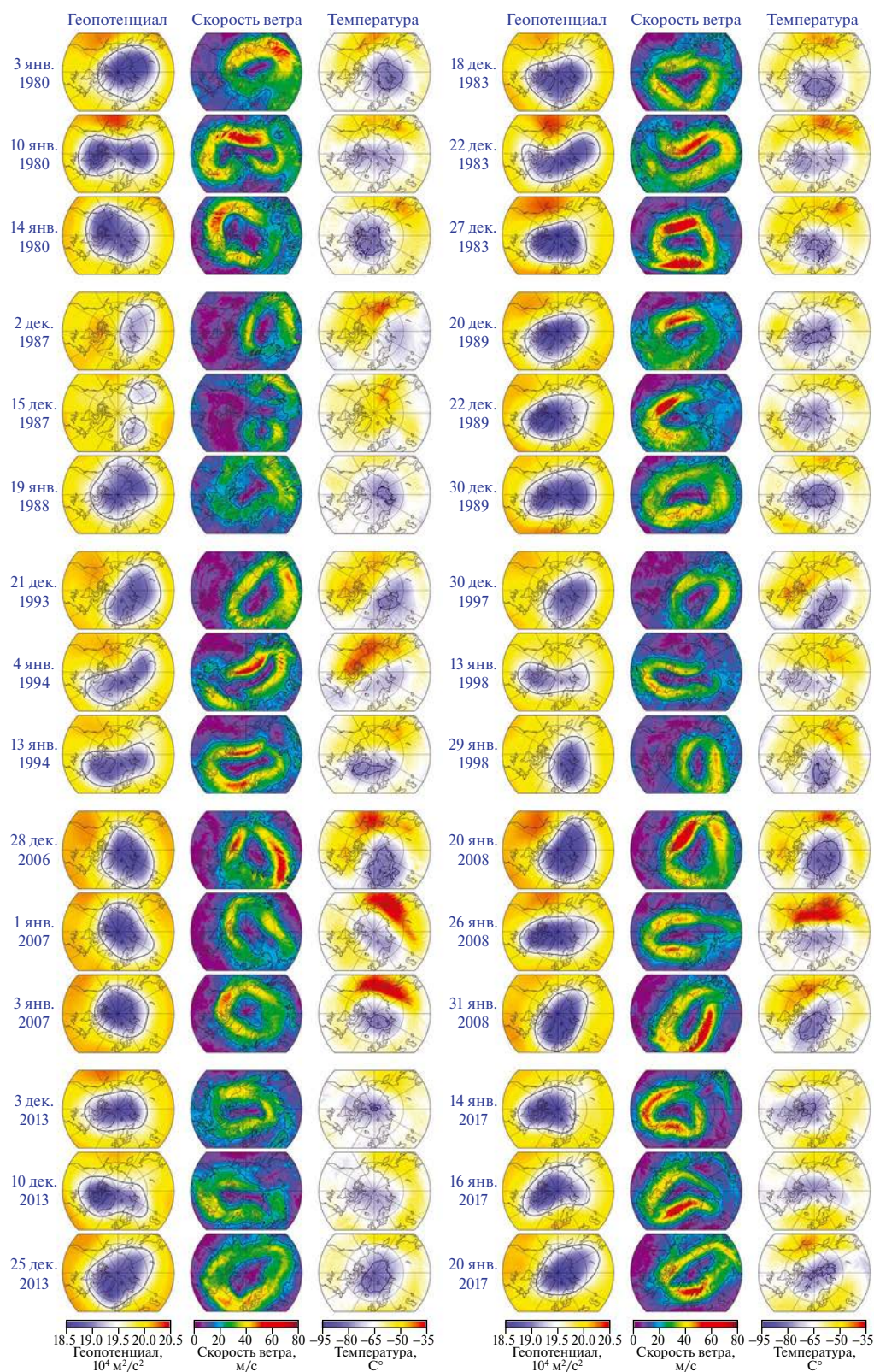


Рис. 6. Поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой зимой 1978/1980, 1983/1984, 1987/1988, 1989/1990, 1993/1994, 1997/1998, 2006/2007, 2007/2008, 2013/2014 и 2016/2017 гг.

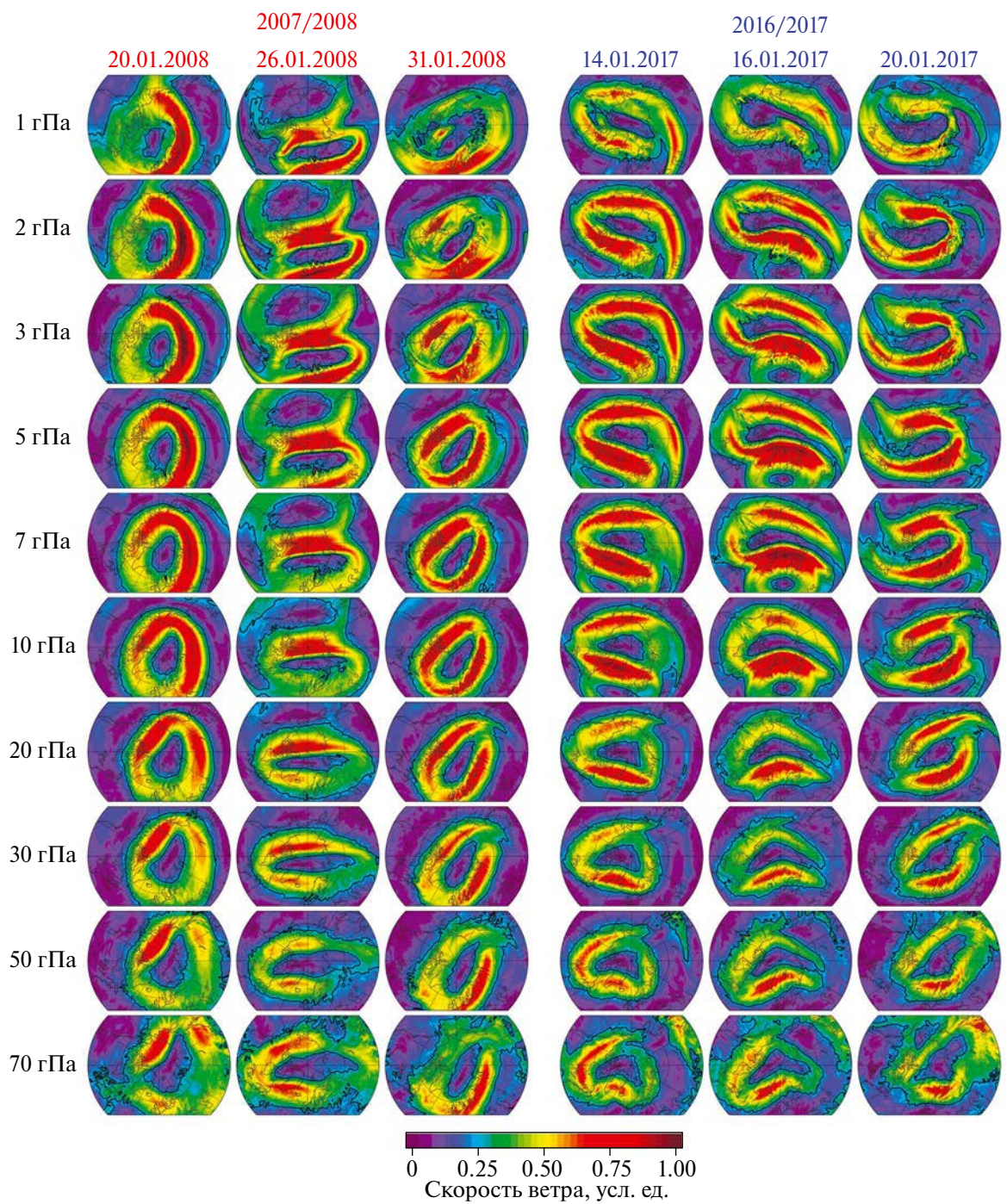


Рис. 7. Поля скорости ветра (в условных единицах) на уровнях от 70 до 1 гПа над Арктикой до, во время и после ослабления динамического барьера зимой 2007/2008 и 2016/2017 гг.

Таблица 2. Характеристики динамического барьера полярного вихря на уровнях от 100 до 1 гПа

Изобарическая поверхность													
100 гПа	70 гПа	50 гПа	40 гПа	30 гПа	20 гПа	15 гПа	10 гПа	7 гПа	5 гПа	4 гПа	3 гПа	2 гПа	1 гПа
Скорость ветра по границе вихря													
≥ 16 м/с	≥ 18 м/с	≥ 20 м/с	≥ 22 м/с	≥ 24 м/с	≥ 26 м/с	≥ 28 м/с	≥ 30 м/с	≥ 32 м/с	≥ 34 м/с	≥ 36 м/с	≥ 38 м/с	≥ 40 м/с	≥ 45 м/с

аномалиями (тип 1 согласно предложенной типологии), за годы с отобранными событиями ВСП (тип 2) и за годы с ослаблениями динамического барьера зимой (тип 3) согласно табл. 1. Случаи с озоновыми аномалиями характеризуются наиболее сильным полярным вихрем (с более высокой скоростью ветра по границе вихря, более низкой температурой внутри вихря, большей площадью ПСО). Наиболее слабый полярный вихрь наблюдается в годы с отобранными событиями ВСП (рис. 5). При этом полярный вихрь в годы с ослаблениями динамического барьера немного слабее, чем в годы с озоновыми аномалиями (скорость ветра по границе вихря зимой в среднем на 7.6% ниже), и характеризуется значительно меньшей площадью ПСО (в среднем на 35.4% ниже). Последствия описанной динамики проявляются в ходе содержания озона внутри вихря: глубокое понижение озона и его повышение наблюдались соответственно в годы с озоновыми аномалиями и в годы с отобранными событиями ВСП. При этом в годы с ослаблениями динамического барьера динамика содержания озона не отражает ни его повышения, ни понижения, что свидетельствует о том, что в эти годы полярный вихрь в этот период существовал, но разрушения озона внутри вихря практически не наблюдалось.

На рис. 6 приведена динамика арктического полярного вихря в годы с ослаблениями динамического барьера (согласно табл. 1). На полях геопотенциала линией выделены границы полярного вихря, на полях скорости ветра — динамический барьер (20 м/с), а на полях температуры — области с $T \leq -78^\circ\text{C}$. В каждом из случаев первая и третья даты характеризуются наличием динамического барьера: по всей границе вихря скорость ветра превышает 20 м/с, на полях температуры прослеживаются области с $T \leq -78^\circ\text{C}$ (искл.: 2 декабря 1987 г., когда с момента образования вихря до ослабления динамического барьера прошло недостаточно времени для понижения температуры ниже -78°C). Вторая дата в каждом из случаев на рис. 6 соответствует эпизоду ослабления динамического барьера в нижней стратосфере: локально по границе вихря наблюдалось понижение скорости ветра ниже 20 м/с, сопровождающееся увеличением температуры выше -78°C , при этом во всех случаях во время ослабления динамического барьера регистрировалось разрушение ПСО (согласно данным MERRA-2).

В табл. 2 приведены характеристики динамического барьера полярного вихря на уровнях от 100

до 1 гПа, полученные на основе значений геопотенциала, описывающих границы вихрей на рассматриваемых уровнях (согласно методу оконтуривания вихрей), и характеристики динамического барьера на уровне 50 гПа (скорость ветра ≥ 20 м/с [3, 8, 12]). Ослабление динамического барьера в нижней стратосфере приводит к повышению температуры внутри вихря (протекающему с разрушением ПСО зимой), в то время как ослабление барьера в верхней стратосфере способствует понижению температуры внутри вихря (в верхней стратосфере температура внутри вихря выше, чем за его пределами, что объясняется обратной зависимостью температуры от содержания озона, по сравнению с нижней стратосферой [13]). Ослабление динамического барьера не всегда прослеживается на протяжении всего полярного вихря: 26 января 2008 г. оно наблюдалось только на уровне 50 гПа, а 16 января 2017 г. — на уровнях от 50 до 1 гПа (рис. 7).

Таким образом, с использованием метода оконтуривания вихрей на основе данных реанализов ERA5 и MERRA-2 впервые предложена характеристика динамического барьера полярного вихря на уровнях от 100 до 1 гПа и описаны последствия его ослабления. Предложено разделение динамики арктического полярного вихря на 3 типа: сильный вихрь с озоновой аномалией, слабый вихрь с разрушением зимой и устойчивый вихрь с эпизодическим ослаблением динамического барьера зимой. Показано, что ослабление динамического барьера в нижней стратосфере приводит к разрушению частиц ПСО, в результате которого прерывается цикл накопления “резервуаров” хлора на их поверхности и в период с конца зимы по весну не регистрируется разрушения озона (в условиях устойчивого полярного вихря).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00273, <https://rscf.ru/project/23-17-00273/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Waugh D.W., Sobel A.H., Polvani L.M.* What is the polar vortex and how does it influence weather? // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2017. V. 98. № 1. P. 37–44.
2. *Manney G.L., Zurek R.W., O'Neill A., Swinbank R.* On the motion of air through the stratospheric polar vortex // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. № 20. P. 2973–2994.
3. *Zuev V.V., Savelieva E.* Arctic polar vortex dynamics during winter 2006/2007 // *Polar Sci.* 2020. V. 25. P. 100532.

4. *Solomon S.* Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. № 3. P. 275–316.
5. *Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N.* Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications. California: Academic Press, 2000. 969 p.
6. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al.* The ERA5 global reanalysis // *Q.J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.
7. *Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., et al.* The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // *J. Climate.* 2017. V. 30. № 14. P. 5419–5454.
8. *Zuev V.V., Savelieva E.* Stratospheric polar vortex dynamics according to the vortex delineation method // *J. Earth Syst. Sci.* 2023. V. 132. № 1. P. 39.
9. *Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L.* The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings // *J. Climate.* 2004. V. 17. № 13. P. 2584–2596.
10. *Hoppel K., Bevilacqua R., Nedoluha G., et al.* POAM III observations of Arctic ozone loss for the 1999/2000 winter // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № 20. P. 8262.
11. *Kuttippurath J., Nikulin G.* A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010 // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. № 17. P. 8115–8129.
12. *Zuev V.V., Savelieva E.* Antarctic polar vortex dynamics depending on wind speed along the vortex edge // *Pure Appl. Geophys.* 2022. V. 179. № 6–7. P. 2609–2616.
13. *Holton J.* An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition. California: Academic Press, 2004. 535 p.

