СОДЕРЖАНИЕ

Том 500, номер 1, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Новые данные о возрасте и времени эксгумации осадочных комплексов Кроноцкого террейна и Тюшевского прогиба (Восточная Камчатка) по данным трекового датирования апатита

Н. В. Цуканов, Р. Фрейтаг, К. Гедике 5

Pb–Pb-возраст карбонатных пород Камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы

И. М. Горохов, А. Б. Кузнецов, И. М. Васильева, А. Ю. Крамчанинов, Н. Г. Ризванова, Г. В. Константинова 12

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редкие и редкоземельные элементы в латеритизированных бокситах Чадобецкого поднятия (Сибирская платформа)

Н. М. Боева, А. Д. Слукин, Е. С. Шипилова, М. А. Макарова, Ф. В. Балашов, Е. А. Жегалло, Л. В. Зайцева, Н. С. Бортников 18

МИНЕРАЛОГИЯ

О природе тунгстенита порфирово-скарнового Au–Fe–Cu-месторождения Быстринское (восточное Забайкалье)

Г. Д. Киселева, Ю. И. Языкова, Н. В. Трубкин, В. А. Коваленкер 27

Морфология кристаллов, нарастающих на импактные алмазы Попигайской астроблемы (экспериментальные данные)

А. И. Чепуров, Е. И. Жимулев, В. М. Сонин, А. А. Чепуров, З. А. Карпович, С. В. Горяйнов, В. П. Афанасьев, Н. П. Похиленко 33

ПЕТРОЛОГИЯ

Проявление позднедевонского постаккреционного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии

Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов 38

ГЕОФИЗИКА

Тепловой баланс Земли

А. П. Трубицын, В. П. Трубицын 47

О неустойчивых изостатических стратификациях тяжелых геомассивов

Е. И. Рыжак, С. В. Синюхина 53

СЕЙСМОЛОГИЯ

Тектонические деформации и последующие сейсмические события юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений

А. В. Лухнёв, В. А. Саньков, А. И. Мирошниченко, А. В. Саньков, Л. М. Бызов 58

ОКЕАНОЛОГИЯ

Основные источники ^{134}Cs в Баренцевом и Карском морях (1960–2020 гг.)

Г. Г. Матишов, Г. В. Ильин, И. С. Усягина 64

Мерзлота, газогидраты и сипы газа в центральной части моря Лаптевых

В. И. Богоявленский, А. В. Кишанков, А. Г. Казанин 70

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

Связь озоновой “мини-дыры” над Сибирью в январе 2016 г. с атмосферным блокированием

С. А. Ситнов, И. И. Мохов 77

Оценки влияния неоднородностей силы тяжести на тепловой режим пограничного слоя атмосферы

Л. Х. Ингель, А. А. Макоско 83

ГЕОГРАФИЯ

Новый подход к выявлению влияния экстремальности климата на снижение урожайности пшеницы на юге Европейской территории России

Е. А. Черенкова, В. А. Семенов 88

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Концентрации химических элементов в воде и взвеси реки Северная Двина и их годовой валовый сток в Белое море

В. В. Гордеев, В. П. Шевченко, В. Б. Коробов, А. И. Коченкова, Д. П. Стародымова, С. К. Белоруков, А. С. Лохов, А. Е. Яковлев, А. Л. Чульцова, Е. О. Золотых, Л. И. Лобковский 95

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Изучение матриц для иммобилизации ^{99}Tc методом дифракции отраженных электронов

С. В. Юдинцев, М. С. Никольский, Б. С. Никонов 103

CONTENTS

Vol. 500, no. 1, 2021

GEOLOGY

New Data on the Age and Time of Exhumation of Sedimentary Complexes of the Kronotsky Terrane and the Tyushevsky Basin (Eastern Kamchatka) Based on Track Dating of Apatite

N. V. Tsukanov, Ralf Freitag, and Christoph Gedicke 5

Pb–Pb Age of Carbonate Rocks of the Kamo Group, Baikit Anteclise of Siberian Platform

I. M. Gorokhov, A. B. Kuznetsov, I. M. Vasilieva, A. Yu. Kramchaninov, N. G. Rizvanova, and G. V. Konstantinova 12

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Features of Morphology and Composition of Supergenic Minerals of Rare and Rare Earth Elements in Lateritized Bauxites of the Chadobets Uplift (Siberian Platform)

N. M. Boeva, A. D. Slukin, E. S. Shipilova, M. A. Makarova, F. V. Balashov, E. A. Zhegallo, L. V. Zaytseva, and N. S. Bortnikov 18

MINERALOGY

On the Nature Of The Tungstenite in the Scheelite of the Bystrinskoe Porphyry-Skarn Au–Fe–Cu Deposit (Eastern Trasbaikalia, Russia)

G. D. Kiseleva, Yu. I. Yazykova, N. V. Trubkin, and V. A. Kovalenker 27

Morphology of Crystals Growing on Impact Diamonds of the Popigai Astrobleme (Experimental Data)

A. I. Chepurov, E. I. Zhimulev, V. M. Sonin, A. A. Chepurov, Z. A. Karpovich, S. V. Goryainov, V. P. Afanasiev, and N. P. Pokhilenko 33

PETROLOGY

The Manifestation of Late Devonian Post-Accretion Magmatism on the Eastern Slope of the Northern Urals: New Data on Age And Geochemistry

G. A. Petrov, Ju. L. Ronkin, and A. V. Maslov 38

GEOPHYSICS

Heat Balance in the Earth

A. P. Trubitsyn and V. P. Trubitsyn 47

On Unstable Isostatic Stratifications of Heavy Geomasses

E. I. Ryzhak and S. V. Sinyukhina 53

SEISMOLOGY

Tectonic Deformations and Subsequent Seismic Events on the Southwestern Baikal Rift System Flank from Gps Data

A. V. Lukhnev, V. A. Sankov, A. I. Miroshnichenko, A. V. Sankov, and L. M. Byzov 58

OCEANOLOGY

Main Sources of ^{134}Cs in the Barents and Kara Seas (1960–2020)

G. G. Matishov, G. V. Ilyin, and I. S. Usyagina 64

Permafrost, Gas Hydrates and Gas Seeps in the Central Part of the Laptev Sea

V. I. Bogoyavlensky, A. V. Kishankov, and A. G. Kazanin 70

ATMOSPHERIC PHYSICS

Relationship of the Ozone "Mini-Hole" Over Siberia in January 2016 with Atmospheric Blocking

S. A. Sitnov and I. I. Mokhov 77

Estimates of the Influence of Gravity Inhomogeneities on the Thermal Regime of the Atmospheric Boundary Layer

L. Kh. Ingel and A. A. Makosko 83

GEOGRAPHY

A New Approach to Identifying the Influence of Climate Extreme on the Reduction of Wheat Yield in the South of European Russia

E. A. Cherenkova and V. A. Semenov 88

LAND WATER PROBLEMS

Concentrations of Chemical Elements in the Water and Suspended Matter the Severnaya Dvina River and Their Annual Gross Runoff into the White Sea

V. V. Gordeev, V. P. Shevchenko, V. B. Korobov, A. I. Kochenkova, D. P. Starodymova, S. K. Belorukov, A. S. Lokhov, A. E. Yakovlev, A. L. Chultsova, E. O. Zolotyh, and L. I. Lobkovsky 95

GEOECOLOGY

Study of Matrices For Immobilization of ^{99}Tc with Method of Electron Backscatter Difraction

S. V. Yudintsev, M. S. Nickolsky, and B. S. Nikonov 103

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 5–11

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ВРЕМЕНИ ЭКСГУМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА И ТЮШЕВСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

© 2021 г. Н. В. Цуканов[1,*], Р. Фрейтаг[2], К. Гедике[2]

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 04.05.2021 г.
Поступило 04.05.2021 г.
После доработки 19.05.2021 г.
Принято к публикации 20.05.2021 г.

Приводятся новые данные о трековом возрасте детритовых зерен апатитов из разновозрастных эоцен-миоценовых отложений Кроноцкого п-ова и Тюшевского прогиба Восточной Камчатки. Полученные данные позволяют выделить три возрастные группы с возрастами: 31 ± 5; 11–15; 6–9 млн лет. Значения возраста эксгумации осадочных комплексов, содержащих изученные апатиты, сопоставлены с рубежами основных тектонических событий на Восточной Камчатке. Сделан вывод, что коллизионные процессы продолжались с олигоцена по поздний миоцен.

Ключевые слова: Восточная Камчатка, трековое датирование, апатит, возраст, тектоника, конвергенция плит, эксгумация

DOI: 10.31857/S2686739721090206

ВВЕДЕНИЕ

Современные исследования, которые основаны на трековом датировании апатитов, направлены на изучение эксгумации орогенных поясов, реконструкцию источников сноса терригенного материала, установление термальной истории осадочных бассейнов и датирование фаунистически бедных разрезов [1–3]. Трековое датирование основано на подсчете плотности и замерах длин осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории [4, 5].

В пределах Восточной Камчатки, в области конвергенции Тихоокеанской плиты и Камчатской окраины выделяется два террейна островодужной природы: Ачайваям-Валагинский и Кроноцкий (рис. 1а). Кроноцкий террейн образован вулканогенными, туфогенно-осадочными и магматическими комплексами пород позднемелового–эоценового возраста, которые обнажаются в пределах Восточных полуостровов Камчатки (п-ова Шипунский, Кроноцкий, Камчатский Мыс). В пределах террейна в районе Кроноцкого п-ова в Камчатскую зону субдукции погружается относительно теплая и легкая океаническая кора Тихоокеанской плиты с поднятием Обручева. Аккреция фрагментов коры в основании континентального склона Камчатки приводит к достаточно быстрому и высокоамплитудному поднятию и эксгумации комплексов, слагающих Кроноцкий террейн Камчатки [6]. Трековый возраст зерен апатита из разновозрастных структурно-вещественных комплексов отражает процесс их эксгумации и может быть связан с тектоническими событиями в регионе [1, 7]. В статье приводятся новые данные о возрасте детритовых зерен апатитов из вулканогенно-осадочных образований Кроноцкого п-ова и Тюшевского прогиба, что позволяет определить время эксгумации этих комплексов и по-новому трактовать аккреционные процессы на Восточной Камчатке.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На Кроноцком п-ве преимущественно распространены верхнемеловые и палеогеновые образования (рис. 1б): каменистская свита (K_2 cn?–km–m) и кроноцкая серия ($₽_2$). Верхнемеловые комплексы представлены базальтами и андезибазальтами, которые расслаиваются пачками туфогенно-осадочных пород. Кроноцкая серия разделяется на кубовскую и козловскую свиты. Козловская

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Федеральный институт геологических исследований и природных ресурсов, Ганновер D-30655, Германия*
**E-mail: kambear2011@yandex.ru*

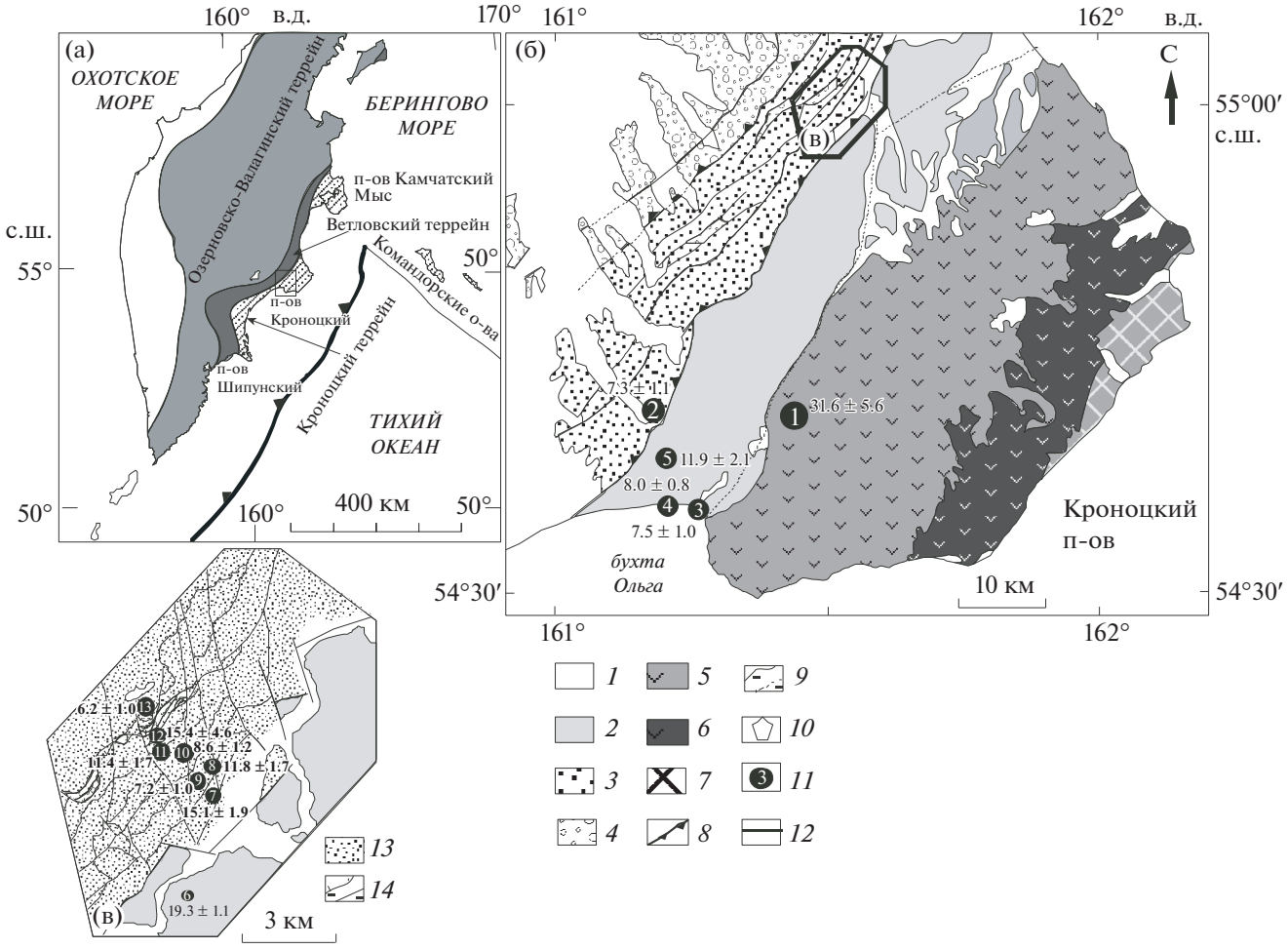

Рис. 1. Геологическая схема Кроноцкого п-ова по [9] с использованием материалов [9]. *1* – плиоцен-четвертичные рыхлые отложения и вулканиты Восточно-Камчатского вулканического пояса; *2* – горбушинская толща $₽_3$–N_1 (тюшевская серия); *3* – богачевская ($₽_3$–N_1bg), чажминская ($₽_3$ cz) и тундровская ($₽_2$tn) свиты по [8], (песчаниковая толща по [9]); *4* – станиславская свита ($₽_1$st); *5, 6* – кроноцкая серия ($₽_2$kr): *5* – козловская свита; *6* – кубовская свита; *7* – каменистовская свита (K_2 cn?–km–m) и офиолитовый комплекс (K_2) (гипербазиты и габбро) нерасчлененные; *8* – надвиги; *9* – разрывные нарушения: *а* – недифференцированные, *б* – предполагаемые; *10* – район, показанный на врезке Б; *11* – место отбора образцов и номер в таблице; *12* – трековый возраст по апатиту в млн лет. На врезке Б: *13* – богачевская ($₽_3$–N_1bg), чажминская ($₽_3$ cz) и тундровская ($₽_2$tn) свиты по [8], (песчаниковая толща по [9]); *14* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* –недифференцированные.

свита сложена преимущественно вулканитами основного состава с многочисленными силлами и дайками габбро и долеритов. Кубовская свита представлена преимущественно туфами и туфогенно-осадочными породами [8]. На вулканогенно-туфогенных образованиях кроноцкой серии с несогласием и размывом, часто с базальными конгломератами, залегают разновозрастные (олигоцен–миоценовые) туфо-терригенные, терригенные отложения тюшевской серии [8–10].

Вещественные комплексы Тюшевского прогиба, который протягивается более чем на 350 км в северо-восточном направлении вдоль восточного побережья Камчатки, обнажаются в нескольких изолированных выходах, шириной 5–40 км и перекрываются плиоценовыми вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса. Тюшевский прогиб в разрезе имеет асимметричную структуру, где мощность отложений уменьшается в восточном направлении от Восточных хребтов в сторону Восточных полуостровов Камчатки [11, 12]. Отложения юго-восточного борта Тюшевского прогиба с несогласием перекрывают вулканогенные комплексы Кроноцкого террейна. Северо-западный борт прогиба практически повсеместно имеет тектонические ограничения и контактирует с комплексами Озерновско-Валагинского и Ветловского террейнов [9, 12, 13].

В центральной, наиболее широкой части прогиба (район Кроноцкого перешейка), выделяются две структурые зоны: внутренняя, северо-западная и внешняя, юго-восточная [8, 9, 13].

Во внутренней зоне обнажаются наиболее древние и интенсивно деформированные верхнеэоценовые и олигоцен-миоценовые толщи. Во внешней зоне породы слабо деформированы и представлены тюшевской серией олигоцен-миоценового возраста. Эоценовые и олигоцен-нижнемиоценовые отложения (тундровская и чажминская свиты) сложены конгломератами, гравелитами, проксимальными турбидитами, с прослоями пепловых туфов. Повсеместно присутствует растительный детрит [8, 9, 13]. Богачевская свита ($₽_3$–N_1bg) представлена алевролитами, туфопесчаниками, глауконитовыми песчаниками, с прослоями туфодиатомитов, органогенных карбонатных пород, гравелитов и конгломератов [7]. Тюшевская серия ($₽_3$–N_1) сложена флишоидным переслаиванием песчаников, туфопесчаников, алевролитов и аргиллиов, с прослоями гравелитов, пепловых туфов и ракушников [8–10].

Анализ осадочных комплексов Тюшевского прогиба показывает, что здесь развиты преимущественно прибрежно-морские и турбидитовые образования эоценового, олигоцен–раннемиоценового и миоценового возраста. Анализ обломочного материала и состава осадочных пород [9, 11, 14] позволил сделать вывод, что наряду с местным островодужным материалом присутствуют обломки, характерные для пород континентальной или субконтинентальной коры. Присутствие угля и детритовых фрагментов в отложениях прогиба указывает, что транспортировка материала осуществлялась крупными палеоречными системами [11]. Анализ структурных особенностей осадочных толщ, таких как гиероглифы, косая слоистость, конседиментационные складки [13], показал, что поступление осадочного материала происходило преимущественно с запада и северо-запада как для эоценового, так и миоценового времени. Для части пород низов разреза тюшевской серии предполагается снос обломочного материала со стороны Кроноцкого террейна [13, 14].

Наличие туфового материала в разрезе подтверждает, что на осадконакопление оказывал влияние вулканизм Центрально-Камчатского вулканического пояса [11]. Данные о поступлении обломочного материала подтверждают точку зрения о формировании Тюшевского прогиба *in situ* и позволяют связывать его эволюцию с формированием Камчатской окраины [13].

ОТБОР ПРОБ И ТРЕКОВЫЙ АНАЛИЗ

Отбор образцов проводился по профилям, ориентированным ортогонально простиранию основных структур на Кроноцком п-ове и в Тюшевском прогибе в районе Кроноцкого перешейка. Для проведения трекового датирования по апатитам было отобрано 60 проб из осадочных пород различного возраста и разных стратиграфических комплексов (рис. 1б, 1в, 2). Вес каждой пробы составлял около 25 кг. Максимальные содержания апатита в пробах – 3 кристалла апатита оптимального размера на 1 кг веса пробы. Только в 14 пробах содержание апатита было достаточным для проведения анализа. Зерна апатита были отобраны, отпрепарированы и облучены по стандартной методике [3–5]. Для определения трекового возраста использовался метод анализа отдельных зерен (grain-by-grain) с внешним слюдяным детектором с применением Z-калибровки (Zeta-method) [4, 5]. В табл. 1 приведены полученные трековые возраста апатитов и детали анализа (использовался совокупный возраст). Исключая образцы 4, 5 и 6, все остальные пробы прошли хи-квадрат тест (χ^2-тест), который указывает присутствие одной возрастной популяции апатита [2, 15].

Трековый возраст, полученный по апатитам, значительно моложе, чем возраст осадочных комплексов, из которых они были отобраны. Можно предположить, что эти образцы находились в зоне полного отжига.

Многие из изученных образцов содержали небольшое количество зерен апатита с треками, при этом в апатитах отмечалась низкая плотность треков спонтанного деления, что связано с низким содержанием урана в породе. Поэтому была вычислена только средняя скорость эксгумации. Оценивалась средняя скорость вертикальных движений от изотермы в 110°C к поверхности без учета ускорения или замедления процесса во время эксгумации изученных осадочных комплексов. В расчетах использовался температурный интервал от изотермы в 110° C и температуры на поверхности 5°C для закрытия апатитовой системы [16].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАННЫХ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА И ВЫВОДЫ

Полученные нами данные по трековому датированию зерен апатита из терригенных осадочных пород Кроноцкого п-ова и Тюшевского прогиба позволяют выделить три возрастные группы (см. табл. 1): 31 ± 5 (обр. 1); 11–15 (обр. 7, 8, 11 и 12); 6–9 млн лет (обр. 2, 3, 9, 10 и 13).

Образцы первой группы с наиболее древним возрастом (31 ± 5 млн лет) были отобраны из среднеэоценовых пород козловской свиты кроноцкой серии, в районе слияния рек Тюшевка и Левая Тюшевка. Породы представлены туфами основного-среднего состава и туфогенно-осадочными породами, которые с несогласием и размывом перекрываются отложениями ракитинской свиты олигоцен-миоценового возраста.