CONSEQUENCES OF WEAKENING OF DYNAMIC BARRIER OF THE ARCTIC POLAR VORTEX

Corresponding member of the RAS **V. V. Zuev^{a, #}, E. S. Savel'eva^{a, b}, E. A. Maslennikova^{a, b},
A. S. Tomashova^a, V. N. Krupchatnikov^b, O. G. Chkhetiani^b, M. V. Kalashnik^b**

^a*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russian Federation*

^b*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: vzuev@list.ru*

The dynamic barrier is one of the physical characteristics of the polar vortices; it prevents subpolar air masses from penetrating into the vortex and contributes to a temperature decrease inside the vortex in the lower stratosphere. In the presence of a dynamic barrier in winter, chlorine compounds involved in the ozone destruction cycle accumulate on particles of polar stratospheric clouds (PSCs) and heterogeneous reactions occur with the formation of molecular chlorine, and with the appearance of solar radiation over the polar region, photochemical reactions begin, leading to large-scale ozone depletion. When the dynamic barrier is weakened in winter, the temperature inside the vortex rises, PSC melts and, thus, the accumulation of chlorine cycle reagents on PSC is interrupted. We proposed dividing the Arctic polar vortex dynamics into 3 types according to the consequences: (1) the strong vortex, whose activity results in ozone depletion, (2) the weak vortex with breakdown in winter, marked by a sudden stratospheric warming, and (3) the stable vortex with an episode (episodes) weakening of the dynamic barrier in winter without ozone depletion in the period from late winter to spring. We have for the first time proposed a characteristic of the dynamic barrier of the polar vortex at all pressure levels from 100 to 1 hPa and described the consequences of its weakening. Using the vortex delineation method based on the data of the ERA5 and MERRA-2 reanalyses, we showed that in all cases when the polar ozone depletion was not recorded from late winter to spring under the conditions of the stable polar vortex, the dynamic barrier weakening and PSC melting was observed in midwinter.

Keywords: Arctic polar vortex, polar stratospheric clouds, polar ozone depletion, dynamic barrier, vortex delineation method

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 551.583.7551.583.13550.93550.423551.794

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИАРКТИЧЕСКИХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ЗА ПОСЛЕДНЕЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ ПО ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ПЕЮНГДА (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ, ЭВЕНКИЯ)

© 2024 г. А. В. Дарьин¹, Д. Ю. Рогозин^{2,*}, В. С. Новиков¹, А. В. Мейдус³, В. В. Бабич,
Т. И. Маркович¹, Я. В. Ракшун⁴, Ф. А. Дарьин⁴, Д. С. Сороколетов⁴,
академик РАН А. Г. Дегерменджи²

Поступило 14.09.2023 г.

После доработки 24.10.2023 г.

Принято к публикации 30.10.2023 г.

С помощью сканирующего микро-рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения получены профили изменения по глубине разреза элементного состава ленточных глин озера Пеюнгда (Красноярский край, Эвенкия), расположенного в 30 км к юго-западу от эпицентра Тунгусской катастрофы 1908 года. Возрастная модель подтверждается наличием датированного слоя аномальной мощности, связанного с падением и взрывом Тунгусского космического тела (ТКТ). Изменения содержаний элементов по датированным слоям керна сопоставлены с данными инструментальных метеонаблюдений за последнее столетие, и найдена связь среднегодовой температуры региона и элементного состава одновозрастных слоев донных осадков (трансферная функция). Аппроксимация трансферной функции на глубину опробования осадочного разреза позволила реконструировать температуру воздуха в исследуемом регионе на протяжении последних 1000 лет. Сравнение полученной реконструкции среднегодовых температур района исследования с глобальными температурными реконструкциями для Арктического региона за этот же период показывает наличие общих трендов и экстремумов.

Ключевые слова: палеоклиматические реконструкции, геохимия, донные отложения, Тунгусский метеорит, озеро Пеюнгда, Красноярский край

DOI: 10.31857/S2686739724020192

Достаточно хорошо исследованная динамика среднегодовых температур воздуха северного полушария за последние 2000 лет складывается из набора локальных палеореконструкций, при этом пространственные закономерности остаются недостаточно определенными [1]. Многие исследования были сосредоточены на климатических изменениях в голоцене в Европе, Северной Америке, Гренландии и Китае [2, 3].

Недавняя реконструкция температуры в Арктике за 2000 лет показывает, что среднегодовая температура на протяжении последних тысячи лет была сопоставима или даже выше, чем в XIX–XX веках [3–8]. На сегодняшний день Арктика является регионом с самым быстрым повышением среднегодовой температуры поверхности [6, 8, 9], скорость которого в два раза выше, чем в среднем по миру. Данный феномен также известен, как “полярное усиление” [8, 10, 11].

Реконструкции высокого временного разрешения (год на тысячелетней шкале) с количественной калибровкой по современным инструментальным метеонаблюдениям являются наиболее объективными для понимания динамики региональных природных климатических изменений. В настоящем исследовании представлена первая климатическая реконструкция с высоким временным разрешением для района,

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

²Институт биофизики Сибирского отделения
Российской Академии наук, Красноярск, Россия

³Красноярский Государственный Педагогический
Университет им. Астафьева, Красноярск, Россия

⁴Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск, Россия

*E-mail: rogozin@ibp.ru

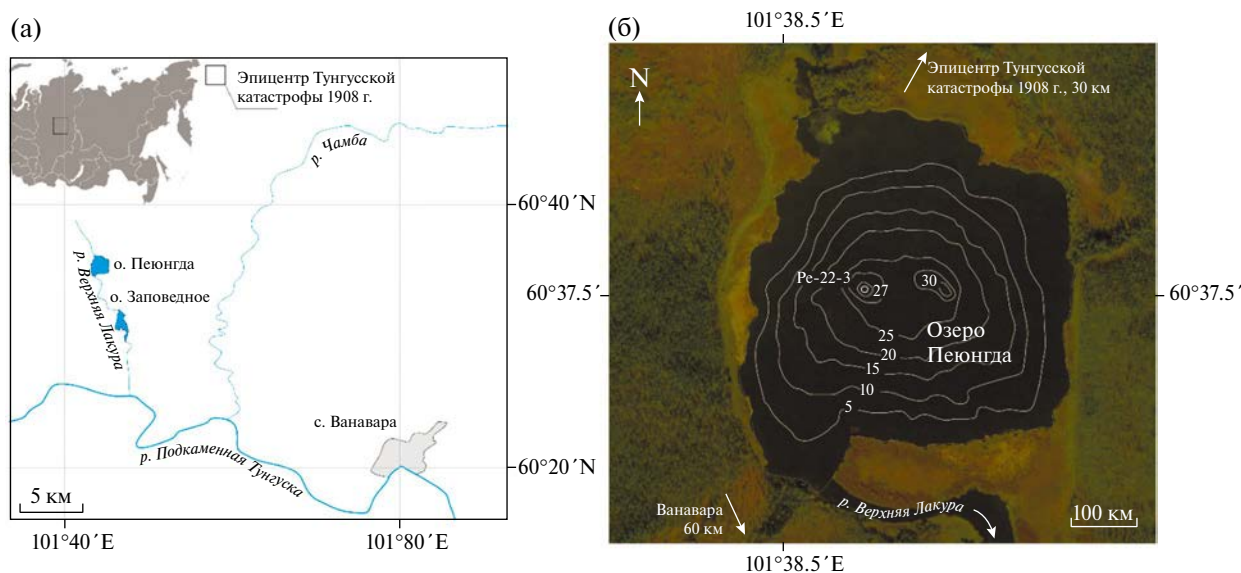


Рис. 1. а) Географическое положение озера Пеюнгда; б) данные батиметрии и место отбора керна [12].

расположенного в приарктической части Восточной Сибири.

Озеро Пеюнгда ($60^{\circ}37'30''$ с.ш., $101^{\circ}38'47''$ в.д.; 259 м н.у.м) находится на границе Государственного природного заповедника “Тунгусский” (Эвенкийский район Красноярского края), в 60 км от поселка Ванавара, и приблизительно в 30 км

к юго-западу от предполагаемого эпицентра взрыва Тунгусского космического тела (ТКТ) 1908 г. Через озеро протекает небольшая река Верхняя Лакура, приток реки Подкаменная Тунгуска. Озеро пресноводное, округлой формы диаметром более 800 м и максимальной глубиной 30 м [12]. Площадь составляет около 0.6 км^2 (рис. 1).

В сентябре 2022 года из озера Пеюнгда был отобран керн длиной 1187 мм (рис. 2). Отбор осуществлялся с помощью гравитационного пробоотборника UWITEC (Австрия) в центральной части озера. При отборе и последующей транспортировке особое внимание уделялось сохранности верхушки керна.

Донные отложения озера Пеюнгда представляют собой тонкодисперсные темно-коричневые и черные илы с большим содержанием органики и слабо выраженной слоистой структурой, в отложениях глубже 1 м характер осадка меняется на более плотный, с более выраженной слоистостью. На глубине 78 мм наблюдается наличие визуально выделяемого светлого слоя мощностью до нескольких мм (рис. 2).

Твердые препараты образцов донных отложений, отобранных по глубине керна, готовились по методике, предложенной в работе [13] и адаптированной для микро-РФА исследований [14]. Из твердого препарата готовились пластинки (толщиной 2 мм) для микро-РФА сканирования с плоскопараллельными полированными поверхностями и оптические шлифы для визуального подсчета годовых слоев.

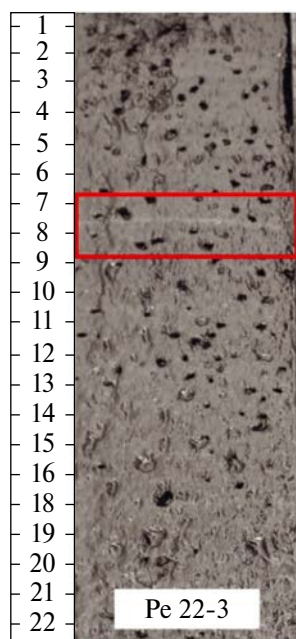


Рис. 2. Фрагмент керна донных отложений озера Пеюнгда, глубина в см от границы вода–осадок. Красным выделен слой, маркирующий взрыв ТКТ 1908 г.

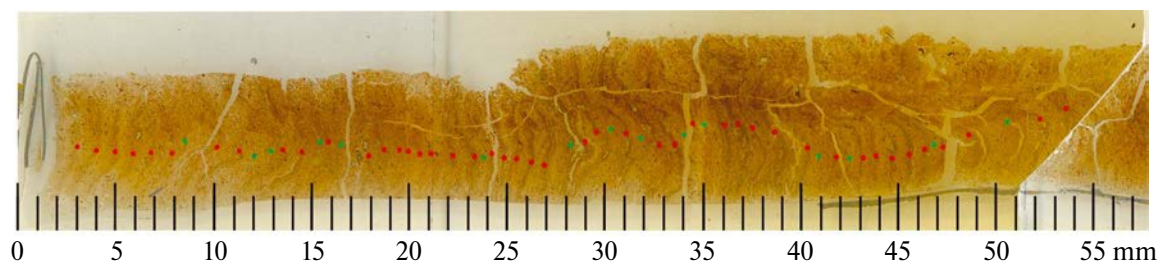


Рис. 3. Изображение шлифа Peu-22–3 без увеличения, полученное на оптическом сканере. Красными точками показаны минимально (надежно) выделяемые годовые слои, зелеными — дополнительные.

Сканирующий микро-РФА на пучках синхротронного излучения проводился в ЦКП “Сибирский центр синхротронного и терагерцового излучения” по методике [15]. Шаг сканирования составлял 1 мм, время измерения в точке — 30 сек. В каждой точке одновременно определялись следующие породообразующие и следовые элементы: K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo. Также контролировалось содержание элементов ниже пределов обнаружения в данных условиях V, Cr, Co, Ge, Se, Pb, Th и U. Дополнительно регистрировалось отношение упруго/неупруго рассеянного на образце излучения — Co/Inc.

Подсчет проводился по визуально выделяемой паре слоев (весенне-летний и зимний), составляющей один годовой цикл осадкообразования. Перерывов в слоистости не наблюдалось, однако не во всех случаях годовые слои выделяются однозначно. Подсчет проводился по максимальному и минимальному количеству визуально выделенных пар слоев (рис. 3). Возрастная модель для

верхнего интервала керна 0–100 мм (рис. 4) была построена по данным 3-кратного независимого подсчета годовых слоев.

В 2015 г. в озере Заповедное в 15 км от озера Пеюнга был отобран керн, в котором наблюдался светлый слой толщиной до 8 мм, выделяющийся повышенным содержанием титана, рубидия, циркония и ряда других элементов. Для оценки скорости осадконакопления проводились измерения распределения активности изотопов ^{137}Cs и ^{210}Pb . Полученная возрастная модель датирует этот слой 1908–1910 гг., что позволяет связать его образование со взрывом ТКТ [16]. Светлый слой в разрезе донных отложений озера Пеюнга также имеет похожие геохимические аномалии и, вероятно, маркирует взрыв ТКТ, поэтому был использован для верификации возрастной модели (рис. 4).

С использованием возрастной модели (глубина керна — возраст осадка) данные об элементном составе донного осадка были пересчитаны

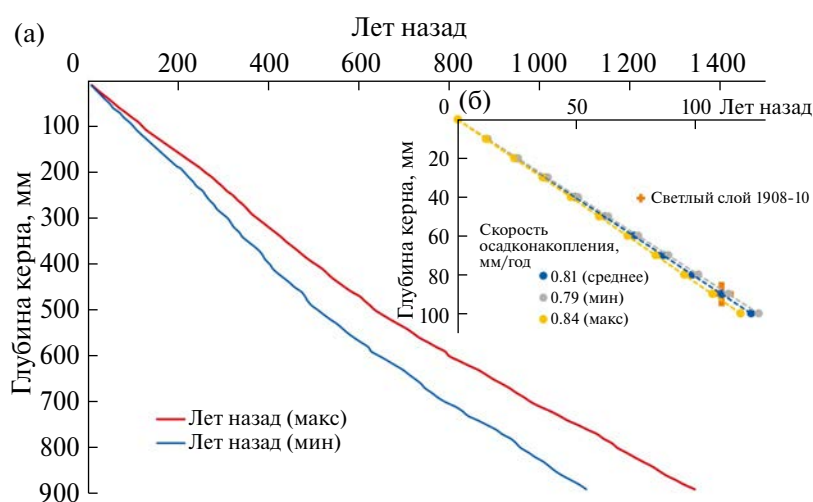


Рис. 4. Возрастная модель: а) для верхнего интервала керна Peu-22–3 (0–100 мм) по данным варвохронологии и положению визуально выделяемого слоя 1908–1910 гг.; б) на полную глубину опробования. Макс — подсчет только надежно выделяемых слоев, мин — надежных и предполагаемых.

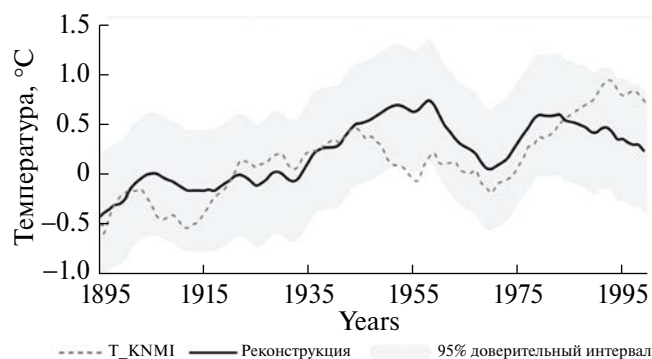


Рис. 5. Сглаженные 10-летние температуры на интервале 1895–2003 гг. (<https://climexp.knmi.nl>) и реконструкция по геохимическим данным, 95%-ный интервал погрешности реконструкции.

из линейной шкалы (глубина керна от границы вода–осадок) в целочисленный временной ряд и усреднены с шагом в 3 года. При поиске

взаимосвязи между геохимическими параметрами и метеопараметрами использовались данные ближайшей метеостанции в пос. Ванавара, доступные с 1895 по 2000 гг. (<https://climexp.knmi.nl>; <http://meteo.ru/data/156-temperature>). Методом множественной регрессии [17], была построена трансферная функция, связывающая региональную среднегодовую температуру с литолого-геохимическими данными:

$$T = 5.389 \cdot \text{Co/Inc} + 3.887 \cdot \text{Br} + 1.443 \cdot \text{Rb} - 5.657,$$

где Br, Rb – концентрации брома и рубидия в г/т (ppm), Co/Inc – отношение упруго/неупруго рассеянного на образце возбуждающего излучения.

Не останавливаясь детально на обсуждении вопроса о связи температуры и литолого-геохимических параметров датированных слоев, входящих в представленное уравнение, и рассматривая всю процедуру математической обработки как “черный ящик”, отметим только, что

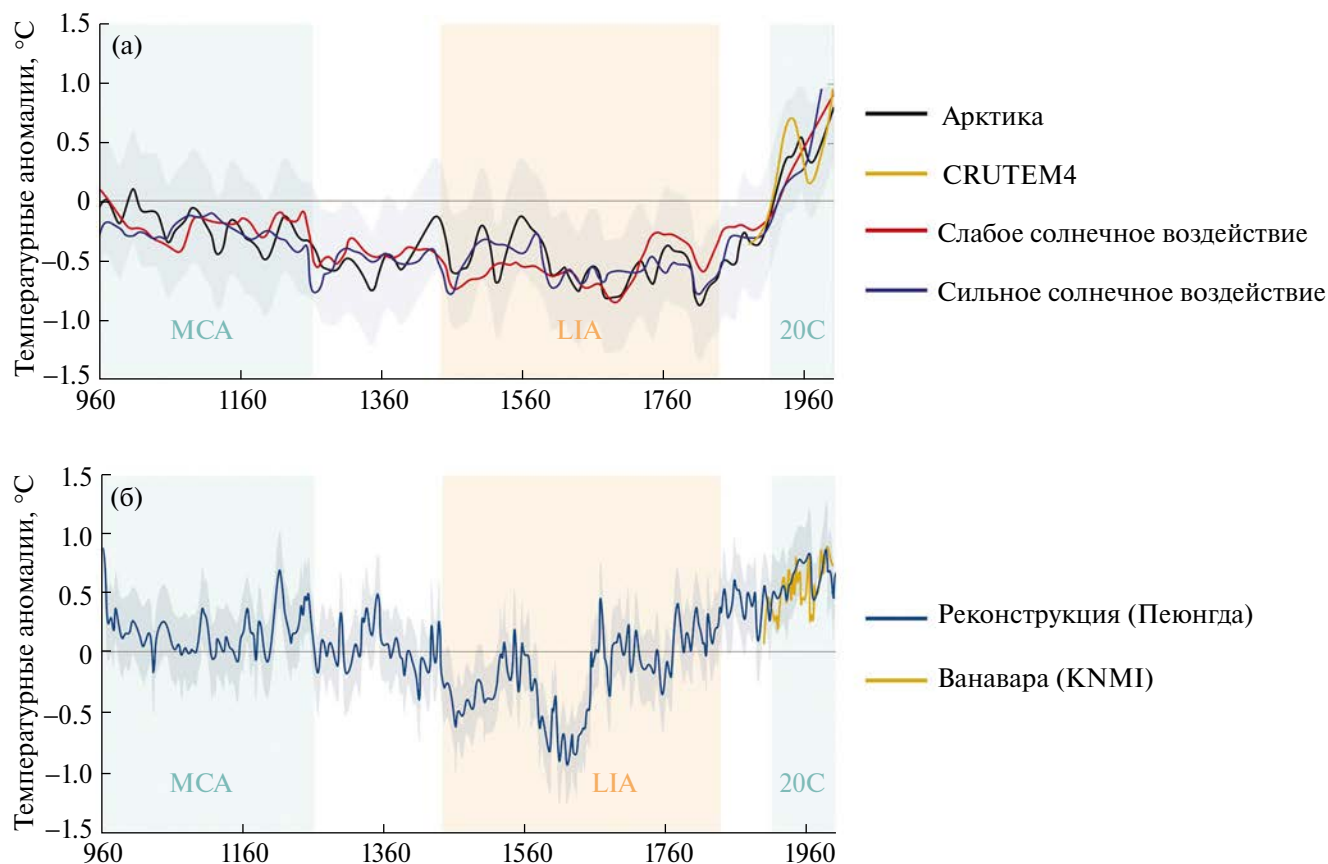


Рис. 6. Региональные температурные реконструкции: а – сравнение литературных метеоданных (CRUTEM4 – набор данных глобальных исторических аномалий температуры воздуха с 1850 года) и реконструированных изменений температуры Арктики [9, 19]; б – сравнение средних десятилетних инструментальных метеоданных (п. Ванавара) и полученной нами температурной реконструкции в районе озера Пеюнгда. Серым показан 95%-ный интервал неопределенности.

содержание брома может рассматриваться как мера органической компоненты донного осадка как аллохтонного, так и автохтонного происхождения, а содержание рубидия как мера вещества терригенного сноса. Отношение Co/In определяется рентгеновской плотностью вещества в точке измерения и в ряде случаев коррелирует с климатическими параметрами [18].

Для полученной функции коэффициент корреляции между исходными метеоданными, используемыми для обучения (1895–2000 гг.) и расчетными величинами составил $+0.58$ ($n = 105$, $p = 0.01$). На рис. 5 представлен сглаженный 10-летний метеоярд температур на интервале обучения, реконструкция по трансферной функции и интервал погрешности. С помощью полученной трансферной функции была реконструирована температура для всего исследованного интервала (до глубины 900 мм), что соответствует периоду 2003–967 гг.н.э. (рис. 6).

Выделяется средневековое потепление (X–XIII вв.), а также, несмотря на имеющиеся наибольшие отличия, на всех реконструкциях отчетливо проявлен малый ледниковый период (XIV–XIX вв.) и современное потепление с начала XX в. Реконструированные температурные тренды имеют схожие периоды цикличности. Для большинства временных интервалов структура температурных вариаций совпадает (рис. 6). Представленные реконструкции совпадают в пределах 95%-ного интервала погрешности, что позволяет говорить о правильности использованного методического подхода и полученных результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Донные отложения озера Пеюнгда представляют собой тонкослоистый осадок, содержащий ритмично-переслаивающиеся отдельные годовые слои (ленточные глины), что позволяет строить надежную возрастную модель глубина керна — возраст слоя осадка подсчетом отдельных пар-слоев.

2. В озере Пеюнгда и ряде других озер региона визуально и по геохимическим аномалиям выделяется слой, связанный со взрывом ТКТ в 1908 г., что позволяет верифицировать возрастные модели на интервале последнего столетия.

3. Использование современного аналитического метода микро-РФА на пучках синхротронного излучения дает возможность построения временных рядов литолого-геохимических данных о составе отдельных слоев донных

отложений с высоким временным разрешением (год, сезон).

4. Значимая корреляция элементного состава датированных слоев донного осадка с региональными инструментальными метеоданными позволяет строить трансферные функции и получать климатические палеореконструкции на интервале последних тысячелетий.

5. Полученная нами на основе исследования донных осадков озера Пеюнгда температурная реконструкция в пределах оцененных погрешностей совпадает с литературными реконструкциями среднегодовых температур Арктики, что подтверждает ее надежность и правильность.

6. Представленная реконструкция региональных среднегодовых температур откалибрована по данным региональных метеонаблюдений, имеет количественную оценку погрешности и может использоваться для получения информации о природной периодичности климатических циклов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Подготовка твердых препаратов (Т.И. Маркович, В.С. Новиков), микро-РФА-СИ (Я.В. Ракшун, Ф.А. Дарьин, Д.С. Сороколетов) образцов донных отложений, варвохронология, построение возрастной модели (А.В. Дарьин, В.С. Новиков), построение трансферной функции и реконструкции (В.В. Бабич) осуществлялись в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им. Соболева СО РАН № 122041400214-9. Отбор проб донных отложений и анализ данных выполнены Д.Ю. Рогозиным и А.В. Мейдусом за счет гранта Российского научного фонда (РНФ) № 22-17-00185.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shi F. Multiproxy surface air temperature field reconstruction for the Arctic covering the past millennium // *Quaternary International*. 2012. № 279–280. P. 446.
2. Jones P.D., Briffa K.R., Osborn T.J., Lough J.M., Van Ommen T.D., Vinther B.M., Luterbacher J., Wahl E.R., Zwiers F.W., Mann M.E., Schmidt G.A., Ammann C.M., Buckley B.M., Cobb K.M., Esper J., Goosse H., Graham N., Jansen E., Kiefer T., Kull C., Küttel M., Mosley-Thompson E., Overpeck J.T., Riedwyl N., Schulz M., Tudhope A.W., Villalba R., Wanner H., Wolff E., Xoplaki E. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: A review of current status and future prospects // *Holocene*. 2009. № 19. P. 3–49.
3. Melles M., Svendsen J.I., Fedorov G., Brigham-Grette J., Wagner B. Quaternary environmental and climat-

- ic history of the northern high latitudes – recent contributions and perspectives from lake sediment records // *Journal of Quaternary Science*. 2022. № 37. P. 721–728.
4. ACIA. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. ACIA Overview report. Cambridge University Press. 2004P. 140.
 5. *Hanhijärvi S., Tingley M.P., Korhola A.* Pairwise comparisons to reconstruct mean temperature in the Arctic Atlantic Region over the last 2,000 years // *Climate Dynamics*. 2013. № 41(7–8). P. 2039–2060.
 6. PAGES2k Consortium: Continental-scale temperature variability during the last two millennia // *Nature Geoscience*. 2013. № 6. P. 339–346.
 7. *Sundqvist H.S., Kaufman D.S., McKay N.P., Balascio N.L., Briner J.P., Cwynar L.C., Sejrup H.P., Seppä H., Subetto D.A., Andrews J.T., Axford Y., Bakke J., Birks H.J.B., Brooks S.J., de Vernal A., Jennings A.E., Ljungqvist F.C., Rühland K.M., Saenger C., Smol J.P., Viau A.E.* Arctic Holocene proxy climate database – New approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables // *Climate of the Past*. 2014. № 10. P. 1605–1631.
 8. *Zi-Chen L.I., Wen-Bin S.U.N., Liang C.X., Xu-Huang X.I.N.G., Qing-Xiang L.I.* Arctic warming trends and their uncertainties based on surface temperature reconstruction under different sea ice extent scenarios // *Advances in Climate Change Research*. 2023. № 14 (3). P. 335–346.
 9. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis // Cambridge University Press, Cambridge and New York.
 10. *Screen J.A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*. 2010. № 464 (7293). P. 1334–1337.
 11. *Serreze M.C., Barry R.G.* Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis // *Global Planet Change*. 2011. № 77 (1–2). P. 85–96.
 12. *Рогозин Д.Ю., Крылов П.С., Даутов А.Н., Дарьин А.В., Калугин И.А., Мейдус А.В., Дегерменджи А.Г.* Морфология озер Центрально-Тунгусского плато (Красноярский край, Эвенкия): новые сведения по проблеме Тунгусской катастрофы 1908 года // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. № 510 (1). С. 81–85.
 13. *Boës X., Fagel N.* Relationships between southern Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO for the last 600 years // *Journal of Paleolimnology*. 2008. № 39 (2). P. 237–252.
 14. *Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракишун Я.В.* Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2013. № 77 (2). С. 204.
 15. *Дарьин А.В., Ракишун Я.В.* Методика выполнения измерений при определении элементного состава образцов горных пород методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 // Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. 2013. № 2 (51). С. 112–118.
 16. *Дарьин А.В., Рогозин Д.Ю., Мейдус А.В., Бабич В.В., Калугин И.А., Маркович Т.И., Ракишун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С., Гогин А.А., Сенин Р.А., Дегерменджи А.Г.* Следы тунгусского события 1908 г. в донных осадках озера заповедное по данным сканирующего РФА-СИ // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. № 492 (2). С. 61–65.
 17. *Бабич В.В., Рудая Н.А., Калугин И.А., Дарьин А.В.* Опыт комплексного использования геохимических особенностей донных отложений и палинологических записей для палеоклиматических реконструкций (на примере оз. Телецкое, Российский Алтай) // Сибирский экологический журнал. 2015. № 22 (4). С. 497–506.
 18. *Дарьин А.В., Гольдберг Е.Л., Калугин И.А., Федорин М.А., Золотарев К.В., Максимова Н.В.* Отношение интенсивностей упруго- и неупругорассеянного на образце синхротронного излучения – климатически коррелированный палеосигнал в историческом слое (1860–1996 гг.) донных осадков оз. Телецкое // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2003. № 12. С. 53–55.
 19. *Praetorius S., Rugenstein M., Persad G., Caldeira K.* Global and Arctic climate sensitivity enhanced by changes in North Pacific heat flux // *Nature Communications*. 2018. № 9 (1). P. 3124.