Образцы второй группы с возрастом 11–15 млн лет были отобраны из эоценовых и олигоцен-

Таблица 1. Аналитические результаты трекового датирования апатита

Номер на рис.	Стратиграфическое положение и возраст по [7]	Номер обр.	К-во зерен апатита	Плотность треков в стандарте [$\times 10^6$ см$^{-2}$] (количество треков)	Плотность треков спонтанного деления [$\times 10^5$ см$^{-2}$] (количество треков)	Плотность треков индуцированного деления [$\times 10^6$ см$^{-2}$] (количество треков)	χ^2-тест [%]	Трековый возраст (млн лет)
1	₽$_2$ kr	99-FT15 (UP6-13)	3	1.074 (2672)	3.140 (38)	1.967 (238)	89.0	31.6 ± 5.6
2	₽$_3$–N$_1$bg	99-FT13 (UP6-11)	30	1.071 (2672)	4.215 (51)	10.01 (1211)	99.5	7.3 ± 1.1
3	₽$_3$–N$_1$ts	99-FT12 (UP6-10)	55	1.069 (2672)	6.364 (77)	15.78 (1909)	100.0	7.5 ± 0.9
4	₽$_3$–N$_1$ts	99-FT11 (UP6-9)	37	1.067 (2672)	9.339 (113)	23.17 (2803)	1.6	8.0 ± 0.8*
			27		6.446 (78)	20.66 (2499)	96.6	5.1 ± 0.6^1
			10		2.893 (35)	2.513 (304)	99.8	21.5 ± 4.0^2
5	₽$_3$–N$_1$ts	99-FT10 (UP6-8)	19	1.066 (2672)	3.058 (37)	5.074 (614)	44.1	11.9 ±2.1*
			14		2.149 (26)	4.487 (543)	84.1	4.6 ± 1.3^1
			5		0.909 (11)	0.587 (71)	96.7	29.0 ± 9.7^2
6	₽$_3$–N$_1$ts	99-FT5 (UP6-5)	27	1.061 (2672)	15.12 (183)	15.40 (1864)	0.00	19.3 ±1.1*
			25		6.031 (73)	11.56 (1399)	92.5	8.0 ± 1.1^1
			2		9.089 (110)	3.842 (465)	60.2	45.8 ± 5.0^2
7	₽$_3$cz	99-FT1 (UP6-1)	23	1.054 (2672)	7.107 (86)	7.091 (858)	65.0	15.1 ±1.9
8	₽$_3$cz	99-FT7 (UP6-7)	38	1.064 (2672)	5.124 (62)	7.529 (911)	100.0	11.8 ±1.7
9	₽$_3$cz	99-FT6 (UP6-6)	51	1.062 (2672)	5.455 (66)	14.71 (1780)	100.0	7.2 ± 1.0
10	₽$_2$tn	99-FT2 (UP6-2)	55	1.056 (2672)	6.198 (75)	12.10 (1464)	95.4	8.6 ± 1.2
11	₽$_2$tn	99-FT3 (UP6-3)	37	1.057 (2672)	4.711 (57)	7.537 (912)	100.0	11.4 ±1.7
12	₽$_2$tn	99-FT4 (UP6-4)	6	1.059 (2672)	0.992 (14)	1.314 (159)	96.4	15.4 ±4.6
13	₽$_3$cz	99-FT9 (UP8-24)	32	1.172 (4655)	4.545 (55)	11.87 (1436)	46.1	6.2 ± 1.0

Примечание. Ошибка определения возраста ±1σ. Трековый возраст вычислен с использованием $\zeta = 372 \pm 9$ для CN5 (аналитик Ralf Freitag). Для образцов 4–6 приведены данные с разными возрастными популяциями апатита: *смешанный возраст, $^{(1-2)}$ – разновозрастные популяции апатита.

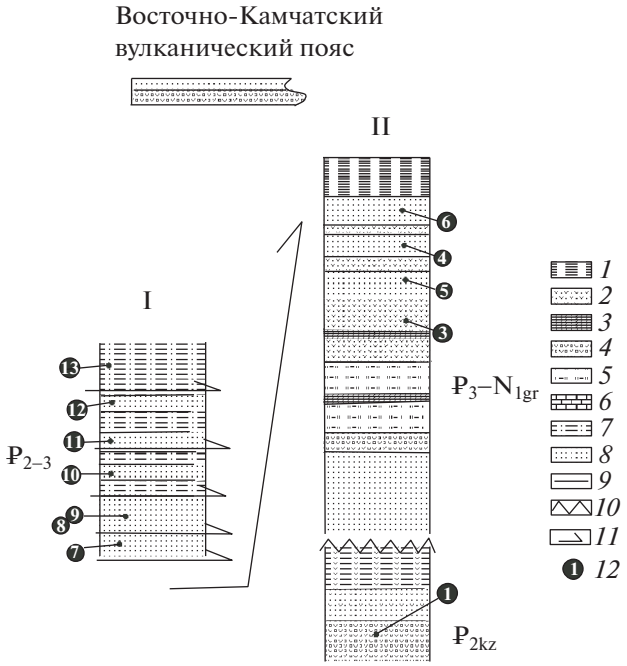

Рис. 2. Схематические тектоно-стратиграфические колонки кайнозойских образований Кроноцкого п-ова (вне масштаба) с использованием [8]: I – чажминская площадь, II – конусная и ракитинская площади. *1* – турбидиты; *2* – туфы; *3* – диатомиты; *4* – туфоконгломераты; *5* – туфосилициты; *6* – мергелистые известняки; *7* – алевролиты; *8* – песчаники; *9–11* – геологические границы: *9* – стратиграфические согласные, *10* – несогласные; *11* – тектонические; *12* – место отбора образцов и номер в таблице.

миоценовых терригенных отложений северо-западного борта Тюшевского прогиба на Кроноцком перешейке – тундровской, чажминская, богачевской свит [8] или песчаниковой толщи по [9]. Эти породы интенсивно деформированы и образуют чешуйчатую структуру, состоящую из системы перемежающихся тектонических пластин мощностью 50–150 м.

Третья возрастная группа апатитов, имеющая возраст 6–9 млн лет, характеризует разновозрастные формации, обнажающиеся в различных частях Кроноцкого п-ова (см. рис. 1, 2). Образцы были отобраны из терригенных отложений горбушинской ($₽_3–N_1$ gr) толщи, чажминской ($₽_3–N_1$ cz) и тундровской ($₽_2$ tn) свит.

В образцах 4–6 выделяется несколько популяций апатита различного возраста (см. табл. 1). Популяция апатитов с возрастом 8.0 ± 1.1, 19.3 ± ± 1.1 и 45.8 ± 5.0 млн лет (обр. 6) была выделена из олигоцен-миоценовой ракитинской толщи в районе слияния рек Малая Чажма и Ракитинская. Структурно толща является автохтоном, на который надвинут пакет чешуй, сложенных интенсивно деформированными образованиями эоцена-миоцена (тундровская, богачевская, чажминская свиты по [8] или песчаниковая толща по [9]. Образцы 4 (возраста 5.1; 8.0; 21.5 млн лет) и 5 (возраста 4.6; 11.9; 29.0 млн лет) характеризуют практически недеформированные толщи, развитые по р. Ольга и на побережье залива Ольга (табл. 1). Вероятно, породы, из которых были отобраны образцы, не подверглись полному “отжигу” в связи с тем, что они либо не погружались на достаточную глубину или находились на определенной глубине не достаточное для отжига время. Апатиты с наиболее молодым плиоценовым возрастом, вероятно, отражают время последнего остывания осадков этой толщи.

Возраст первой группы апатитов (31 ± 5 млн лет) может соответствовать начальной стадии коллизии Кроноцкой палеодуги с Камчатской окраиной и закрытием в позднеэоценовое–олигоценовое время Ветловского бассейна. К этому времени (средний эоцен) активный вулканизм в Кроноцкой палеодуге прекратился. Это событие фиксируется также по трековому возрасту детритовых цирконов из пород Тюшевского прогиба в южной части хр. Кумроч [12].

Вторая возрастная группа апатитов (15–11 млн л.), вероятно, образовалась во время более поздней стадии коллизии Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной и формированием крупного регионального надвига (надвиг Гречишкина) [9, 12, 13]. С этим интервалом можно связать образование современной структуры Камчатки и заложение современной субдукционной зоны [13].

Третья возрастная группа апатитов (9–6 млн л.) отвечает продолжающейся в позднем миоцене коллизии в этом регионе и характеризует, возможно, новый эпизод эксгумации Кроноцкого террейна и внешнего края Камчатской окраины. Этот процесс можно связать с началом пододвигания в Камчатскую зону субдукции возвышенности Обручева северо-западного фланга Гавайско-Императорских подводных гор.

Основываясь на геологических данных и анализе деформаций в осадочных комплексах [13], коллизия Кроноцкого террейна с Камчатской окраиной началась в позднем эоцене-олигоцене и продолжалась по ранний миоцен. В этом случае новые данные по возрасту апатитов позволяют предполагать, что коллизионные процессы продолжались в позднем миоцене, возможно, плиоцене. Основные тектонические движения фиксируются в средней части Тюшевского прогиба и проявляются в эксгумации пород аллохтона (тундровская ($₽_2$) и богачевская свиты ($₽_3$–N_1)) и в формировании регионального надвига Гречишкина. Тектонические события, при которых комплексы аллохтона были надвинуты на терригенные отложения олигоцена-миоцена тюшевской серии, вероятно, происходили во временной интервал 6–4.5 млн лет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.В. Лучицкой, А.В. Соловьеву, А.В. Моисееву, Д.К. Ульянову за прочтение рукописи и полезные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0128-2021-0004. Полевые работы и аналитические исследования были проведены при финансовой поддержке Немецкого Министерства образования и науки в рамках Российско-Германского проекта КАЛЬМАР, грант № 03G0640C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Труды ГИН; Вып. 577. М.: Наука. 2008. 319 с.
2. *Brandon M.T.* Decomposition of Fission-track Grain Age Distribution // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 535–564.
3. *Wagner G.P., Van der Haute*. Fission-Track Dating. Solid Earth Sciences Library, Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.
4. *Hurford A.J.* Standardization of the Fission Track Dating Calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology // Chem. Geol. 1990. V. 80. P. 171–178.
5. *Hurford A.J., Green P.F.* A Users' Guide to Fission Track Dating Calibration // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 59. P. 343–354.
6. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Издательство Кам. ГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
7. *Freitag R., Gaedicke C., Baranov B.V., Tsukanov N.V.* Collisional Processes at the Junction of the Aleutian–Kamchatka Arcs: New Evidence from Fission Track Analysis and Field Observations // Terra Nova. 2001. № 13. P. 433–442.
8. *Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, N-58-VII, N-57-XVIII (г. Исток Чажма). Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2006. С. 258.
9. *Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р.* Строение безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки–зоны надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 74–85.
10. *Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А. и др.* Олигоценовый известковый планктон с Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Стратиграфия и Геологическая корреляция. 1998. № 6. С. 85–95.
11. *Маркевич П.В.* Флишевые формации в северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
12. *Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В.* Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292–1302.
13. *Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., et al.* Collision of the Kronotskiy Arc at the NE Eurasia Margin and Structural Evolution of the Kamchatka–Aleutian Junction // International Journal Earth Science. 2006. V. 95. P. 977–993. https://doi.org/10.1007/s00531-006-0080-z
14. *Marsaglia K.M., Mann P., Hyatt R.J., Olson H.C.* Evaluating the Influence of Aseismic Ridge Subduction and Accretion on Detrital Modes of Forearc Sandstone: An Example from the Kronotsky Peninsula in the Kamchatka Forearc // Lithos. 1999. V. 46. P. 17–42.
15. *Galbraight R.F.* On Statistical Models for Fission-track Counts // Journal of Mathematical Geology. 1981. V. 13. P. 471–478.
16. *Chapman D.S.* Thermal Gradients in the Continental Crust / In: *J.B. Dawson* (Eds.). The Nature of the Lower Continental Crust. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 24. P. 63–70.

NEW DATA ON THE AGE AND TIME OF EXHUMATION OF SEDIMENTARY COMPLEXES OF THE KRONOTSKY TERRANE AND THE TYUSHEVSKY BASIN (EASTERN KAMCHATKA) BASED ON APATITE FISSION-TRACK DATING

N. V. Tsukanov[a,#], Ralf Freitag[b], and Christoph Gaedicke[b]

[a] *P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Federal Institute of Geosciences and Natural Resources, Hanover D-30655, Germany*

[#] *E-mail: kambear2011@yandex.ru*

Presented by Academician oft he RAS L.I. Lobkovsky May 4, 2021

The article presents new data of the detrial apatite fission track ages from different in age Eocene-Miocene deposits of the Kronotsky Peninsula and the Tyushevsky basin of Eastern Kamchatka. The obtained data allow us to distinguish three groups of age: 31 ± 5; 11–15; 6–9 Ma. The exhumation ages of sedimentary complexes containing the studied apatite are compared with the main tectonic events in Eastern Kamchatka. It is concluded that the collision processes continued from the Oligocene to the Late Miocene.