CLIMATIC CHANGES IN THE ARCTIC TERRITORIES OF EASTERN SIBERIA OVER THE LAST MILLENNIUM ACCORDING TO LITHOLOGICAL-GEOCHEMICAL DATA OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKE PEYUNGDA (KRASNOYARSK REGION, EVENKIA)

A. V. Dar'in^a, D. Yu. Rogozin^{b, #}, V. S. Novikov^a, A. V. Meydus^c, V. V. Babich^a, T. I. Markovich, Ya. V. Rakshun^d, F. A. Dar'in^d, D. S. Sorokoletov^d, Academician of the RAS A. G. Degermendzhi^b

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

^b*Institute of Biophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*

^c*Astafiev Krasnoyarsk State Pedagogical University, Krasnoyarsk, Russian Federation*

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

[#]*E-mail: rogozin@ibp.ru*

Using scanning micro-X-ray fluorescence analysis using synchrotron radiation, profiles of changes in the depth of the section in the elemental composition of the banded clays of Lake Peyungda (Krasnoyarsk Territory, Evenkia), located 30 km southwest of the epicenter of the Tunguska event (1908), were obtained. The age model is confirmed by the presence of a dated layer of anomalous thickness associated with the fall and explosion of the Tunguska cosmic body (TCB). Changes in element contents in dated core layers are compared with instrumental meteorological observation data over the last century, and a relationship is found between the average annual temperature of the region and the elemental composition of coeval layers of bottom sediments (transfer function). Approximation of the transfer function to the sampling depth of the sedimentary section made it possible to reconstruct the air temperature in the studied region over the past 1000 years. Comparison of the resulting reconstruction of average annual temperatures in the study area with global temperature reconstructions for the Arctic region for the same period shows the presence of general trends and extremes.

Keywords: paleoclimatic reconstructions, geochemistry, bottom sediments, Tunguska Cosmic body, Lake Peyunda, Krasnoyarsk region

УДК 556.55

СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ SENTINEL-1 ЗА ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД 2019–2022 гг.

© 2024 г. А. В. Зимин^{1,2,3,*}, О. А. Атаджанова^{1,4}, Е. А. Благодатских^{1,4}, А. А. Коник¹,
член-корреспондент РАН Н. Н. Филатов^{1,2},
член-корреспондент РАН А. А. Родионов^{1,5}

Поступило 12.10.2023 г.

После доработки 13.10.2023 г.

Принято к публикации 17.10.2023 г.

Выполнено обобщение результатов анализа пространственно-временной изменчивости проявлений субмезомасштабных вихревых структур на поверхности с мая по октябрь 2019–2022 гг. в Ладожском озере. В качестве исходных данных использовались более 1000 высокоразрешающих изображений Sentinel – 1A/B. Выявлено широкое распространение малых вихревых структур в теплый период года на акватории озера. Всего было зафиксировано 496 поверхностных проявлений вихрей. Средний диаметр зарегистрированных проявлений составил 2 км. Более 90% зарегистрированных вихрей относятся к субмезомасштабному интервалу изменчивости. Циклонический тип вращения наблюдался у 84% структур. Сезонный максимум вихревой активности отмечается в период развития устойчивой стратификации на большей части акватории Ладожского озера. Наиболее часто вихри встречаются к северу и северо-востоку от о. Валаам в областях с глубинами около 100 метров, но вблизи неровностей дна. В период существования весеннего термобара вихревые образования нередко фиксируются с холодной стороны фронтального раздела, что указывает на их важный вклад в процессы водообмена и перемешивания.

Ключевые слова: субмезомасштаб, мониторинг, спутниковые радиолокационные изображения, статистические характеристики вихревых образований, Ладожское озеро

DOI: 10.31857/S2686739724020201

ВВЕДЕНИЕ

Широкий спектр термогидродинамических процессов в глубоких, стратифицированных озерах, в том числе и в Ладожском озере, изучен достаточно подробно [1–3]. Это позволило выявить закономерности изменчивости гидрофизических полей в крупном, мезо- и мелкомасштабном интервалах. В крупных озерах основные термогидродинамические процессы подобны

океаническим, в частности, спектры колебаний течений и температуры в океане [4] и крупном озере [1] во многом схожи. Общей проблемой, возникающей при исследовании крупных стратифицированных водоемов с использованием традиционных подходов к проведению измерений, является недостаток сведений об изменчивости гидрологических явлений с характерными размерами от сотен метров до единиц километров на всей акватории [5]. Этот интервал изменчивости порядка бароклинного радиуса Россби, размер которого в Ладожском озере колеблется от 2 до 5 км [1], выделяется в особый диапазон – “субмезомасштаб”. Процессы в нем не описываются полностью положениями квази-геострофической теории и в то же время не являются в полной мере изотропно трехмерными, негидростатическими процессами [6], и оказывают значительное влияние на горизонтальный и вертикальный обмен на локальных акваториях [5]. В последние десятилетия представления о роли субмезомасштабных вихревых структур

¹Институт океанологии им. П. П. Шишова
Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт водных проблем Севера Карельского научного центра, Петрозаводск, Россия

³Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

⁴Морской гидрофизический институт
Российской Академии наук, Севастополь, Россия

⁵Санкт-Петербургский научный центр
Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: zjimin2@mail.ru

в динамике вод стремительно растет за счет анализа постоянно поступающих высокоразрешающих (десятки метров) данных спутниковых радиолокационных наблюдений [5, 7, 8].

Вихревые структуры масштаба сотни метров — единицы километров неоднократно регистрировались в Ладожском озере при проведении специализированных исследований [1, 9–14], однако сведения об их роли в процессах, происходящих в Ладожском озере, без широко-масштабного обобщения имеют характер качественных оценок или гипотез. Одним из наиболее полных исследований вихревых структур для озер из космоса является работа [15], в которой в озере Верхнее на основе 361 радиолокационного изображения ERS-1,2 с разрешением 30 м в теплое время года для периода 1992–1998 гг. были зарегистрированы 45 малых вихрей, а также получены их характеристики (положение, диаметр, тип вихря: циклонический/антициклонический). Авторы установили, что в среднем вихри имеют диаметр 9.8 км, часто встречаются в районах резкого температурного градиента $3\text{--}5^\circ\text{C}/3\text{км}$. Кроме этого, известны исследования вихрей масштабом порядка единиц километров по спутниковым данным в озере Байкал, однако там внимание исследователей было приковано к вихрям в ледовых полях вследствие простоты их идентификации [16, 17].

Цель данной работы — получить количественную оценку пространственно-временной изменчивости характеристик малых вихревых структур на акватории Ладожского озера в течение теплого сезона на основе данных спутниковых радиолокационных измерений Sentinel-1, выполненных с мая по октябрь 2019–2022 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исходных данных использовались 1023 радиолокационных изображения (РЛИ) Sentinel-1 A/B в C-диапазоне и IW режиме съемки с разрешением 20 м за период с мая по октябрь 2019–2022 гг. РЛИ были получены с сайта Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu> (дата обращения: 1 декабря 2022 г.)). За 2019 г. было проанализировано 293 РЛИ, за 2020 г. — 276, за 2021 — 303, за 2022 — 151. Отметим, что меньшее количество РЛИ за 2022 год связано с завершением миссии спутника Sentinel-1B. Среднее покрытие по всей акватории составило около 285 радиолокационных снимков на единицу площади за весь период (рис. 1 а).

Вихри регистрировались как структуры, проявляющиеся на РЛИ в виде закрученных в спирали или дуги контрастных полос (рис. 1 б). С использованием ПО ESA SNAP по методике, описанной в [8], для каждого вихря определялись: координаты центра, диаметр и тип вращения (циклонические — против часовой стрелки (C), антициклонические — по часовой стрелке (Ac)). На основе полученных данных оценивались характеристики пространственной и временной изменчивости проявлений малых вихрей. Для каждых суток, когда на акватории отмечались вихри, их распределение сопоставлялось с пространственным распределением среднесуточной температуры на поверхности Ладожского озера по данным спутника MODIS/Aqua.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ РЛИ, покрывающих акваторию Ладожского озера за май–октябрь 2019–2022 гг., позволил зарегистрировать 496 поверхностных проявлений вихревых структур. Из них 374 проявления были с циклоническим типом вращения и 85 — с антициклоническим. Показано, что малые вихревые структуры встречаются на всей изучаемой акватории (рис. 2 а). Они отмечались как в мелководных прибрежных районах (бухта Петрокрепость, Волховская и Свирская губы), так и в открытой глубоководной части озера. Чаше всего вихри регистрировались к северу и северо-востоку от острова Валаам, в относительно глубоководном районе (средняя глубина более 100 м), характеризующемся резкими перепадами глубины. Среди них отмечались как отдельные вихри, так и дипольные структуры, а также вихревые дорожки. Подобные проявления характерны для районов озера, где наблюдается локальный сдвиг течений, например, под воздействием вдольбереговых потоков и топографии дна или взаимодействия различных типов вод.

Диаметры зарегистрированных вихрей изменялись от 0.2 до 13.5 км, при этом около 90% проявлений (как циклонических, так и антициклонических) имели диаметр до 5 км (рис. 2 б), что не превышает верхней оценки бароклинного радиуса Россби для Ладожского озера. Усредненный же по данным всех наблюдений диаметр вихревых структур составил 2 км. При этом средний диаметр циклонов (1.9 км) был несколько меньшим, чем у антициклонов (2 км).

Статистические характеристики внутрисезонной изменчивости количества зарегистрируемых проявлений представлены в табл. 1. Количество анализируемых РЛИ от месяца к месяцу варьировалось незначительно, от 164 до 181

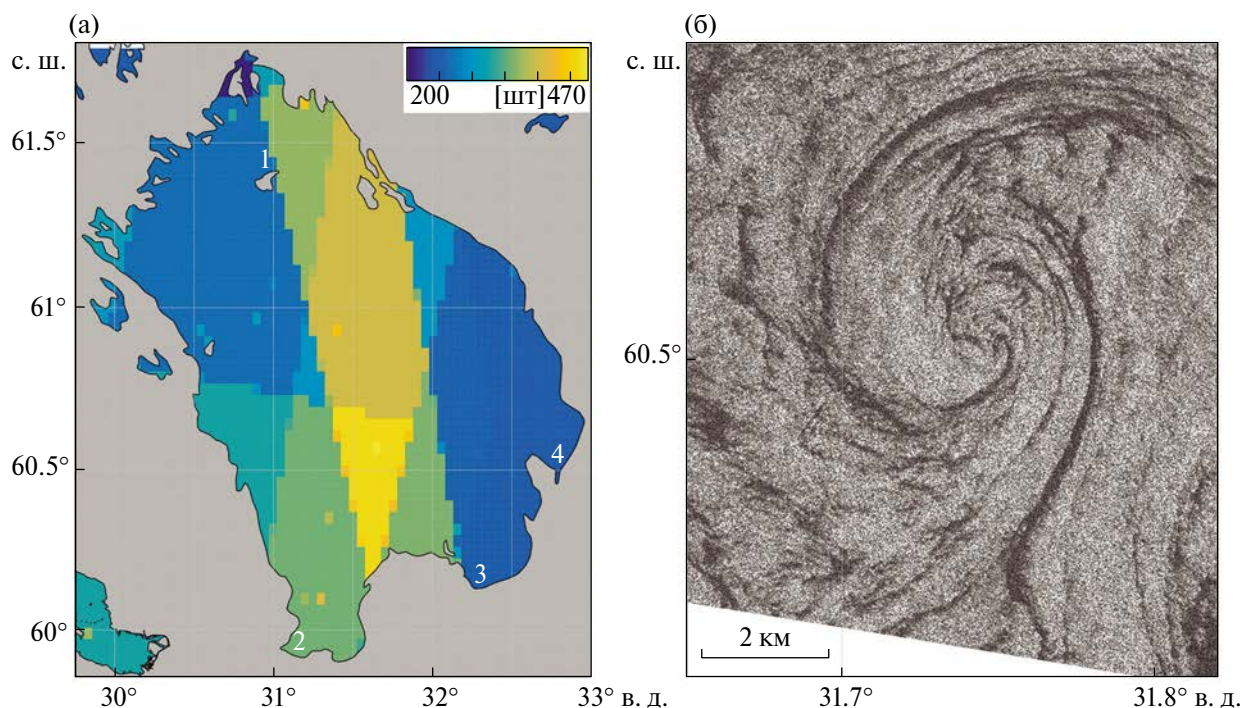


Рис. 1. а – Карта покрытия радиолокационными изображениями Ладожского озера с мая по октябрь 2019–2022 гг. (шкала представлена в количестве РЛИ), где цифрами обозначены: 1 – остров Валаам, 2 – бухта Петрокрепость, 3 – Волховская губа, 4 – Свирская губа. б – Фрагмент РЛИ Sentinel-1 от 19.08.2020 04:08 (UTC), на котором отображено проявление циклонической вихревой структуры.

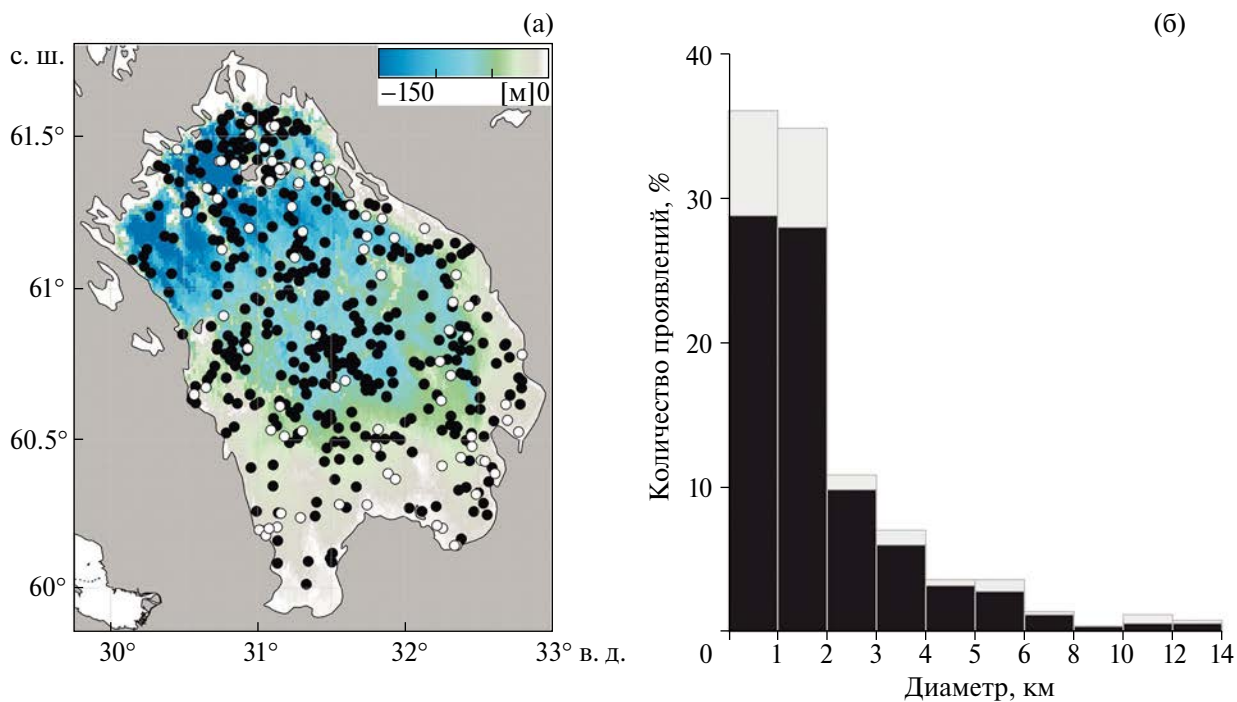


Рис. 2. Пространственное распределение центров вихрей (а) и гистограмма их диаметров (б) за май-октябрь 2019–2022 г. Черный цвет – циклонические проявления, белый – антициклонические. Шкала глубин на рисунке в метрах.

Таблица 1. Внутрисезонная изменчивость характеристик субмезомасштабных вихревых структур за 2019–2022 гг.

Месяц	Количество РЛИ, шт.	Количество вихрей, шт.			Средний диаметр, км		
		С	Ас	Итого	С	Ас	Итого
Май	166	72	7	79	1.1	1.8	1.2
Июнь	164	56	18	74	1.7	2.7	1.9
Июль	164	72	22	94	2.1	1.0	1.8
Август	181	78	15	93	3.2	2.7	3.1
Сентябрь	173	90	10	100	1.9	3.1	2.1
Октябрь	175	37	19	56	1.4	1.5	1.4

изображения. Число отмеченных циклонических структур во все месяцы было в разы, а иногда и на порядок, больше антициклонических. Субмезомасштабные вихри чаще всего регистрировались в июле-сентябре, когда устойчивая термическая стратификация охватывала всю или большую часть глубоководной акватории озера. Абсолютный минимум вихрей регистрировался в октябре, когда уменьшаются температурные неоднородности, способствующие развитию сдвиговой неустойчивости, и наблюдается усиление ветровой деятельности, маскирующей проявления вихрей на поверхности водоема.

Полученные среднемесячные оценки диаметров вихревых структур также показывают их зависимость от развития стратификации на акватории озера. Минимальные диаметры вихревых структур отмечались в условиях формирования и разрушения устойчивой термической стратификации в мае и октябре, максимальные — в августе. Это дает основание полагать, что в условиях развитой стратификации малые вихри имеют большее время существования. Соответственно субмезомасштабные структуры, возникающие по разным причинам в июле-сентябре, могут вносить более значительный вклад в вертикальный обмен, чем в другие месяцы.

Значительное число вихрей, отмечаемое в период активного движения термобара в мае-июле, говорит о том, что они оказывают также влияние на обмен между стратифицированными и изотермическими областями озера даже в условиях слабых ветров. В качестве примера, подтверждающего возможность интенсивного заброса теплых вод в “холодную” зону термобара, отмеченную еще в [10], приведем данные за 9 мая 2019 г (рис. 3), полученные в условиях маловетренной погоды. В этот день было зарегистрировано девять вихревых циклонических структур. Все они отмечались в теплоинертной области, ограниченной изотермой 4°C, которая обычно принимается за положение термобара. Три одиночных вихря с диаметром от 1.4 до 1.9 км регистрировались в южной части озера вблизи термобара. Шесть вихрей отмечались к северо-северо-востоку от острова Валаам. Они вытянулись в виде цепочки от берега, вблизи которого прослеживался термобар в сторону острова. Вихревые структуры здесь имели диаметры от 0.5 до 0.8 км. Отметим, что в связи с малыми размерами вихрей регистрировать их в поле температуры не представляется возможным ввиду недостаточного разрешения измерений по спутниковым данным.

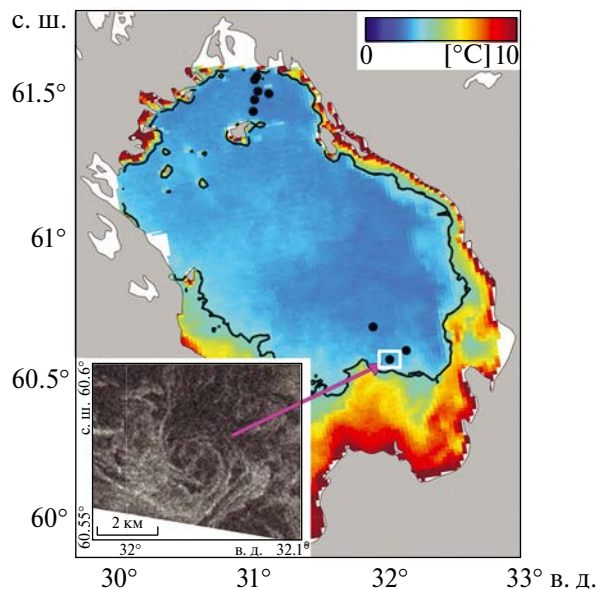


Рис. 3. Пространственное распределение среднесуточной температуры поверхности Ладожского озера по данным спутника MODIS/Aqua за 09.05.2019 г. На врезке — фрагмент РЛИ с поверхностным проявлением вихревой структуры по данным спутника Sentinel 1B за 09.05.2019 04:08 (UTC). На карте черной линией обозначено положение термобара, соответствующее изотерме 4°C, белый прямоугольник — положение фрагмента РЛИ.

ВЫВОДЫ

В результате анализа свыше 1000 высокоразрешающих спутниковых радиолокационных изображений за май–октябрь 2019–2022 гг. было зарегистрировано 496 поверхностных вихревых проявлений со средним диаметром 2 км. При этом циклонические вихри преобладали над антициклоническими почти в 4,5 раза. Были детектированы одиночные вихри и группы вихревых структур разнообразных форм. Чаще всего на акватории озера малые вихри регистрировались в период активного движения термобара и развития устойчивой стратификации над глубоководными районами озера. Подтверждено, что они могут вносить существенный вклад в обмен по вертикали и через термобар, как это показано в [18].

Выполненное обобщение показывает, что субмезомасштабные вихри являются распространенным явлением на акватории Ладожского озера. Интересно, что некоторые характеристики субмезомасштабных вихрей на акватории озера наблюдались и в различных морях Мирового океана. В частности, это касается того, что количество вихрей циклонического вращения может преобладать над количеством вихрей с антициклоническим вращением [5, 7, 8]. Вероятно, благоприятными причинами для доминирования циклонических субмезомасштабных вихрей (в северном полушарии) являются фоновая циклоническая завихренность и вращающий момент придонного трения. Второй фактор очевидно наиболее важен для Ладожского озера.

Сведения о частой встречаемости малых вихревых структур на акватории озера являются фактом, требующим совершенствования существующих гидродинамических моделей Ладожского озера.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке гранта российского научного фонда (проект № 23-17-20010) и за счет гранта Санкт-Петербургского научного фонда (проект № 23-17-20010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Филатов Н.Н. Гидродинамика озер. СПб.: Наука, 1991. 200 с.
2. Филатов Н.Н. Состояние и перспективы исследований гидрофизических процессов и экосистем внутренних водоемов (обзор) // Фундаменталь-

ная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.7868/S2073667319010015>.

3. Hutter K., Wang Y., Chubarenko I. Physics of Lakes. Volume 2: Lakes as Oscillators. Springer Berlin, Heidelberg, 2011. 646 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-19112-1>
4. Монин А.С., Каменкович В.М., Корн В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 362 с.
5. Зимин А.В. Субприливные процессы и явления в Белом море. М.: ГЕОС, 2018. 220 с.
6. Thomas L.N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics // Geophysical Monograph Series. 2008. V. 177. P. 17–38. <https://doi.org/10.1029/177GM04>
7. Karimova S., Gade M. Improved statistics of submesoscale eddies in the Baltic Sea retrieved from SAR imagery // International Journal of Remote Sensing. 2016. V. 37. № 10. P. 2394–2414. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1145367>
8. Atadzhanova O.A., Zimin A.V. Analysis of the characteristics of the submesoscale eddy manifestations in the Barents, the Kara and the White Seas using satellite data // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2019. V. 12. № 3. P. 36–45.
9. Кондратьев К.Я., Филатов Н.Н., Зайцев Л.В., Зубенко А.В. Особенности динамики вод Ладожского озера по данным дистанционного зондирования // Доклады АН СССР. 1987. Т. 293. № 5. С. 1224–1227.
10. Кондратьев К.Я., Липатов В.В., Тихомиров А.И. Тонкая структура термобара // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 216–219.
11. Kondratyev K. Ya., Filatov N.N., Melentev V.V., et al. Limnology and Remote Sensing: A Contemporary Approach. London: Springer Science & Business Media, 1999. 406 p.
12. Науменко М.А., Гузиватый В.В., Каретников С.Г., Петрова Т.Н., Протопопова Е.В., Крючков А.М. Натурный эксперимент “Термический фронт-Ладога-2010” // Доклады РАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 83–87.
13. Менишуткин В.В., Руховец Л.А., Филатов Н.Н. Моделирование экосистем пресноводных озер (обзор) 2. Модели экосистем пресноводных озер // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 1. С. 24–38. <https://doi.org/10.7868/S0321059614010088>.
14. Гузиватый В.В., Науменко М.А. Течения на поверхности Ладожского озера на основе последовательных ИК-спутниковых съемок // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях

- изменяющегося климата. М.: Российская академия наук, 2021. С. 232–243.
15. *McKinney P., Holt B., Matsumoto K.* Small eddies observed in Lake Superior using SAR and sea surface temperature data // *Journal of Great Lakes Research*. 2012. V. 38. P. 786–797. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2012.09.023>
 16. *Kouraev A., Zakharova E., Rémy F., Kostianoy A., Shimarayev M., Hall N., Zdorovenkov R., Suknev A.* Giant ice rings on lakes and field observations of lens-like eddies in the Middle Baikal (2016–2017) // *Limnology and Oceanography*. 2019. V. 64. P. 2738–2754. <https://doi.org/10.1002/lno.11338>
 17. *Зырянов В.Н., Чебанова М.К., Зырянов Д.В.* Каньонные вихри. Приложение теории топографических вихрей к феномену ледовых колец Байкала // *Водные ресурсы*. 2022. Т. 49. № 2. С. 132–141. <https://doi.org/10.31857/S0321059622020195>
 18. *Чубаренко И.П.* Горизонтальная конвекция над подводными склонами. Калининград: Терра Балтика, 2010. 256 с.

SUBMESOSCALE EDDY STRUCTURES OF LAKE LADOGA ACCORDING TO RADAR DATA OF SENTINEL-1 FOR THE WARM PERIOD 2019–2022

A. V. Zimin^{a, b, c, #}, O. A. Atadzhanova^{a, d}, E. A. Blagodatskikh^{a, d}, A. A. Konik^a,

Corresponding Member of the RAS N. N. Filatov^{a, b},

Corresponding Member of the RAS A. A. Rodionov^{a, e}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow,
Russian Federation*

^b*Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre, Petrozavodsk,
Russian Federation*

^c*St. Petersburg University, St. Petersburg, Russian Federation*

^d*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Russian Federation*

^e*Saint-Petersburg Research Center, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: zimin2@mail.ru*

Summary of the results of the analysis of the spatiotemporal variability of sub-mesoscale eddy structures on the surface for Lake Ladoga from May to October 2019–2022 is conducted. The original data consists of over 1000 high-resolution Sentinel-1A/B images. It has been found that eddy structures are widely distributed during the warm period of the year in the lake's basin. A total of 496 surface manifestations of eddies were recorded. The average diameter of the observed structures was 2 km. More than 90% of the recorded eddies belong to the sub-mesoscale variability range. Cyclonic rotation was observed in 84% of the structures. The seasonal maximum of eddy activity is observed during the development of stable stratification over most of Lake Ladoga. Eddies are most frequently encountered to the north and northeast of Valaam Island in areas with depths of around 100 meters, but in close proximity to the unevenness of the seabed. Eddy formations are often observed on the cold side of the frontal boundary during the existence of the spring thermocline, indicating their important contribution to water exchange and mixing processes.

Keywords: eddies, submesoscale, monitoring, satellite radar images, statistical characteristics of eddy formations, Lake Ladoga

УДК 551.465

РЕГИСТРАЦИЯ ИЗ КОСМОСА ИНТЕНСИВНЫХ ВЫХОДОВ ГАЗА НА МОРСКУЮ ПОВЕРХНОСТЬ, СВЯЗАННЫХ С ПОВРЕЖДЕНИЯМИ ГАЗОПРОВОДОВ СЕВЕРНЫЙ ПОТОК-1 И СЕВЕРНЫЙ ПОТОК-2

© 2024 г. Академик РАН В. Г. Бондур¹, В. В. Замшин¹, В. Н. Черникова^{1,*}

Поступило 27.09.2023 г.

После доработки 19.10.2023 г.

Принято к публикации 24.10.2023 г.

С использованием оптических (спутники Канопус-В, Sentinel-2В) и радиолокационных (спутник Sentinel-1А) космических изображений проанализированы аномально интенсивные газопроявления на морской поверхности, обусловленные повреждениями подводных газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море. В области таких газопроявлений обнаружены положительные контрасты удельной эффективной поверхности рассеяния (до 7.5 дБ), зарегистрированные радиолокационной аппаратурой спутника Sentinel-1А, а также спектральной отражательной способности (до 0.73 ед.), зарегистрированные оптической аппаратурой спутников Канопус-В и Sentinel-2В. Выявлены их характерные особенности на морской поверхности: куполообразные возвышения, фонтаны, сулой, пена, обрушения волн и искажения структуры поверхностного волнения, эффект возникновения ветровой тени. На основании учета объема и плотности газа, находившегося в поврежденных трубопроводах, показано, что общий объем выброса метана составил не более ~ 0.51 Тг, т.е. менее 0.1% от годового глобального выброса метана в атмосферу планеты.