Keywords: Eastern Kamchatka, fission track dating, apatite, age, tectonics, plate convergence, exhumation

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 12–17

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93:551.7:552.54

Pb–Pb-ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАМОВСКОЙ СЕРИИ, БАЙКИТСКАЯ АНТЕКЛИЗА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. И. М. Горохов[1,*], член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов[1], И. М. Васильева[1], А. Ю. Крамчанинов[1], Н. Г. Ризванова[1], Г. В. Константинова[1]

Поступило 05.05.2021 г.
После доработки 21.05.2021 г.
Принято к публикации 22.05.2021 г.

Впервые проведено прямое Pb–Pb-датирование карбонатных пород камовской серии. Pb–Pb-возраст карбонатных пород нижних горизонтов серии (мадринская, юрубченская, куюмбинская и вингольдинская свиты) составляет 1510 ± 50 млн лет, а верхних (ирэмэкэнская свита) – 1490 ± 50 млн лет. Полученные значения возраста свидетельствуют о том, что все карбонатные свиты камовской серии относятся к нижнему рифею (раннему мезопротерозою). Время формирования этой осадочной последовательности занимало не более нескольких десятков миллионов лет. Новые геохронологические данные позволяют коррелировать рифейские отложения Байкитской антеклизы с породами рифейского чехла Анабарского поднятия.

Ключевые слова: Pb–Pb-возраст, карбонатные породы, Байкитская антеклиза

DOI: 10.31857/S2686739721090103

Карбонатные породы, вскрытые глубокими скважинами в бассейне реки Подкаменная Тунгуска, являются крупнейшим и уникальным нефтегазоносным объектом, обнаруженным в докембрийских отложениях. Продуктивные залежи находятся в осадочных карбонатных породах в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы на глубинах более 2–3 км. Мощные толщи карбонатных пород (200–600 м) преимущественно доломитового состава вместе с несколькими перемежающимися с ними терригенными пачками (100–200 м) здесь объединены в камовскую серию, которая расположена между раннедокембрийским кристаллическим фундаментом и терригенно-карбонатными венд-палеозойскими отложениями [1–3]. Однако многочисленные работы, проведенные в течение нескольких десятилетий, до сих пор не привели к согласованному пониманию стратиграфического и геохронологического положения камовской серии [1, 3–9]. Предлагаемое сообщение содержит результаты прямого Pb–Pb-датирования карбонатных пород Байкитской антеклизы, которое позволяет уверенно отнести их формирование к раннему рифею.

Байкитская антеклиза представляет собой поднятие раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы, полностью погребеннное под рифейско-палеозойским чехлом на юго-западной окраине платформы (рис. 1). Внутренняя структура Байкитской антеклизы блоковая, обусловленная двумя главными системами разломов – северо-западного и северо-восточного простирания. Вертикальная амплитуда блоковых подвижек измеряется сотнями метров и даже первыми километрами [1, 5]. Информация о довендских отложениях получена при бурении нескольких сотен скважин, которые вскрыли различные уровни рифейского разреза мощностью от первых метров до 1800 м. Сводный разрез камовской серии (общей мощностью 3.5–4.7 км) составлен на основе корреляции материалов бурения, проведенного в различных тектонических блоках. В составе серии выделены (снизу вверх) зелендуконская (zl), вэдрэшевская (vdr), мадринская (mdr), юрубченская (jrb), долгоктинская (dl), куюмбинская (kmb), копчерская (kpr), юктенская (jkt), рассолкинская (rsl), вингольдинская (vng), токурская (tk) и ирэмэкэнская (irm) свиты (рис. 1). Эта последовательность камовской серии закреплена в региональной стратиграфической схеме [2]. Несмотря на глубокое погружение (более 2 км), карбонатные породы не были метаморфизованы. Однако в предвендское время все толщи подверглись интенсивным вторичным преоб-

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
**E-mail: igorokhov@inbox.ru*

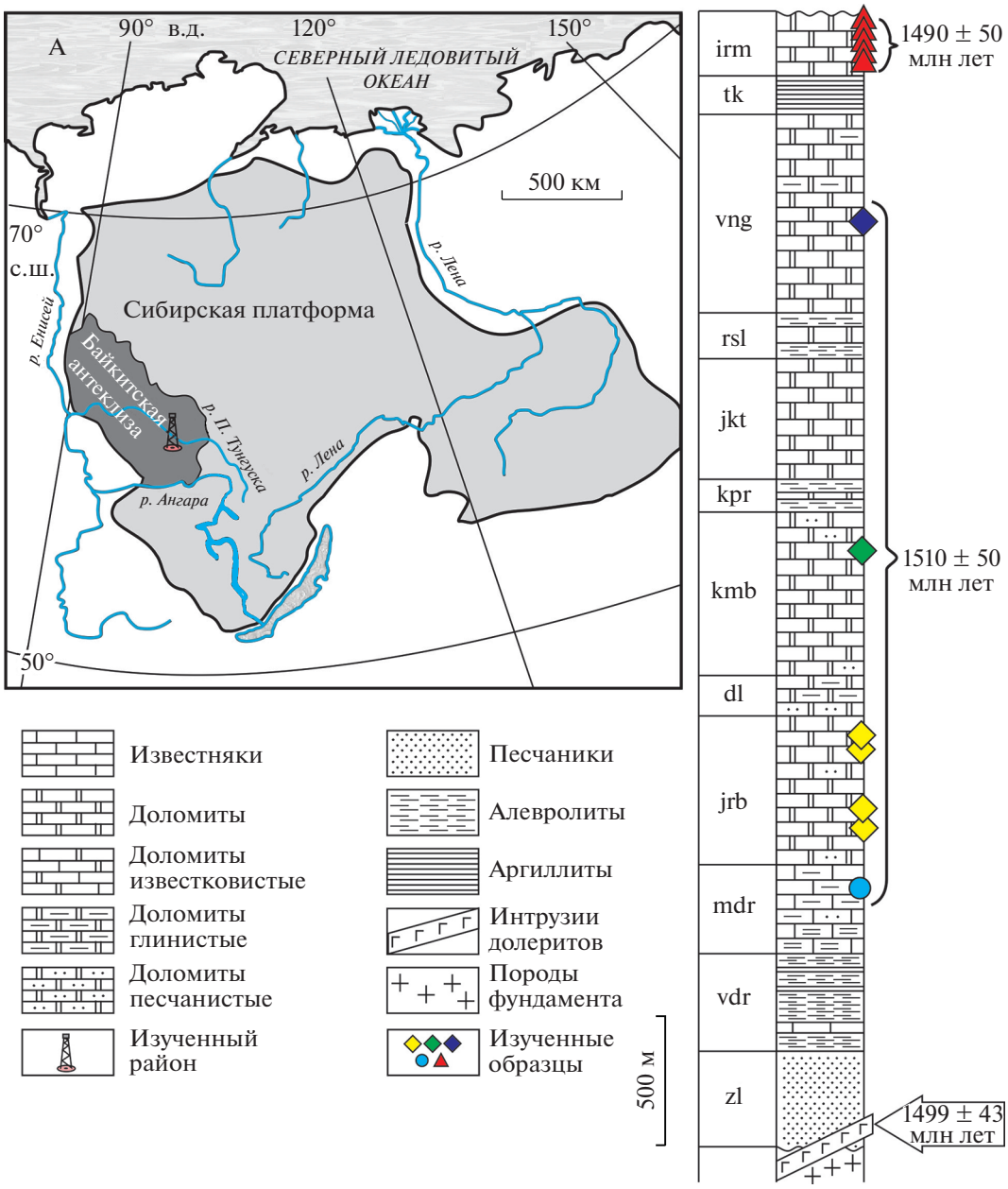

Рис. 1. Положение Байкитской антеклизы (врезка А) и строение разреза докембрийской камовской серии. Указанные на рисунке датировки: 1499 ± 43 млн лет – $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрасты долеритов, прорывающих гранитогнейсы фундамента [5]; 1510 ± 50 и 1490 ± 50 – соответственно Pb–Pb-возрасты карбонатных пород нижних (мадринская, юрубченская, куюмбинская и вингольдинская свиты) и верхних (ирэмэкэнская свита) горизонтов камовской серии (эта работа).

разованиям, которые имели длительный и многостадийный характер [10].

Представления о возрастном положении пород камовской серии дискуссионны. Находки микрофитолитов [1] и акантоморфных акритарх *Tappania plana* [7] могут рассматриваться лишь как указания на ее рифейский возраст. Часть исследователей считает камовскую серию исключительно позднерифейской (неопротерозойской) [1, 3], другие – преимущественно ранне- и среднерифейской (мезопротерозойской) [7, 8].

Существующие результаты геохронологического изучения рифейских пород Байкитской антеклизы немногочисленны и в подавляющем большинстве не отвечают современным требованиям. Часть из них, полученная K–Ar-методом по глауконитам и упоминаемая в ряде публикаций, вообще не заслуживает какого-либо серьезного рассмотрения, так как не содержит аналитических данных. Другая часть не выдерживает критики, потому что получена с использованием некорректных методов анализа и/или его интер-

претации. К таким публикациям относятся работы, где K–Ar-метод необоснованно применялся для датирования карбонатных минералов [4], и попытка Rb–Sr-датирования глинистых сланцев Байкитской антеклизы с использованием валовых проб этих пород [6].

На сегодняшний день с методической точки зрения приемлемыми изотопно-геохронологическими данными для Байкитского поднятия можно признать только $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрасты долеритовых силлов (1499 ± 43 млн лет), внедрившихся в зону контакта между раннепротерозойскими гранито-гнейсами фундамента и рифейскими осадочными отложениями [5], а также недавно полученный модельный Rb–Sr-возраст глауконитов долгоктинской свиты, предполагающий, что время раннего диагенеза осадков нижней части камовской серии древнее 1340–1400 млн лет [9]. Однако возрасты долеритов, слагающих силлы, из-за недостаточной определенности геологического положения последних в лучшем случае дают лишь максимальную оценку возраста пород камовской серии, а возраст долгоктинских глауконитов, напротив, явно “омоложен” из-за нарушения структуры изученных минералов, что доказано методом мессбауэровской спектроскопии [9]. Очевидно, что имеющаяся для камовской серии геохронологическая информация недостаточна и требует уточнения.

Одним из ведущих способов определения стратиграфически значимого возраста древних карбонатных пород является U–Pb (Pb–Pb)-метод [11, 12]. В последние годы этот метод позволил уточнить стратиграфические рубежи в опорных разрезах рифея Восточной Сибири ([13–15] и др.). Однако карбонатные породы Байкитской антеклизы подверглись различным постседиментационным преобразованиям [5, 10], что затрудняет отбор материала, способного достоверно отражать их U–Pb (Pb–Pb)-возраст.

Материалом для нашей работы явилась коллекция карбонатных пород, отобранная из нескольких скважин на площади Камовского свода и представлявшая 5 из 12 рифейских свит камовской серии (мадринскую, юрубченскую, куюмбинскую, вингольдинскую и ирэмэкэнскую). На первом этапе отбирались образцы, сохранившие первичные осадочные микротекстуры, и без признаков вторичной перекристаллизации. В этих образцах определялись концентрации малых элементов (Mn, Fe и Sr) и изотопный состав углерода и кислорода. Подавляющая часть изученных образцов представлена доломитами, лишь несколько известняков принадлежали мадринской свите. Доля терригенной примеси (кварца и глинистых минералов) в образцах не превышает 2%. Содержания Mn и Fe в доломитах варьируют соответственно в интервалах 65–220 и 850–2650 мкг/г, в известняках они составляют 170–610 и 1670–4390 мкг/г. Значения $\delta^{18}O$ в известняках и доломитах лежат в диапазоне (от –6.9 до –2.5‰ PDB, табл. 1), свойственном наименее измененным морским карбонатным породам докембрия (выше –10‰, [16]), позволяя считать, что значения $\delta^{13}C$ в изученных образцах (от –0.3 до +1.3‰ PDB) не претерпели существенных эпигенетических изменений и могут быть использованы для проведения C-хемостратиграфических корреляций.