Ключевые слова: газопроявления, морская поверхность, дистанционное зондирование Земли, спутниковые данные, многоспектральные изображения, радиолокационные изображения, подводные газопроводы, сулой

DOI: 10.31857/S2686739724020216

ВВЕДЕНИЕ

Выходы газа на морскую поверхность — газопроявления (ГП), обусловленные природными и антропогенными причинами, являются малоизученными аномальными явлениями. Существование таких явлений объясняется теоретическими предпосылками и подтверждается натурными измерениями [1–3]. Регистрация различных антропогенных и естественных аномальных процессов на морской поверхности производится различными контактными, например [4, 5], и дистанционными, например [6–8], методами, а также с использованием результатов математического моделирования, например [9]. Наиболее перспективными методами регистрации аномалий морской поверхности, особенно на больших площадях, являются аэрокосмические методы [6–8] и их использование совместно

с контактными методами и методами математического моделирования [8].

В связи с происходящим ростом потоков данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), развитием баз данных и возрастанием количества исследований, использующих спутниковые изображения морской поверхности, следует ожидать увеличения вероятности и количества случаев регистрации интенсивных ГП. Однако необходимо отметить, что результаты исследований из космоса проявлений интенсивных ГП, обусловленных масштабными повреждениями на морских газопроводах, до недавнего времени не публиковались и были в литературе не известны. В последнее время появились лишь две публикации [10, 11], посвященные исследованиям таких техногенных аварий с использованием спутниковых данных.

В настоящей работе рассмотрены особенности формирования ГП на морской поверхности, вызванных такими авариями, и возможности их регистрации методами дистанционного

¹ Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

*E-mail: office@aerocosmos.info

зондирования. С использованием оптических и радиолокационных спутниковых данных исследуются надежно опознанные с 29 сентября по 1 октября 2022 года интенсивные ГП на морской поверхности, обусловленные повреждениями газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море. На основании анализа космических изображений, полученных с борта спутников Канопус-В, Sentinel-1A и Sentinel-2B, выявлены особенности обнаруженных из космоса интенсивных ГП на морской поверхности, вызванных повреждениями газопроводов, выполнена предварительная физическая интерпретация зарегистрированных аномалий, которые сопоставлены с ранее полученными результатами.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОПРОЯВЛЕНИЙ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ РЕГИСТРАЦИИ СПУТНИКОВЫМИ МЕТОДАМИ

Морские ГП можно классифицировать на два типа: природные и антропогенные.

Основные природные подводные (донные) источники ГП обычно приурочены к определенным геологическим структурам, фокусирующим поток газа, таким как зоны тектонических деформаций (разрывные, складчатые и инъективные нарушения), осложненные стратиграфическим несогласием горных пород, диапировые структуры и др. [2, 3]. Высачивания газа из естественных донных источников различного типа иногда обобщенно называют сипами [7, 12]. Потоки газа могут поступать из залежей свободного газа в осадочном чехле, газогидратов и грязевых вулканов. Характерными формами донного рельефа в районах регистрации ГП являются покмарки, которые представляют собой округлые углубления, образующиеся в результате эпизодического выброса газа [7, 13]. Большинство природных источников расположено в диапазоне глубин от 50 до 650 м, включающем переходную зону между континентальным шельфом и материковым склоном [1]. Значительная часть подводных ГП представлена метаном [3].

На рис. 1 представлена условная схема, иллюстрирующая основные природные и антропогенные источники эмиссий газа в морскую среду и процесс формирования ГП на морской поверхности.

При прохождении донных отложений метан окисляется как в анаэробных (без доступа

кислорода), так и в аэробных (с доступом кислорода) условиях при участии метан-окисляющих архей и сульфатредуцирующих бактерий [1, 14]. При интенсивном потоке метана из недр, превышающем производительность процесса окисления в донных осадках, этот газ способен выделяться в толщу воды [3] (рис. 1).

Находясь в водной толще, метан участвует в различных биогеохимических и гидродинамических процессах, таких как газообмен между пузырьками газа и окружающей их водной средой, миграция метана к поверхности моря, вовлеченность в вертикальные и горизонтальные перемешивания вод, которые подвержены сезонным изменениям [15] (рис. 1). На процесс поднятия газовых пузырьков со дна к морской поверхности влияют такие факторы, как глубина, температура, мощность выбросов газа, размер пузырьков и др.

Антропогенные морские ГП обусловлены человеческой деятельностью. Основными источниками антропогенных морских ГП являются объекты нефтегазового комплекса, в том числе используемые при строительстве и эксплуатации поисковой и добывающей инфраструктуры, подводных трубопроводных систем, хранении и танкерной транспортировке газосодержащих продуктов [6, 7]. Особую роль при этом играют повреждения подводных газопроводов (рис. 1).

Как видно из рис. 1, морские ГП обусловлены источниками различных типов, при этом поступивший в водную среду газ вовлекается в комплекс разнородных процессов, которые в конечном счете влияют на особенности проявления газовых сипов на морской поверхности. Эти особенности необходимо учитывать при регистрации таких ГП различными методами. Контактные методы регистрации морских ГП предоставляют ограниченные возможности, прежде всего по пространственному охвату наблюдений. Они сопряжены также со значительными временными и финансовыми затратами. Поэтому целесообразно использовать средства ДЗЗ, особенно спутниковые, которые интенсивно развиваются [6, 7].

Из анализа работ [6, 7, 16, 17] следует, что обнаружение ГП может осуществляться с помощью спутниковых оптических и радиолокационных методов ДЗЗ.

Таковыми методами могут регистрироваться в том числе:

– изменения оптических свойств [7, 16, 17] и удельной эффективной поверхности рассеяния

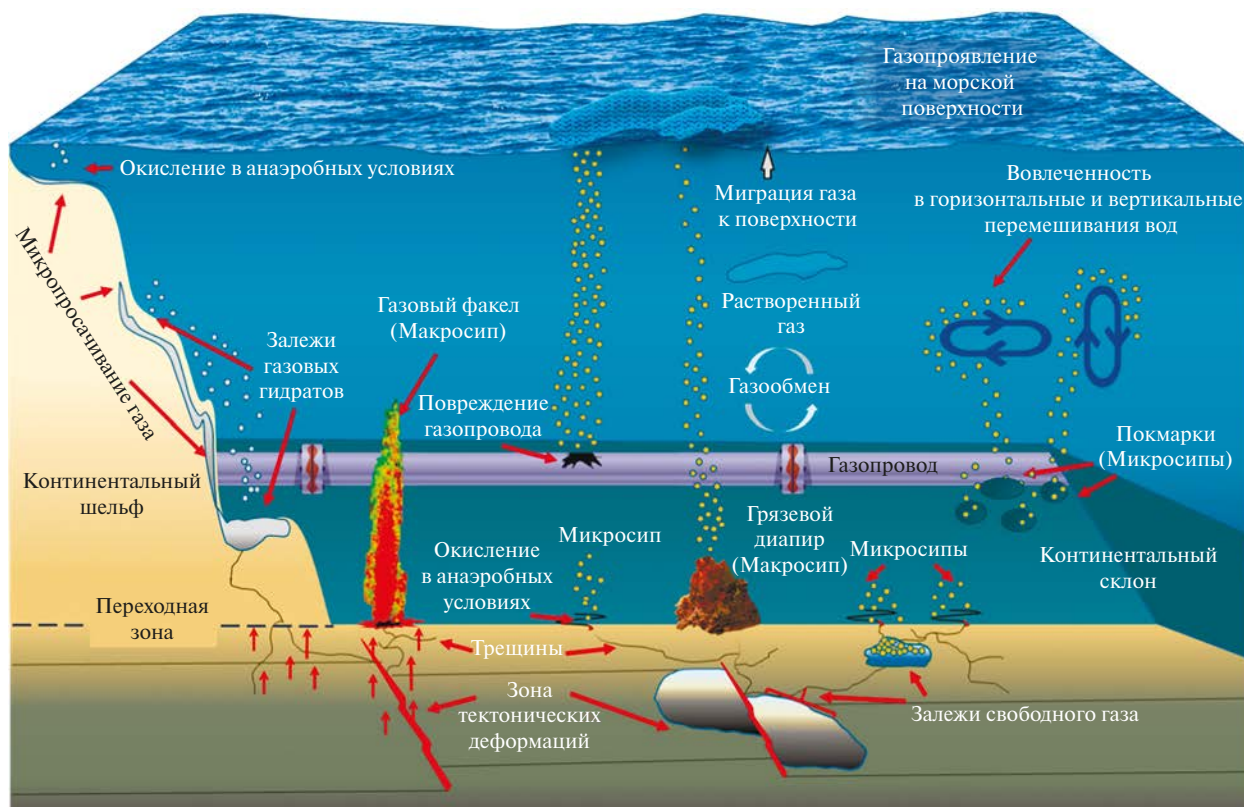


Рис. 1. Условная схема, иллюстрирующая основные природные и антропогенные источники эмиссии газа в морскую среду и процессы формирования ГП на морской поверхности.

(УЭПР) [6, 7] границы раздела морская среда – атмосфера, связанные с наличием бурлений и куполообразных возвышений на морской поверхности, наличием застывших пузырьков газа и проталин в ледовом покрове [6, 7];

– изменения оптических свойств приповерхностного слоя морской среды [6, 7] в связи со взмучиванием донных осадков потоками газа, наличием пузырьков газа в водной толще, развитием газо-окисляющих архей и сульфатредуцирующих бактерий;

– изменения температуры морской среды [6, 7], связанные с поднятием к поверхности теплых/холодных (в сравнении с окружающей морской средой) потоков газа и др.

В настоящей работе изучаются несколько уникальных образов ГП, связанных с повреждением газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2, выявленных на спутниковых оптических и радиолокационных изображениях морской поверхности.

ОСОБЕННОСТИ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

На рис. 2 приведена карта, на которой отображены места обнаружения изучаемых интенсивных ГП на морской поверхности с указанием дат и времени (по Гринвичу) спутниковых наблюдений. Обозначение типа “СП1-...” указывает на номер газопровода, к которому приурочено ГП. Обозначение типа “...-1-а” указывает на порядковый номер ГП (-1-) и эпизод его спутникового наблюдения (-а).

Географическое положение обнаруженных интенсивных ГП:

- для газопровода Северный поток-1:
 - 1) 55°33'18" с.ш. 15°47'46" в.д. (СП1–1);
 - 2) 55°32'5" с.ш. 15°42'7" в.д. (СП1–2);
- для газопровода Северный поток-2:
 - 1) 54°52'34" с.ш. 15°24'24" в.д. (СП2–1).

На рис. 3 приведены изображения этих газопрооявлений, полученные с борта авиационных

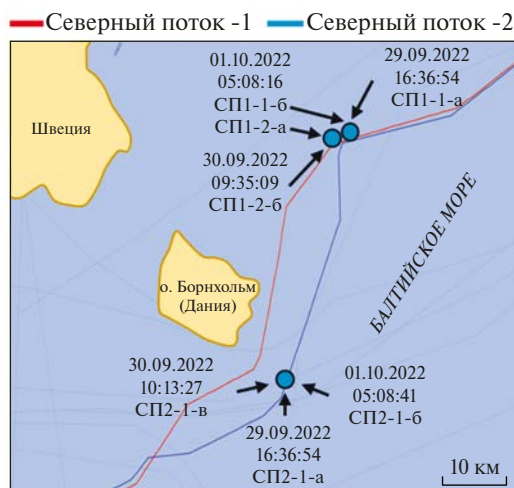


Рис. 2. Карта района обнаружения интенсивных антропогенных газопоявлений в Балтийском море по спутниковым данным.

средств 27 и 28 сентября 2022 года (<https://www.kustbevakningen.se/>, <https://dma.dk/>).

Дешифровочные признаки и априорные данные свидетельствуют о том, что эти объекты являются интенсивными ГП, сопровождающимися куполообразными возвышениями морской поверхности и большим количеством пены, а также

пузырей в приповерхностном слое. Они были зарегистрированы в местах повреждений подводных газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2, произошедших 26 сентября 2022 г. в Балтийском море.

При проведении исследований в качестве исходных данных использовались различные космические изображения, полученные в период с 29 сентября по 1 октября 2022 года, в том числе: радиолокационные (спутник Sentinel-1A, разрешение 10 м, режим съемки – Interferometric Wide) и оптические (спутник Канопус-В, разрешение 2 м, а также спутник Sentinel-2B, разрешение 10 м). Было проанализировано 5 космических изображений (3 изображения, полученных со спутника Sentinel-1A; по одному изображению, полученных со спутников Sentinel-2B и Канопус-В). На этих спутниковых изображениях были обнаружены наиболее интенсивные ГП.

Помимо космических изображений, анализировались гидрометеорологические характеристики, полученные с помощью модельных продуктов HYCOM, в том числе:

1. Температура морской среды ($^{\circ}\text{C}$) вдоль трасс газопроводов (на глубине ~ 70 м);
2. Осредненные по глубине скорость и направление течений в районах ГП.