По итогам этой работы было выбрано 40 образцов, анализ которых заслуживал внимания на втором этапе – при исследовании Rb–Sr-систематики. Изотопный состав Sr в образцах карбонатных пород изучен с применением однократного предварительного растворения (выщелачивания) в 0.1N растворе CH_3COOH. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьировали в доломитах от 0.70537 до 0.71824, в известняках – от 0.70533 до 0.70806. Полученные C- и Sr-хемостратиграфические данные уверенно указывают на ранне- и среднерифейский (мезопротерозойский) возраст карбонатных пород [17]. На третьем этапе, для U–Pb (Pb–Pb)-датирования было выбрано 12 образцов с минимальными значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ с сохранными первично-осадочными текстурами, низкой долей силикатной примеси и пониженными отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 1). Методика изучения была недавно опубликована [14]. Погрешности вычисленных значений изотопных отношений и возрастов всюду в этой статье приведены на уровне ± 2σ.

На графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ семь фигуративных точек, представляющих нижние горизонты (мадринскую, юрубченскую, куюмбинскую и вингольдинскую свиты) камовской серии, и пять точек из верхнего горизонта (ирэмэкэнской свиты), располагаются вдоль прямых линий (рис. 2). Наклоны названных линий отвечают соответственно двум Pb–Pb-возрастам 1510 ± 50 и 1490 ± 50 млн лет. Величины среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО), равные для этих зависимостей соответственно 2.0 и 1.5, показывают, что разброс точек относительно прямых линий не превышает размер аналитических погрешностей и позволяет считать обе линейные последовательности изохронами, датирующими время раннего диагенеза карбонатных осадков.

Хотя размер погрешностей полученных датировок не дает в настоящее время оснований настаивать на реальном различии возрастов отложения карбонатных осадков нижних и верхних горизонтов камовской серии, некоторые косвенные данные могут указывать на такое различие. К таким данным, в первую очередь, относятся изотопные отношения первичного свинца [18], которые для нижних горизонтов камовской серии составляют

Таблица 1. U–Pb- и C–O-изотопные аналитические данные для карбонатных пород камовской серии

Номер образца	Свита	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{238}U/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$\delta^{13}C$ V-PDB, ‰	$\delta^{18}O$ V-PDB, ‰
КД1-2723	irm	0.236	0.576	29.2	26.468	16.450	38.589	–0.3	–3.2
КД1-2728	irm	0.391	0.629	47.0	31.312	16.875	38.376	–0.3	–2.8
КД1-2740	irm	0.301	0.684	31.4	26.873	16.488	38.357	–0.7	–2.5
КД1-2751	irm	0.200	0.447	31.2	26.030	16.400	37.469	0.0	–3.8
КД1-2758	irm	0.137	1.53	5.73	19.514	15.783	37.853	0.1	–4.0
К211-2500	vng	0.111	0.500	15.26	23.423	16.109	38.957	1.3	–3.6
К214-2451	kmb	0.023	0.463	3.29	20.441	15.825	39.014	1.1	–5.0
К215-2592	jrb	0.200	0.255	61.6	34.569	17.150	38.219	0.2	–5.1
К215-2613	jrb	0.104	0.368	19.13	23.195	16.097	37.811	1.3	–5.1
К215-2680	jrb	0.171	0.834	13.65	22.039	15.991	38.075	1.3	–3.6
К215-2800	jrb	0.296	0.436	54.2	35.731	17.296	38.613	1.1	–5.3
К305-2466	mdr	0.020	0.743	1.67	17.898	15.617	38.325	1.1	–6.9

Примечание. Расположение образцов в таблице соответствует предполагаемому их положению в сводном разрезе. Обозначения свит см. на рис. 1. Все образцы в таблице – доломиты за исключением обр. К305-2466, представляющего известняк.

$(^{206}Pb/^{204}Pb)_0 = 16.255 \pm 0.014$ и $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0 = 15.445 \pm 0.007$, а для верхних – $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0 = 16.402 \pm 0.014$ и $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0 = 15.502 \pm 0.007$. Значимое различие этих отношений в данном случае может свидетельствовать о смене источников сноса в ходе накопления карбонатных отложений, что для камовской серии подтверждается седиментологическими и C-изотопными данными.

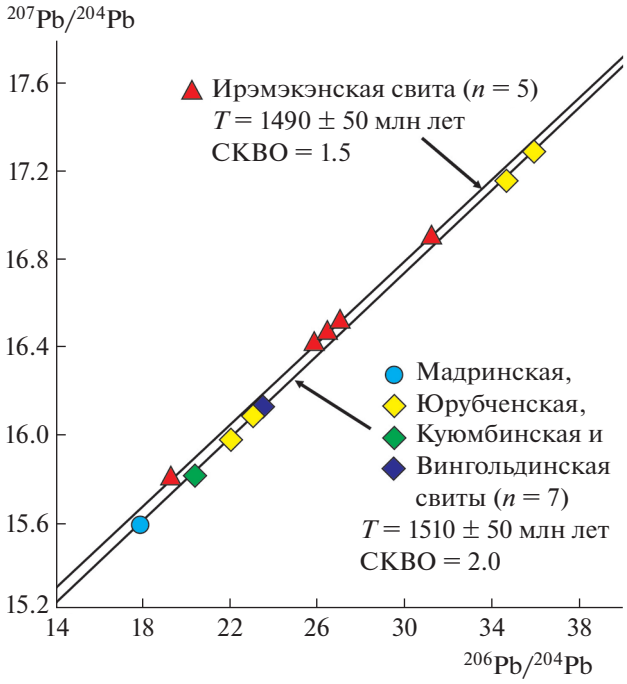

Рис. 2. Pb–Pb-изохроны для карбонатных пород нижних и верхних горизонтов камовской серии.

Доминирование в разрезе рифея Байкитской антеклизы мелководных приливно-отливных отложений и свидетельства субаэральной экспозиции осадка показывают, что процесс карбонатного накопления камовской серии периодически прерывался и в это время происходил привнос преимущественно тонкого силикокластического материала с континента. Один из наиболее заметных периодов изменения источника сноса в Байкитском палеобассейне зафиксирован как раз в поздневингольдинское время [8]. Указанием на возможное неодинаковое происхождение камовских карбонатных осадков на изученных стратиграфических уровнях являются и пониженные значения $\delta^{13}C$ (–0.7...+0.1‰) в проанализированных доломитах ирэмэкэнской свиты по сравнению со значениями (+0.2...+1.3‰) в карбонатных породах мадринской, юрубченской, куюмбинской и вингольдинской свит (табл. 1), что могло быть вызвано понижением уровня моря в поздневингольдинское-раннетокурское время [5, 8].

Так или иначе, проведенное впервые прямое Pb–Pb-датирование пород камовской серии не оставляет сомнений в том, что все выделяемые в ее сводном разрезе свиты, сложенные карбонатными породами, начиная с нижней мадринской и кончая верхней ирэмэкэнской, являются нижнерифейскими. Согласно международной геохронологической шкале [19], их возраст соответствует калимию–раннему мезопротерозою.

Полученные значения $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ существенно отличаются от этих значений, которые в карбонатах среднего и верхнего рифея Енисейского кряжа, соответственно выше +1.5‰ и выше 0.7055 [8, 15]. Отложение карбонатных осад-

ков камовской серии происходило на протяжении относительно небольшого промежутка времени, вероятно, первых десятков миллионов лет. В этих условиях наличие в составе серии 12 стратиграфических подразделений в ранге свит кажется избыточным. Возможно, что в связи с блоковой структурой Байкитского поднятия и отсутствием обнажений и скважин, пересекающих всю камовскую серию, выделение некоторых подразделений окажется результатом неучтенных вертикальных подвижек и частичного дублирования разрезов. Отметим, что мощность пяти опорных скважин, пробуренных в Байкитской антеклизе, не превышает 650–1800 м, при общей мощности камовской серии 3.5–4.7 км [2–5, 7, 8].

В итоге, очевидно, что рифейские толщи Байкитской антеклизы могут быть коррелированы с породами протерозойского чехла Анабарского поднятия, возраст которых недавно определен также Pb–Pb-методом и равен 1513 ± 35 млн лет [14]. На обоих поднятиях рифейский разрез начинается с терригенных толщ: на Байкитском это зелендуконская и вэдрэшевская свиты, на Анабарском – ильинская, бурдурская, лабазтахская и усть-ильинская свиты. Выше на обоих поднятиях залегают мощные карбонатные отложения, составленные в основном доломитами и отложенные 1520–1490 млн лет назад: на Байкитской антеклизе это породы камовской, а на Анабарском поднятии – билляхской серии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Отбор образцов и обработка производились при поддержке АО “ТомскНИПИнефть”.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 20-05-00137).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Краевский Б.Г., Пустыльников А.М., Кринин В.А., Краевская М.К., Леднева Е.А.* // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 103–110.
2. *Краевский Б.Г., Якшин М.С., Наговицин К.Е.* // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 5. С. 4–14.
3. *Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б., Краевский Б.Г., Мельников П.Н., Наговицин К.Е., Постников А.А., Рябкова Л.В., Терлеев А.А., Хабаров Е.М.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академич. изд-во “Гео”, 2005. 428 с.
4. *Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А., Травин А.Н., Нехаев А.Ю.* // ДАН. 1998. Т. 358. № 3. С. 378–380.
5. *Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В.* // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211–239.
6. *Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Постельников Е.С., Пустыльников А.М.* // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 268–279.
7. *Наговицин К.Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А.* // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1531–1538.
8. *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.
9. *Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльникова В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е.* // ДАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 52–57. https://doi.org/10.31857/S0869-5652488152-57
10. *Vasileva K.Y., Ershova V.B., Khudoley A.K., Khusnitdinov R.R., Kuznetsov A.B., Prokofiev V.Y., Bekker A.* // Precambrian Res. 2020. V. 342. 105690. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105690
11. *Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27–44.
12. *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
13. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27. https://doi.org/10.7868/S0869592X15060083
14. *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35. https://doi.org/10.31857/S0869-592X27519-35
15. *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62. https://doi.org/10.31857/S0869-592X27546-62
16. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
17. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23. https://doi.org/10.7868/S0869592X18040014
18. *Овчинникова Г.В., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Ларин А.М.* Изотопный состав первичного Pb как источник генетической информации на примере докембрийских карбонатных и фосфатных отложений западного склона Южного Урала // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / под ред. В.А. Глебовицкого, Ш.К. Балтыбаева. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 323–335.
19. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Hilgen F.J.* On the Geologic Time Scale // Newsletters on Stratigraphy. 2012. V. 45. № 2. P. 171–188. https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0020

Pb–Pb AGE OF CARBONATE ROCKS OF THE KAMO GROUP, BAIKIT ANTECLISE OF SIBERIAN PLATFORM

I. M. Gorokhov[a], corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov[a], I. M. Vasilieva[a], A. Yu. Kramchaninov[a], N. G. Rizvanova[a], and G. V. Konstantinova[a]

[a] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*
[#]*E-mail: igorokhov@inbox.ru*

The first direct Pb–Pb dating of carbonate rocks of the Kamo Group has been carried out. The age of carbonates of the lower units (the Madra, Jurubchen, Kuyumba and Vingold formations) of this sedimentary sequence is 1510 ± 50 Ma, and that of the upper unit (the Iremeken Formation) is 1490 ± 50 Ma. The obtained dates showed that all the carbonate formations of the Kamo Group are Lower Riphean (the early Mesoproterozoic), and their deposition continued for a period no longer than several tens of millions of years. The new geochronological data make it possible to correlate the Riphean succession of the Baikit Anteclise with the rocks of the Riphean cover of the Anabar Uplift.

Keywords: Pb–Pb age, carbonate rocks, Baikit Anteclise

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 18–26

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.21

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛАТЕРИТИЗИРОВАННЫХ БОКСИТАХ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© 2021 г. Н. М. Боева[1,*], А. Д. Слукин[1], Е. С. Шипилова[1], М. А. Макарова[1], Ф. В. Балашов[1], Е. А. Жегалло[2], Л. В. Зайцева[2], академик РАН Н. С. Бортников[1]

Поступило 24.03.2021 г.
После доработки 26.05.2021 г.
Принято к публикации 27.05.2021 г.

Минеральный и химический состав бокситов Чадобецкого поднятия Сибирской платформы является суммарным продуктом латеритов на алюмосиликатных породах (источник алюминия) и на щелочных породах и карбонатитах (источник редкоземельных элементов, Nb, Ta, Th, U и др.). Латеритизация этих пород и последующая денудация привели к образованию уникальных месторождений бокситов с высоким содержанием редких и редкоземельных элементов. Гипергенные минералы латеритных кор выветривания находятся в дисперсном микрокристаллическом и аморфном состоянии, что затрудняет их изучение и выбор способов извлечения полезных компонентов. Прецизионными методами были установлены формы, составы главных гипергенных минералов, биоминеральных пленок, биоморфоз, распределение в них редких и редкоземельных элементов.

Ключевые слова: боксит, латеритная кора выветривания, гиббсит, редкие и редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S2686739721090036

ВВЕДЕНИЕ

Латеритные коры выветривания (ЛКВ) являются источниками месторождений многих полезных ископаемых: железа, марганца, золота, бокситов, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ). Латериты – продукты высшей степени выветривания – характеризуются полной (или почти полной) потерей кремния, щелочных и щелочноземельных элементов и относительным остаточным накоплением элементов-гидролизатов: Al, Fe, Mn, Th и др., оксидов и фосфатов. Кроме того, в процессе образования латеритов слагающие их минералы непрерывно проходят стадии возникновения коллоидов и сорбции химических элементов как из просачивающихся вниз растворов, так и из растворов, поднимающихся при эвапотранспирации из нижних зон коры выветривания КВ. Таким образом, они обогащаются вышеперечисленными элементами, а также в них многократно увеличивается содержание Ti, Th, U, Pb, Zn, REE, Y, Ba, Sr, Co, Ni и др.

Месторождения редкометальных КВ хорошо изучены [1–4]. Редкие и РЗЭ использовались в качестве показателя для определения природы материнской породы и химических процессов при изменении профиля в результате выветривания, связи их с гипергенными минералами [5–8]. Изучение поведения РЗЭ в бокситах КМА позволило уточнить зональность КВ и оценить степень преобразований, связанных с наложенными процессами [9]. В хлоритовых сланцах на юге Камеруна обогащение РЗЭ в основании залежей бокситов объясняется увеличением pH вокруг материнской породы, а также присутствием минеральных лигандов во время бокситизации [10].

Нашей целью является исследование редкометальных и РЗЭ в бокситах Чадобецкого поднятия. Бокситы Центрального месторождения образовались по кварц-мусковит-полевошпатовым сланцам, пронизанным комплексом щелочных ультраосновных пород, в том числе в виде карбонатитовых тел различной морфологии. Карбонатиты Чадобецкого поднятия имеют промышленные концентрации редких и РЗЭ [4]. В процессе латеритизации в бокситах, представляющих собой алюминиевое сырье не самого высокого качества, образовались уникально высокие концентрации титана, редких и РЗЭ, фосфора и стронция, что позволяет рассматривать их как комплексное сырье. При правильно подобранной схеме обогаще-

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии Наук, Москва, Россия*

[2] *Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия*

**E-mail: boeva@igem.ru*

ния, месторождения данного типа могут быть высокорентабельными. Представляется, что полученные результаты детального изучения морфологии и состава гипергенных минералов редких и РЗЭ, присутствующих в бокситовых рудах, будут иметь прикладное значение в выборе наиболее рациональных методов обогащения низкокачественных бокситов, в подготовке схемы попутного извлечения полезных компонентов (Fe, Ti, Ga, V), в том числе микроэлементов (REE, Y, Ba, P, U, Th, Nb, Ta). Завершение строительства железной дороги Карабула-Ярки, ввод в эксплуатацию построенного в 120 км от него Богучанского алюминиевого завода, недавно открытая Богучанская ГЭС являются предпосылками для решения проблемы освоения и предполагают начало эксплуатации этих месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

Чадобецкое поднятие находится в юго-западной части Сибирской платформы на междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски. Оно представляет собой брахиантиклинальную структуру с размерами осей 46 и 35 км. Ее осложняют два выступа-ядра: северный с месторождением Центральным и южный с Чуктуконом. Они сложены докембрийскими отложениями, прорванными щелочными ультраосновными породами в виде штоков, даек, силлов, кимберлитовых трубок и тел карбонатитов [4].

В меловом периоде в условиях тропического жаркого переменно-влажного климата на Сибирской платформе протекали процессы латеритизации. Их продукты сохранились в виде многочисленных, частично размытых ЛКВ на траппах и ассоциирующих с ними мелких осадочных месторождений бокситов. На Центральном месторождении бокситов в КВ имеются проявления железомарганцевых охр по карбонатитам и мощные (8.5 м) останцы гиббситовых бокситов по сланцам. Последние по своим текстурно-структурным особенностям, минеральному и химическому составу главных породообразующих компонентов идентичны латеритным бокситам на подобных породах Индии, Австралии и Гвинеи [11–14]. Центральное месторождение, сложенное бобово-обломочными бокситами, находится в эрозионных депрессиях на поверхности северного купола. В обломках находятся псевдоморфные латериты по всем подстилающим породам.

Псевдоморфные бокситы Центрального месторождения и присутствие гиббсита в латеритизированных карбонатитах Териновского и Чуктуконского выступов Чадобецкого поднятия являются надежными индикаторами того, что они представляют собой продукты единого процесса выветривания.

Было установлено, что латеритные бокситы, образованные по кварц-мусковит-полевошпатовым сланцам, состоят из гиббсита (до 62 мас. % Al_2O_3), бемита, корунда, гетита, гематита, маггемита, анатаза, каолинита, кварца. Латериты по щелочным ультрабазитам содержат 3–13 мас. % Al_2O_3 и до 32 мас. % TiO_2 в форме псевдоморфоз гипергенного анатаза по октаэдрическим кристаллам перовскита. Латериты по карбонатитам сложены Fe-Mn-охрами с обильными гнездами порошковатого гипергенного монацита с содержанием лантаноидов до 14.4 мас. %. На южном куполе преобладают КВ карбонатитов с монацитом, рабдофаном, черчитом, флоренситом и вторичным, гипергенным пирохлором (-Ce, -Y, -Sr и -Ba). Денудация этих латеритов привела к образованию уникальных месторождений осадочных бокситов с высоким содержанием РЗЭ, Sr, Ba, P, U, Th и Ti. По краям поднятия распространены известняки верхнего кембрия, где в карстовых депрессиях залегают переотложенные латеритизированные долериты (месторождения Пуня, Ибджибдек, Верхне-Теринское и другие). Обломки латеритов состоят из гиббсита, местами с примесью нордстрандита. Бобовые бокситы сложены гиббситом с примесью бемита, диаспора, корунда и нордстрандита. На Чуктуконе выветривание достигло высшей стадии, вплоть до полного выноса Si, Ca, Mg, Na и K [1, 11].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились с помощью сканирующих (СЭМ) CamScan 4 (“Cambridge”) и TESCAN VEGA IIXMU (“Tescan”) микроскопов с энергодисперсионной приставкой (ЭДС). Синхронный термический анализ (СТА) выполнялся на приборе (STA 449 F1 Jupiter “Netzsch”). Съемка производилась со скоростью 10°/мин в атмосфере Ar в тигельках с закрытыми крышками до температуры 1050°C. Масса навески составляла ~40 мг. Химический состав бокситов определен с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios “RANalytical”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным РФА (табл. 1), содержание SiO_2 в бокситах изменяется от 1.11 до 9.55 мас. %. Содержание TiO_2 варьирует в широких пределах – от 3 до 10 мас. %, Al_2O_3 от 27.19 до 49.73 мас. %, Fe_2O_3 от 0.84 до 45.82 мас. %, Na_2O и K_2O находятся в примерно одинаковых диапазонах от 0.02 до 0.1 мас. %, P_2O_5 от 0.49 до 15.5 мас. %.

В бокситах выявлены гнезда и слойки различных минералов с повышенным содержанием РЗЭ и редких металлов, изученных нами с помощью электронных микроскопов, которые позволили

Таблица 1. Химический состав (мас. %) бокситов, Центральное

Компонент	Бокситы									
	2152	2150	2147	2145	2143	1530	2382	2381	1535	1411
SiO_2	2.68	3.76	2.05	2.63	1.35	9.55	0.78	1.11	1.86	2.28
TiO_2	8.1	8.29	8.86	9.58	9.42	10	5.64	3	9.24	7.31
Al_2O_3	49.73	40.18	36.75	43	45.62	38.78	38.36	33.89	31.96	27.19
Fe_2O_3	10.89	7.21	24.94	18.18	13.56	0.86	28.19	40.58	35.26	40.1
FeO	нет	нет	нет	нет	нет	1.54	не опр.	не опр.	3.16	0.22
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	нет	0.21	0.07	не опр.	0.32
MgO	0.28	0.44	0.42	0.28	0.29	0.71	0.3	не опр.	0	0.68
CaO	нет	2.94	0.5	0.3	0.42	0.83	0.28	не опр.	0.34	0.68
Na_2O	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.06	не опр.	0.07	0.1	0.2
K_2O	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.07	не опр.	не опр.	0.03	0.06
BaO	нет	2.42	0.42	нет	нет	1.68	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
SO_3	нет	0.66	0.22	нет	не опр.	0.87	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
K_2O_3	0.08	0.09	0.13	0.11	0.13	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
P_2O_5	3.28	15.5	2.39	2.34	2.32	6.96	0.91	0.49	1.17	0.5
TR_2O_3	2.27	1.13	1.13	2.22	2.12	2.05	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
CO_2	0.89	0.46	1.16	0.58	нет	0.43	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
ППП	21.45	16.94	20.69	21.33	24.67	21.84	24.11	20.64	17.04	20.22
Сумма	100.18	100.14	99.73	100.44	99.96	100.18	98.78	100.25	100.41	99.85

увидеть морфологию кристаллов большинства минералов и обосновать их генезис.

Крандаллит $CaAl_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$ обнаружен в прожилках и гнездах размером 2 × 3 см на границе латеритизированных карбонатитов и кварц-мусковит-полевошпатовых сланцев. Несомненно, его генезис обусловлен наличием обильных источников Al из латеритизированных алюмосиликатов, слагающих сланцы, а также Ca и P, освобождающихся при выветривании апатита и карбонатов. Кроме того, крандаллит часто содержит Ce (до 0.08 мас. %) и сопровождается другими минералами той же группы алунита, в которых катионы представлены Ba (горсейксит), Sr (гойяцит) и Pb (плюмбогуммит). Крандаллит имеет вид белых прозрачных радиально-лучистых агрегатов, состоящих из тонких пластинок, покрытых искрящимися пирамидальными кристалликами (рис. 2б). Этот минерал диагностирован с помощью СТА. На кривых дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) наблюдается три эндотермических эффекта с максимумами при 349, 457.5 и 527.7°C, связанных с дегидроксилизацией крандаллита. При этом потеря массы составляет 13.64%. Потеря гидроксильных групп сопровождается разрушением структуры минерала. Экзотермический эффект с максимальной температурой 834.7°C связан с его рекристаллизацией. Эндотермический эффект с максимумами при температуре 886 и 920.6°C отражает диссоциацию карбоната (рис. 2б).