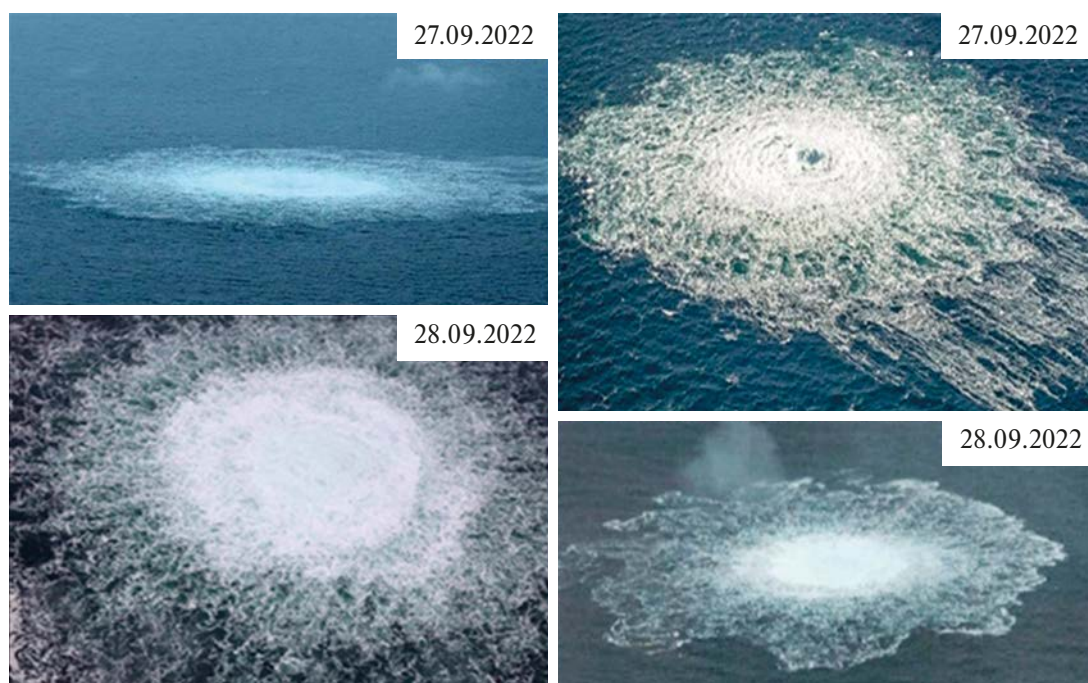


Рис. 3. Изображения интенсивных антропогенных газопоявлений на морской поверхности, вызванных повреждениями на газопроводах Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море, полученные с борта авиационных средств 27 и 28 сентября 2022 года (<https://www.kustbevakningen.se/>, <https://dma.dk/>).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 4 приведены результаты обработки спутниковых оптических и радиолокационных изображений изучаемых интенсивных ГП, позволившие выявить текстуру, размеры, спектральные и радиолокационные контрасты, а также другие особенности объектов интереса. Кроме того, результаты обработки спутниковых изображений сопровождались данными о скоростях и направлениях течений. Зарегистрированные количественные данные о наблюдаемых ГП обобщенно представлены в табл. 1, приведенной ниже.

На рис. 4 а приведен пример оптического изображения ГП (СП1–2-б), полученного в панхроматическом канале аппаратуры спутника Канопус-В. Данное изображение, а также профиль яркости, сделанный в направлении запад–восток, позволяют оценить структуру и размеры ГП в районе СП1–2 (30 сентября 2022 года, 09:35:09 UTC). Анализ рис. 4 а показывает, что в структуре интенсивного ГП можно выделить центральную часть с поперечным размером ~ 200 м, которая, по всей видимости, представляет собой куполообразное возвышение (бурление, сулой). Этому структурному элементу ГП соответствуют относительно высокие уровни принятого сигнала (80% и выше от максимального уровня яркости исследуемого фрагмента изображения¹).

Возможность существования ГП с такой формой проявления на морской поверхности рассматривалась в работах [6, 7]. Центральная часть ГП окаймлена периферийной частью, в целом увеличивающей поперечный размер объекта интереса до ~ 500 и более метров. Анализ текстуры периферийной части, а также анализ доступных авиационных изображений (рис. 3), указывает на то, что периферийная часть представлена пеной и участками водной поверхности с искаженным (по сравнению с фоновой водной поверхностью) спектром ветрового волнения. Периферийная часть ГП СП1-2-б образует шлейф, вытянутый на север (рис. 4 а), в направлении действия ветра.

На рис. 4 б приведен пример космического оптического изображения, полученного с помощью многоспектральной аппаратуры спутника Sentinel-2В. На этом рисунке изображено ГП СП2-1-в (30 сентября 2022 года, 10:13:27 UTC). Размеры этого ГП не превышают 300 м. Анализ

графика, приведенного на рис. 4 б, показывает, что во всех трех каналах видимой области спектра (RGB) наблюдается существенное усиление сигнала (до 0.65 и более ед. спектральной отражательной способности²), которое свидетельствует о наличии большого количества пены, интенсивных обрушений морских волн, сулой. При этом шлейф, окаймляющий ГП, с несколько сниженными (по отношению к центральной части ГП) уровнями спектральной отражательной способности, вытянут в северо-восточном направлении.

На рис. 4 в, г представлены радиолокационные образы ГП, полученные на согласованной вертикальной (VV) поляризации аппаратурой спутника Sentinel-1А со средним пространственным разрешением (10 м). Образы радиолокационных космических изображений с проведенными поперек них профилями значений УЭПР³ позволили оценить размеры и контрасты ГП, а также выявить особенности их структуры и форм (табл. 1). Размеры ГП варьировались от 400 до 700 м (табл. 1, столбец 2). Значения УЭПР фоновой водной поверхности, приведенные на графиках (рис. 4 в, г), были всегда ниже, чем у ГП (положительный контраст), и варьировались от -25 до -15 дБ в зависимости от угла зондирования и гидрометеорологических факторов. При этом значения УЭПР для ГП составляли от -7 до -13 дБ. Анализ данных, приведенных в табл. 1, показал, что контрасты УЭПР в области ГП изменялись в диапазоне от 2.5 до 7.5 дБ (табл. 1, столбец 4).

Из данных работы [7] следует, что интенсивные газопроявления на морской поверхности при умеренном волнении или штиле на радиолокационном изображении должны отображаться в виде аномалий с положительным контрастом УЭПР. Полученные нами результаты (табл. 1) подтверждают эти положения.

Радиолокационные образы интенсивных ГП СП1-1-а и СП2-1-а (рис. 4, а также табл. 1) отличаются наличием сликов, приуроченных к ГП, характеризующихся отрицательным контрастом (-5 дБ и -3 дБ). Справедливо предположить, что эти слики обусловлены ветровыми тенями, возникающими в связи с перекрытием приповерхностного потока ветра бурлением и сулой в центральной части ГП. В пользу гипотезы

² Данные Sentinel-2 представлены в единицах “спектральной отражательной способности”.

³ Данные Sentinel-1А представлены в единицах удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) в децибелах.

¹ Данные Канопус-В представлены в единицах “приборной яркости”.

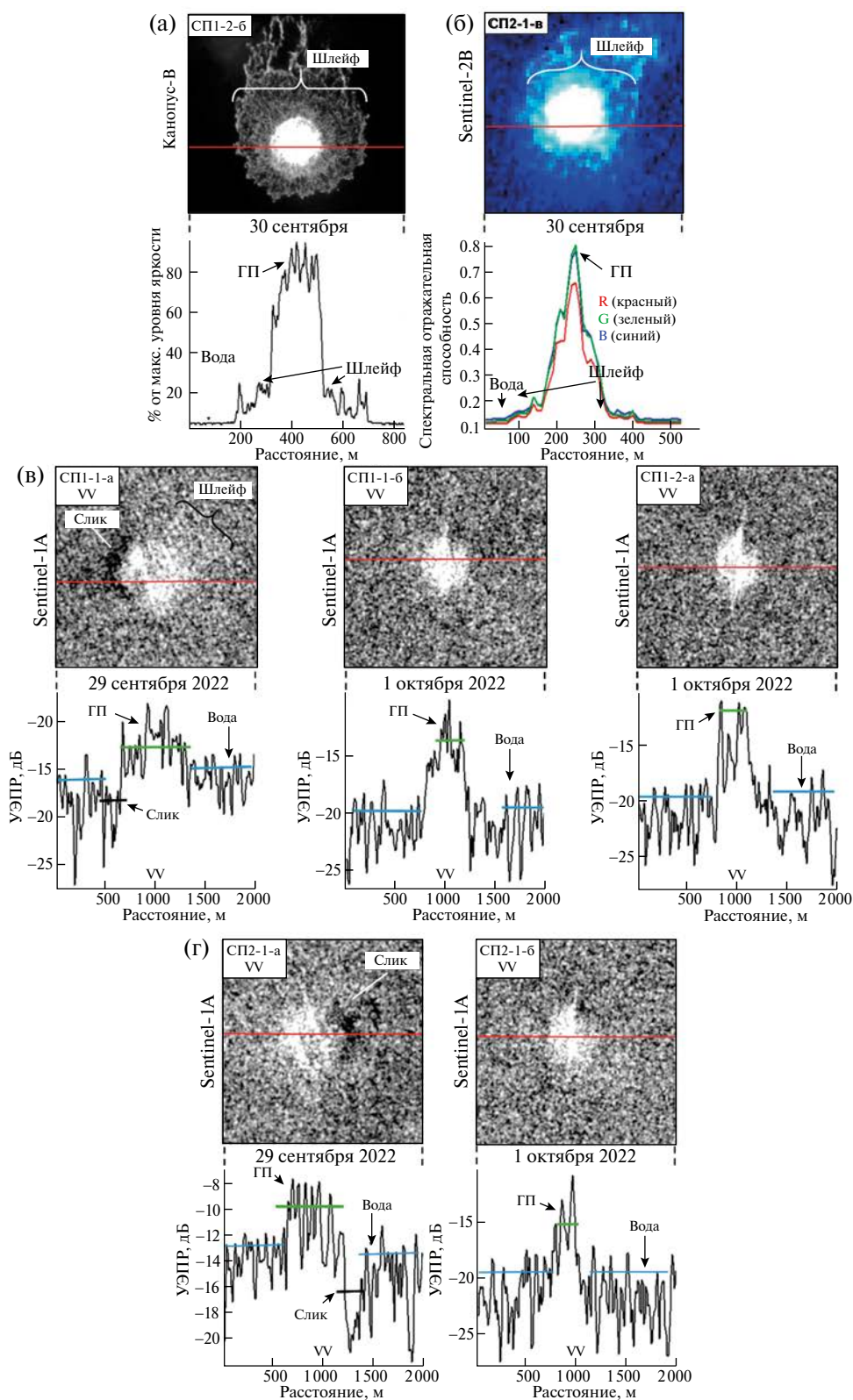


Рис. 4. Результаты обработки спутниковых оптических (а, б) и радиолокационных (в, г) изображений интенсивных антропогенных ГП, связанных с повреждениями газопроводов в Балтийском море. Красные линии на изображениях соответствуют графикам профилей яркости (для данных Канопус-В, панхроматический канал), спектральной отражательной способности (для данных Sentinel-2B, спектральные каналы видимого диапазона) и УЭПР (для Sentinel-1A). Синие, зеленые и черные линии на профилях УЭПР демонстрируют средний уровень сигналов для воды (фона), ГП и сликов соответственно.

Таблица 1. Обобщенные количественные результаты обработки спутниковых изображений интенсивных антропогенных ГП, вызванных повреждениями газопроводов в Балтийском море

Номера ГП и случаи их наблюдений	Размер ГП, м	Угол зондирования, °	Контраст ГП, дБ	Контраст слика, дБ	Скорость течения, м/с	Направление течения, °	Направление шлейфа, °	Направление слика, °
1	2	3	4	5	6	7	8	9
СП1–1-а (РЛИ, рис. 4 в)	700	33.61	4	–5	0.97	241	45	270
СП1–1-б (РЛИ, рис. 4 в)	450	43.51	7.5		0.40	229		
СП1–2-а (РЛИ, рис. 4 в)	400	43.72	7.5		0.34	288		
СП2–1-а (РЛИ, рис. 4 г)	550	30.92	2.5	–3	0.97	242		90
СП2–1-б (РЛИ, рис. 4 г)	450	44.17	6		0.34	229		
СП2–1-в (оптика, рис. 4 б)	300				0.73	234	45	
СП1–2-б (оптика, рис. 4 а)	500				0.73	234	0	

о ветровых тенях свидетельствует также то, что они выявлены для ГП, характеризующихся невысокими контрастами УЭПР (2.5 и 4 дБ). Такие невысокие контрасты для ГП указывают на то, что фоновая морская поверхность подвержена ветровому воздействию. Примечательно, что на радиолокационном образе СП1-1-а отчетливо различимы и шлейф, и слик. При этом они располагались с разных сторон от ГП, что указывает на различную физическую природу этих явлений.

Шлейфы, окаймляющие центральные части ГП, уверенно дешифрируются в трех случаях для СП1-1-а, СП2-1-б, СП2-1-в (рис. 4). Обращает на себя внимание (табл. 1, столбцы 7, 8), что шлейфы во всех трех случаях направлены в сторону, противоположную течению. При этом углы ориентации шлейфов и течений отличаются приблизительно на 196°, 189° и 234°. С учетом этого можно предположить, что под воздействием течений основная часть потока газа в процессе всплытия отклонялась от вертикали, оставляя при этом шлейф, ориентированный в сторону проекции источника ГП на морскую поверхность, который образован отделившимися фрагментами газовой струи.

В работе [18], посвященной моделированию подъема струи газа из донного источника,

сообщается, что с приближением газа к поверхности радиус области пузырькового шлейфа увеличивается. Сообщается, что капли воды вблизи межфазной границы расходятся в радиальных направлениях вдоль горизонтальной поверхности, унося за собой пузырьки газа, тем самым интенсифицируя периферийный шлейф. В настоящей работе на основании данных спутникового дистанционного зондирования показано, что в реальных условиях шлейф интенсивного ГП на морской поверхности имеет сложную форму, которая преимущественно обусловлена влиянием течения (рис. 4 и табл. 1). Указанное обстоятельство может использоваться в дальнейшем как для изучения особенностей морских ГП (в том числе путем моделирования), так и для определения параметров водной среды по спутниковым изображениям ГП.

Как видно из табл. 1 (столбец 2), размеры ГП, обнаруженных на морской поверхности, изменяются в пределах от 300 до 700 м. Справедливо связать вариации размеров ГП с возможными изменениями интенсивности потока газа. На основании проведенного анализа было выявлено, что 29 сентября 2022 г. размер ГП, обнаруженного по спутниковому изображению для СП1–1-а, составил 700 м. Это было на 250 м больше, чем размер того же ГП, зарегистрированный

по космическим данным 1 октября 2022 г. для СП1-1-б, что свидетельствовало о снижении выброса газа, связанного с повреждениями на газопроводе Северный поток-1. Такая же ситуация наблюдалась для случая СП2-1-а (29 сентября 2022 г.), когда размер ГП составил 550 м, и для случая СП2-1-б (1 октября 2022 г.), когда размер ГП составил 450 м. Таким образом, размер ГП уменьшился на 100 м, что также свидетельствовало о снижении выброса газа, связанного с повреждениями и на газопроводе Северный поток-2. Отметим, что в работе [10] продемонстрирована общая тенденция к снижению интенсивности выброса газа, возникшего в результате рассматриваемого инцидента, по мере принятия мер по снижению давления газа в трубопроводах и по контролю утечки.