Пирохлор $(Na, Ca...)_2(Nb,Ti...)_2O_6[OH,F]$ присутствует в латеритах в виде октаэдрических кристаллов размером до 90 мкм, их двойников и сростков с другими минералами (рис. 3а). В полированных шлифах видно, что кристаллы пирохлора полые, многие из них имеют зональное строение и трещиноваты. Трещины в кристаллах пирохлора заполнены гетитом и другими минералами. Химический состав первичного и вторичного пирохлора меняется в широком диапазоне. Максимальное содержания Nb_2O_5 наблюдаются в первичном пирохлоре – 72.02 мас. %, минимальное соответствует вторичному пирохлору – 58.97 мас. %. Содержание TiO_2 в пирохлоре увеличивается в процессе латеритизации. Во вторичных кристаллах пирохлора CeO_2 варьирует от 1.86 до 20.13 мас. %. La_2O_3 обнаружен также во вторичных минералах – от 0.04 до 4.67 мас. %. Содержание Cr_2O_3 во вторичных кристаллах пирохлора составляет от 0.08 до 0.84 мас. %. Fe_2O_3 достигает максимума – 2.57 мас. % и минимума – 0.12 мас. %. Максимальное значение CaO наблюдается в первичных кристаллах пирохлора – 20.01 мас. %, а минимальное – во вторичных – 0.13 мас. %.

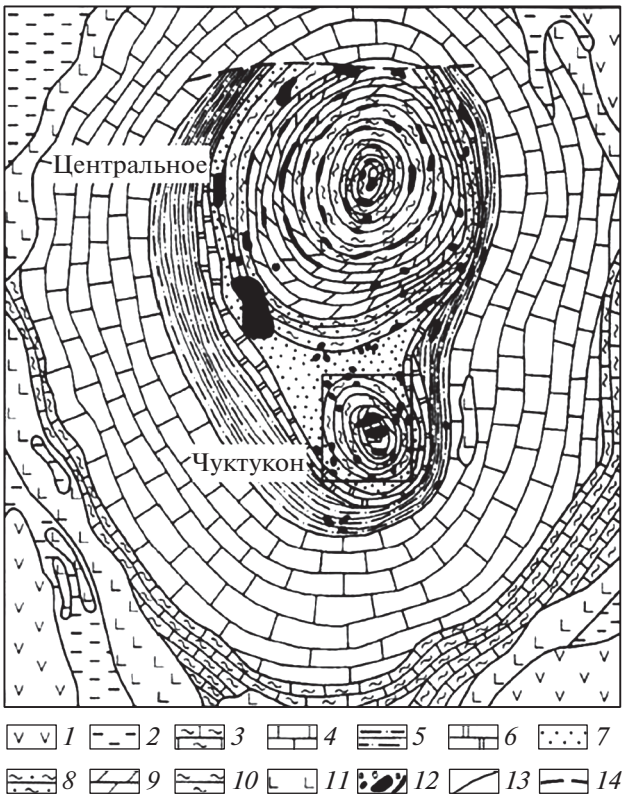

Рис. 1. Схема геологического строения Чадобецкого поднятия со снятыми верхнепалеогеновыми и альб-эоценовыми отложениями: *1* – нижнетриасовые образования; *2* – средне-верхнекаменноугольные отложения; *3* – средне-верхнекембрийские отложения; *4* – нижнекембрийские карбонатные породы; верхнепротерозойские отложения свиты: *5* – тогонская, *6* – безымянная, *7* – медвековская, *8* – брусская, *9* –карбонатно-терригенные териновской, чуктуконской и дольчиковской свит, *10* – семеновская; *11* – траппы; *12* – щелочные ультраосновные породы и карбонатиты Чадобецкого комплекса: *а* – трубка взрыва, *б* – штокообразные тела, *в* – силлы; *13* – геологические границы; *14* – тектонические нарушения [1, 4].

В процессе выветривания Na и Ca были вынесены и замещены Ce, La, Pr, Nd, Y, Ba, Sr, в результате чего образовались гипергенные кристаллы пирохлора с преимущественной фиксацией LREE: Ce (пирохлор-Ce), Sr (пирохлор-Sr), Ba (пирохлор-Ba), Y (пирохлор-Y), суммарное количество которых доходит до 20–25 мас. % (табл. 2, рис. 3б), а также их разновидности смешанного состава, соотношение которых показано на трехкомпонентной диаграмме (рис. 3б). Вторичный пирохлор полностью сохраняет облик первичных кристаллов, но становится пористым и рыхлым (рис. 3в).

На кривой ДСК при нагревании минерала наблюдается один эндоэффект, в температурном интервале 100–300°C, отвечающий за его дегидратацию, и два экзоэффекта (300–400 и 400–500°C), связанных с переходом из метамиктного в кристаллическое состояние. Из-за непостоянного состава пирохлора температуры максимумов в этих интервалах варьируют.

Подобные преобразования пирохлора исследованы и на месторождении Томтор [15, 16], где предполагается участие гидротермальных процессов. Не отрицая такой возможности на Томторе, отметим, что на Чуктуконе и Центральном, эти преобразования являются результатом исключительно гипергенных процессов в условиях климата “латерита” [17], что подтверждается сохранностью анхимономинеральных псевдоморфных латеритных бокситов по кварц-мусковит-полевошпатовым и другим сланцам.

Биопленки в ЛКВ образуются в условиях обильного водообмена и массового развития биоты. В биопленке, обволакивающей кристалл гиббсита, в составе которой преобладает Al, присутствуют примеси Fe и Ce (рис. 4а). В результате процесса латеритизации возникают биомине-

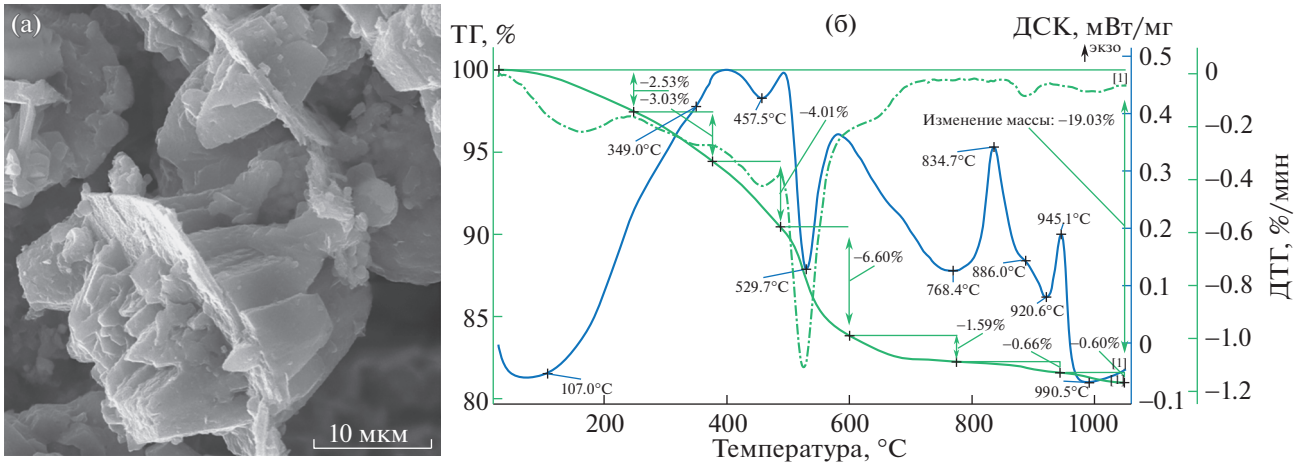

Рис. 2. Крандаллит (а), СЭМ, кривые термического анализа (б).

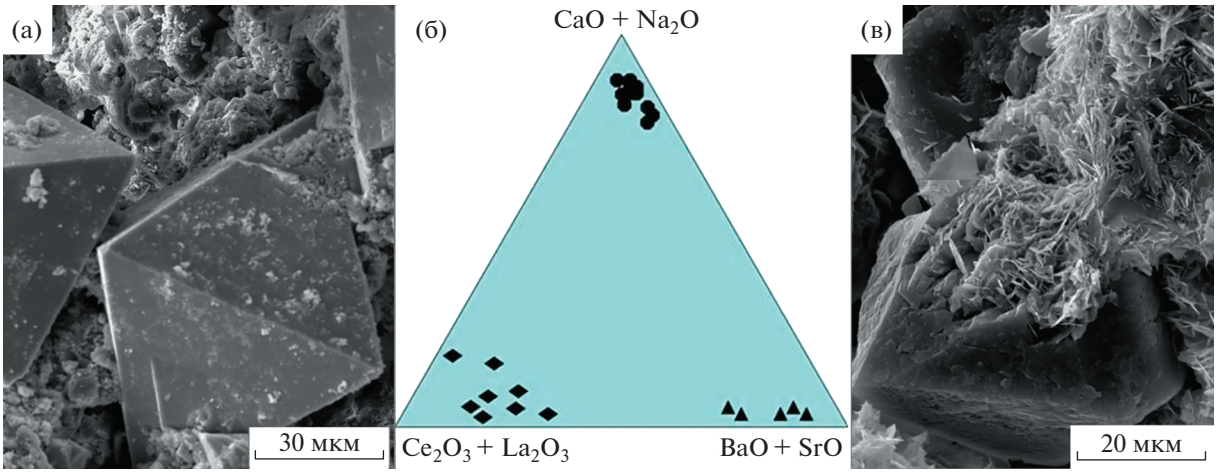

Рис. 3. Пирохлор первичный (а), диаграмма состава пирохлора (б), пирохлор из бокситов (в). СЭМ.

ральные пленки, состоящие из C, F, P, Ca, Mn, Fe, La, Ce, Nd (рис. 4б).

По пленкам образуются скопления микрокристаллического вещества с примесью сферических тел размером 0.5–1.2 мкм (рис. 5). В его составе преобладают P, Ce, La, Nd, общее содержание РЗЭ в породе достигает 14.7 мас. %.

Псиломелан $(Ba,H_2O)_2Mn_5O_{10}$ находится в осадочных бокситах в виде рассеянных охристых зерен, натеков, подобных “черной стеклянной голове” и их обломков (рис. 6а). На свежих сколах видно их ритмично-полосчатое строение (рис. 6б). Минерал состоит из гидроксида марганца с типичными примесями K, Ca, Zn и Ba (рис. 6б). Состав слоев отличается друг от друга, местами они чередуются с гиббситом, встречаются локальные участки, обогащенные сорбированным на поверхности церием. На кривой ДСК наблюдается три эндоэффекта с максимумами при 120, 620 и 780°C, связанных с последовательным удалением гидроксильных групп при нагревании. Псиломелан может служить индикатором при поисках месторождений РЗЭ.