Представляется важным оценить массу газа, поступившего в окружающую среду в результате рассматриваемого инцидента. В настоящей работе представлен подход к решению этой задачи на основании учета объема газопроводов и плотности находящегося в нем газа. В табл. 2 приведены основные исходные и вычисляемые данные, на основании которых определялась масса газа, находящегося в каждой нитке (трубе) газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2.

В качестве исходных для проведения оценок использовались данные, которые приведены ниже.

Каждый из двух газопроводов состоит в свою очередь из двух “ниток”. При этом в результате инцидента были повреждены 3 нитки из 4 (табл. 2).

Нитки газопроводов имеют длины L , различающиеся на 10 км (столбец 3 табл. 2). При этом

внутренний диаметр труб всех ниток d был одинаковым (столбец 4 табл. 2).

Средняя температура морской среды вдоль трасс газопроводов за период наблюдений (с 26 сентября по 2 октября) была определена по модельным данным НУСОМ и составляла $\sim 5.3^{\circ}\text{C}$ (столбец 5 табл. 2). Поставки газа по обоим ниткам Северного потока-1 были приостановлены с конца августа 2022 года по причине выявленных неисправностей на газоперекачивающем агрегате компрессорной станции “Портовая”. Поставки газа по Северному потоку-2 не осуществлялись, однако газопровод был заполнен и приведен в рабочее состояние (<https://www.kommersant.ru/doc/5692721>). Следовательно, в связи с тем, что газ, находящийся в трубопроводах, длительное время не обновлялся, его температура приблизительно была равна температуре окружающей среды.

По данным оператора проекта Nord Stream 2 AG (https://ria.ru/organization_Nord_Stream_2/), давление в нитках газопроводов на момент их повреждения оценивалось в 16.3 МПа для Северного потока-1 и 10.3 МПа для Северного потока-2 (столбец 6 табл. 2).

Вычисляемыми данными являлись следующие:

– Внутренний объем V каждой нитки газопроводов, который может быть оценен, как объем цилиндра $V = \pi \cdot d^2 / 4 \cdot L$ (столбец 7 табл. 2).

– Плотность газа вычислялась с использованием значения его средней температуры (5.3°C) и давления (16.3 МПа – Северный поток-1; 10.3 МПа – Северный поток-2), исходя из ориентировочного состава природного газа ($\sim 97\%$

Таблица 2. Основные исходные данные и результаты вычисления массы выброшенного газа

Исходные данные					Вычисляемые данные				
№ столбца	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Название газопровода	Нитка (труба)	Режим использования на момент повреждения	Длина нитки L , км	Внутренний диаметр труб d , м	Температура газа T , $^{\circ}\text{C}$	Давление газа P , МПа	Внутренний объем труб V , м^3	Плотность газа ρ , $\text{кг}/\text{м}^3$	Масса выброшенного газа m , Тг
Северный поток-1	№ 1	Заполнена газом, поставки остановлены.	1224	1.153	5.3	16.3	1277 959	153	0.196
	№ 2	Повреждена	1224	1.153	5.3	16.3	1277 959	153	0.196
Северный поток-2	№ 1	Заполнена газом, поставки не начаты	1234	1.153	5.3	10.3	1288 400	92	0.118

метана) для одного из месторождений [19], являющегося ресурсной базой для поставки газа через “Северные потоки”, на основании алгоритма и стандарта ISO 12213-2 NATURAL GAS [20]. Вычисленная плотность газа ρ для Северного потока-1 составила 153 кг/м^3 , а для Северного потока-2 $\sim 92 \text{ кг/м}^3$ (столбец 8 табл. 2).

– Масса газа, выброшенного в результате утечек, вычислялась исходя из его плотности и объема по формуле $m = V \cdot \rho$ и составила (столбец 9 табл. 2) 0.196 Тг для каждой нитки Северного потока-1 и 0.118 Тг для одной нитки Северного потока-2 (вторая нитка этого газопровода не была повреждена).

С учетом вышеизложенного общая масса газа, выброшенного в окружающую среду, составила $2 \cdot 0.196 \text{ Тг} + 0.118 \text{ Тг} = 0.510 \text{ Тг}$.

В работе [11] систематизированы различные ранее полученные оценки массы этого выброса (на основании 8 источников, в том числе научных статей), которые суммарно для обоих газопроводов охватывают диапазон от 0.07 до 0.5 Тг . Полученная в настоящей работе общая оценка массы выброшенного газа приблизительно соответствует верхнему пределу диапазона ранее полученных оценок. Такое соотношение новой и ранее опубликованных оценок обусловлено в том числе тем, что в некоторых ранее выполненных исследованиях учитывались не все нитки газопроводов. Кроме того, результаты натурных и дистанционных измерений, использованные при выполнении предыдущих оценок, учитывали обычно только активную фазу выброса, когда регистрировались только существенные превышения концентрации метана над фоновыми уровнями. Мы же исходим из того, что весь газ, находящийся в трубопроводах, попадал в конечном счете в окружающую среду (преимущественно в атмосферу).

Необходимо отметить, что, по данным работы [3], глобальная интенсивность антропогенных источников метана в атмосферу составляет в среднем $357 \text{ Тг CH}_4/\text{год}$, а глобальная интенсивность естественных источников метана оценивается в $248 \text{ Тг CH}_4/\text{год}$. Исходя из этого, выброс газа, произошедший в результате повреждений трех ниток газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 (0.510 Тг), сопоставим приблизительно с $1/700$ долей годового глобального антропогенного выброса CH_4 и с $1/1186$ долей годового суммарного антропогенного и естественного выброса метана в атмосферу Земли.

Таким образом, из результатов настоящей работы следует, что в результате повреждений в конце сентября 2022 г. ниток газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море, с одной стороны, произошел беспрецедентный по своим масштабам газовый выброс, а с другой стороны, этот выброс не внес существенного вклада в глобальный уровень антропогенных и естественных эмиссий метана в атмосферу Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов анализа радиолокационных и оптических спутниковых изображений выявлены аномально интенсивные газопоявления (ГП) на морской поверхности, связанные с повреждениями ниток газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море. Показано, что эти ГП проявлялись в виде куполообразных возвышений морской поверхности, областей интенсивного пенообразования, обрушения волн и искажений структуры поверхностного волнения. Поперечные размеры зон таких ГП достигали $\sim 700 \text{ м}$.

Основными дешифровочными признаками таких ГП являлись положительные контрасты УЭПР (до 7.5 дБ), регистрировавшиеся по радиолокационным изображениям, полученным со спутника Sentinel-1A, а также контрасты спектральной отражательной способности (до 0.73 ед. по формуле Вебера), регистрировавшиеся по многоспектральным оптическим изображениям, полученным со спутников Канопус-В и Sentinel-2В. Кроме того, дешифровочным признаком этих ГП являлась также характерная форма с окаймлением (шлейфом). Выявленные ГП, связанные с повреждениями ниток газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2, регистрировались по спутниковым данным в течение 3 дней (с 29 сентября по 1 октября 2022).

На основании анализа радиолокационных изображений интенсивных ГП был зарегистрирован эффект возникновения ветровой тени, свидетельствующий о значимых возвышениях морской поверхности, проявляющихся в виде куполообразного возвышения, способного снизить ветровое воздействие на морское волнение с подветренной стороны от ГП и уменьшить генерацию поверхностных волн брэгговского диапазона, регистрируемых на радиолокационных изображениях [6].

Комплексный анализ пространственно-геометрических характеристик ГП и полей

течений позволил выявить эффект отклонения струи газа в направлении течения.

На основании обобщения полученных данных и анализа результатов смежных исследований показано, что объем эмиссий газа в атмосферу при повреждении трех ниток газопроводов Северный поток-1 и Северный поток-2 в Балтийском море, произошедших в конце сентября 2022 г., составил ~ 0.51 Тг. Это значение приблизительно сопоставимо с 1/700 долей годового глобального антропогенного выброса CH_4 и с 1/1186 долей годового суммарного антропогенного и естественного выброса метана в атмосферу Земли, что свидетельствует о ничтожно малом влиянии этого техногенного события на состояние окружающей среды.

Полученные результаты могут быть использованы для последующих исследований аномалий морской поверхности, связанных с интенсивными выбросами газа природными и антропогенными источниками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемов Ю. Г., Егоров В. Н., Гулин С. Б. Поступление струйного метана в аноксические воды Черноморской впадины // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 952–963. DOI: 10.31857/S0030-1574596952-963.
2. Мишукова Г. И., Яцук А. В., Шакиров Р. Б. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в различных районах Мирового океана // *Геосистемы переходных зон*. 2021. Т. 5. № 3. С. 240–254. DOI: 10.30730/gtrz.2021.5.3.240-247.247-254.
3. Метан и климатические изменения: научные проблемы и технологические аспекты / Под ред. академика РАН В. Г. Бондура, академика РАН И. И. Мохова, члена-корреспондента РАН А. А. Макоско. М.: Российская академия наук. 2022. 388 с. ISBN 978-5-907036-54-3.
4. Keeler R. N., Bondur V. G., Vithanage D. Sea truth measurements for remote sensing of littoral water // *Sea Technology*. 2004. V. 45. No. 4. P. 53–58.
5. Бондур В. Г., Филатов Н. Н., Гребенюк Ю. В., Долотов Ю. С., Здореннов Р. Э., Петров М. П., Цидилина М. Н. Исследования гидрофизических процессов при мониторинге антропогенных воздействий на прибрежные акватории (на примере бухты Мамала, о. Оаху, Гавайи) // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 6. С. 827–846.
6. Бондур В. Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // *Исследование Земли из космоса*. 2010. № 6. С. 3–17.
7. Бондур В. Г., Кузнецова Т. В. Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 30–43. DOI: 10.7868/S020596141504003X
8. Bondur V. G. Satellite monitoring and mathematical modelling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // *Waste Water — Evaluation and Management*, 2011. ISBN 978-953-307-233-3. P. 155–180. DOI: 10.5772/16134. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>.
9. Бондур В. Г., Журбас В. М., Гребенюк Ю. В. Математическое моделирование турбулентных струй глубинных стоков в прибрежные акватории // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 6. С. 805–820.
10. Jia M., Li F., Zhang Y., Wu M., Li Y., Feng S., Wang H., Chen H., Ju W., Lin J., Cai J., Zhang Y., Jiang F. The Nord Stream pipeline gas leaks released approximately 220,000 tonnes of methane into the atmosphere // *Environmental Science and Ecotechnology*. 2022. V. 12. P. 100210. DOI: 10.1016/j.es.2022.100210.
11. Chen X., Zhou T. Negligible Warming Caused by Nord Stream Methane Leaks // *Adv. Atmos. Sci.* 2023. V. 40. № 4. P. 549–552. DOI: 10.1007/s00376-022-2305-x.
12. Kennicut M. C., Brooks J. M., Bidigare R. R., Fay R. R., Wade T. L., McDonald T. J. Vent type taxa in a hydrocarbon seep region on the Louisiana slope // *Nature*. 1985. V. 317. No. 6035. P. 351–353. DOI: 10.1038/317351a0.
13. Fannin N., Hovland M., Judd A. G. Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and Marine Environment // *Geological Magazine*. 1990. V. 127. № 1. С. 85–86. DOI: 10.1017/S001675680001428X.
14. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow. The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment // Cambridge University Press. 2007. 475 p. DOI: 10.1017/CBO9780511535918.
15. Keeling R. F. On the role of large bubbles in air-sea gas exchange and supersaturation in the ocean // *Journal of Marine research*. 1993. V. 51. No 2. P. 237–271. DOI: 10.1357/0022240933223800.
16. Бондур В. Г., Зубков Е. В. Выделение мелкомасштабных неоднородностей оптических характеристик верхнего слоя океана по многозональным спутниковым изображениям высокого разрешения. Часть 1. Эффекты сброса дренажных каналов в прибрежные акватории // *Исследования Земли из космоса*. 2005. № 4. С. 54–61.

17. *Pugach S. P., Pipko I. I., Shakhova N. E., Shirshin E. A., Perminova I. V., Gustafsson O., Bondur V. G., Ruban A. S., Semiletov I. P.* Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // *Ocean Science*. 2018. V. 14. No. 1. P. 87–103. DOI: 10.5194/os-14-87-201.
18. *Чжан Ч., Меньшов И. С.* Численное моделирование истечения природного газа из подводного газопровода // Препринты ИПМ им. М. В. Келдыша. 2017. № 74. С. 1–18. DOI: 10.20948/prepr-2017-74.
19. *Рябов Д. Ю., Истомин В. А., Сергеева Д. В.* Распределение пластовой температуры по площади туронской залежи Южно – Русского месторождения // *Вести газовой науки*. 2022. Т. 52. № 3. С. 4–13.
20. *Starling K. E., Savidge J. L.* Compressibility factors of natural gas and other related hydrocarbon gases // *American Gas Association/ Transmission Measurement Committee Report*. Second Edition. 1992. No. 8. 205 p.

REGISTERING FROM SPACE INTENSIVE GAS SEEPS ON THE SEA SURFACE DUE TO DAMAGE TO NORD STREAM 1 AND NORD STREAM 2 GAS PIPELINES

Academician of the RAS **V. G. Bondur^a, V. V. Zamshin^a, V. N. Chernikova^{a, #}**

^a*Scientific Research Institute of Aerospace Monitoring “AEROCOSMOS”, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: office@aerocosmos.info*

Anomalously intensive gas seeps on the sea surface due to damage to Nord Stream 1 and Nord Stream 2 underwater gas pipelines in the Baltic Sea have been analyzed using optical (Kanopus-B and Sentinel-2B) and radar (Sentinel-1A) satellite images. Positive contrasts of NRCS (up to 7.5 dB) registered by Sentinel-1A radar and of spectral reflectance (up to 0.73 units) registered by Kanopus-B and Sentinel-2B optical sensors have been detected in the area of such gas seeps. Those seeps' features were revealed on the sea surface, namely dome-shaped swells, fountains, vortices, foam, wave breaking, surface wave structure disturbance, and wind shadow. Taking into account the volume and density of gas located in the damaged pipelines, it is shown that the total volume of methane release was no more than ~ 0.51 Tg, i.e., less than 0.1% of the annual global methane emissions into the atmosphere.

Keywords: gas seeps, marine surface, remote sensing, satellite data, multispectral imagery, radar imagery, underwater pipelines, vortices