Гетит FeOOH обнаружил многообразие форм: от гладких и смятых биопленок, покрытых биоморфозами до сноповидных (рис. 7а), крестообразных, радиально-лучистых и игольчатых кристаллов (рис. 7б). Между кристаллами гетита

Таблица 2. Химический состав пирохлора

	Химический состав (мас. %) кристаллов пирохлора							
	63/1	63/2	94/5	17	50	94/3	95/6	95/8
	Первичный пирохлор		Вторичный пирохлор					
Nb_2O_5	69.01	72.02	63.02	69.9	68.71	58.97	68.09	66.13
TiO_2	7.44	4.62	9.43	0.47	5.44	7.48	4.55	6.77
CeO_2	нет	нет	12.35	1.86	5.67	20.13	17.01	15.48
La_2O_3	нет	нет	0.04	не опр.	не опр.	0.61	2.7	4.67
Y_2O_3	0.69	2	0.91	не опр.	не опр.	нет	1.62	1.85
Cr_2O_3	нет	нет	0.09	не опр.	не опр.	0.84	0.33	0.08
Fe_2O_3	0.44	0.4	0.79	0.12	0.91	2.57	0.65	0.76
CaO	20.01	17.58	2.56	0.13	0.52	4.75	0.45	0.32
MgO	0.02	нет	0.39	не опр.	не опр.	0.001	0.07	нет
SrO	1.03	1.83	0.81	2.17	13.02	0.07	4.53	3.93
BaO	нет	нет	9.18	18.24	5.46	4.44	не опр.	не опр.
Na_2O	1.34	1.15	нет	нет	нет	0.11	нет	нет
Сумма	99.98	99.6	99.57	92.89	99.73	99.98	100	99.99

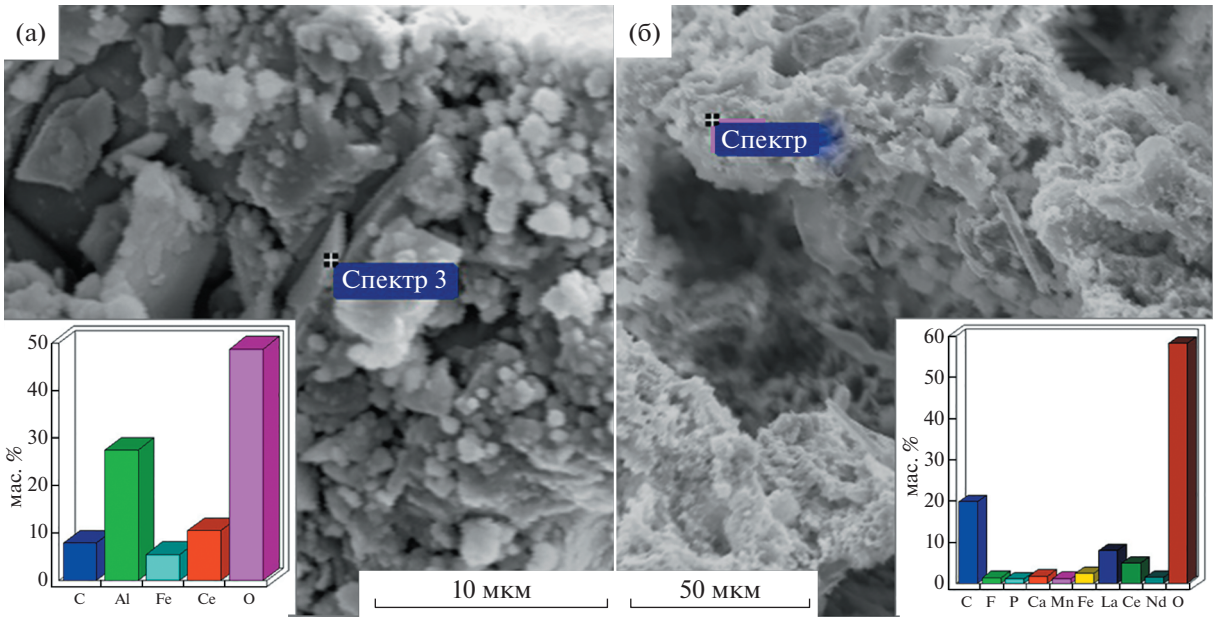

Рис. 4. Биопленки: (а) по гиббситу, (б) на стенке каверны в ЛКВ. На врезках ЭДС состава. СЭМ.

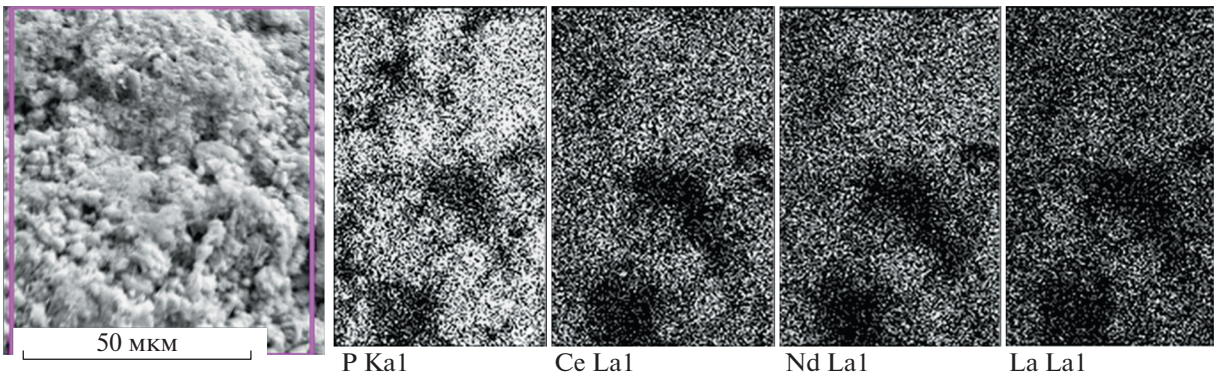

Рис. 5. Микрокристаллическое вещество, распределение РЗЭ. ЭДС состава. СЭМ.

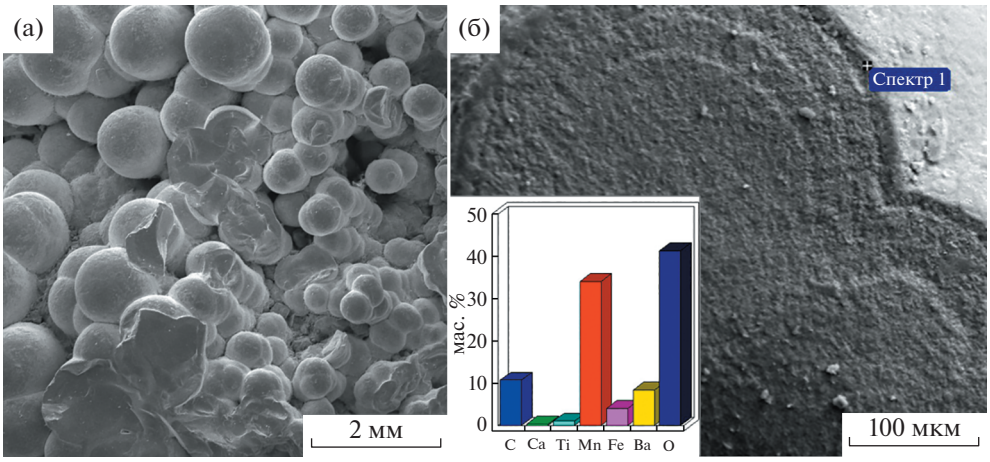

Рис. 6. Псиломелан. На врезках ЭДС состава. СЭМ.

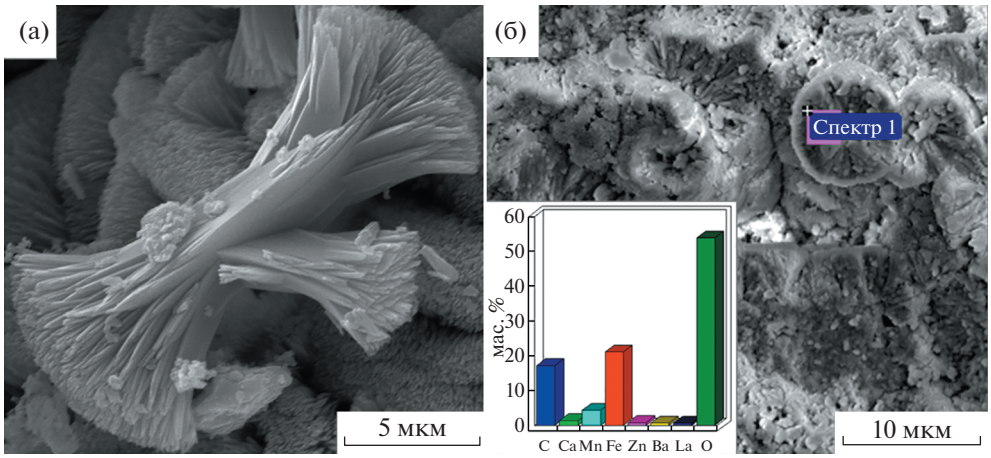

Рис. 7. Гетит в бокситах. На врезке ЭДС состава. СЭМ.

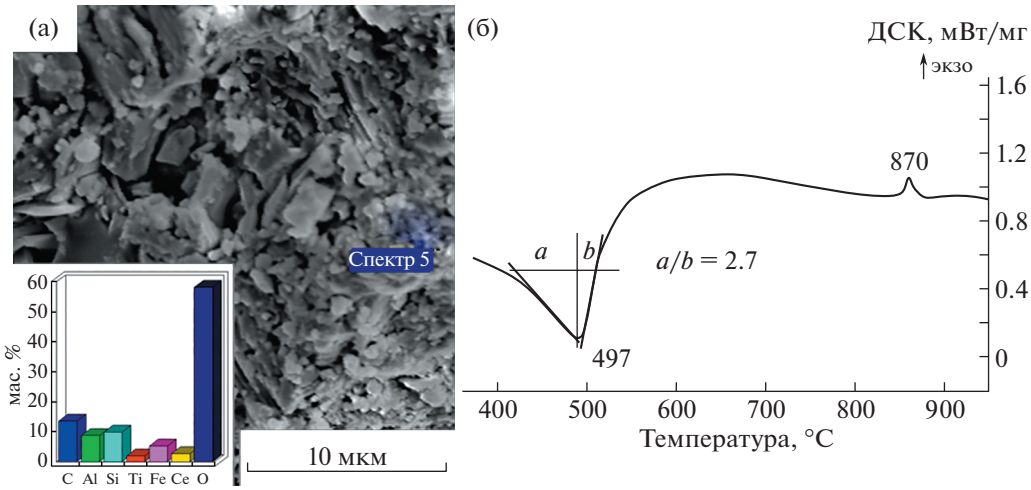

Рис. 8. Каолинит и его ЭДС состава (а), СЭМ, кривая ДСК каолинита (б).

по микротрещинам концентрируются в виде биопленок следующие элементы: Ca, Mn, Zn, Ba, La. В бокситах, даже маложелезистых, кристаллы гиббсита усеяны единичными или многочисленными идиоморфными пластинчатыми кристаллами размером до 0.8–0.4 мкм. Гетит не является концентратором редких земель, но тонкодисперсные охры механически включают редкоземельные минералы и общее содержание РЗЭ при этом достигает 10–20 мас. %.

Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ в бокситах спорадически рассеян в виде отдельных чешуек и реликтов червеобразных сростков с несовершенной структурой (рис. 8а). Чем больше корродирована поверхность кристаллов, тем больше он сорбирует химических элементов из окружающего пространства (рис. 8б, врезка). На кривой ДСК в температурном интервале 400–600°C с максимумом при 497°C происходит дегидроксилизация каолинита. Индекс асимметрии составляет 2.7, что соответствует весьма несовершенной структуре минерала (рис. 8в) [18]. Экзотермический эффект незначительный и его пик приходится на температуру 870°C, что подтверждает разупорядоченность в структуре каолинита [19]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождения бокситов Российской Федерации в силу климатических условий формирования немногочисленны и характеризуются относительно низким содержанием полезных компонентов. Месторождения бокситов Чадобецкой группы приняты на государственный баланс только как алюминиевое сырье с попутным извлечением галлия и ванадия [20]. Установленные нами в бокситах Центрального месторождения высокие концентрации редких металлов и РЗЭ

позволяют рассматривать их как комплексное минеральное сырье. Изучение геологического строения месторождения, морфологии рудообразующих минералов бокситов и их состава дало возможность обосновать их генезис и определить источники рудного вещества. Бокситы являются суммарным продуктом латеритного выветривания всех горных пород, слагающих северный купол Чадобецкого поднятия, их частичной денудации и аккумуляции в эрозионных депрессиях. Выявленные формы редких металлов и минералов РЗЭ характеризуют их гипергенную природу, их хрупкость и дисперсность затрудняют механическое извлечение полезных компонентов, заставляет отдать предпочтение гидрометаллургическим методам передела руд. Источником редких и РЗЭ являются карбонатиты, с которыми связано ниобий-редкометальное месторождение Чуктукон. Латеритизация этих пород совместно с кварц-мусковит-полевошпатовыми сланцами и последующая денудация и привели к образованию уникальных месторождений бокситов с высоким содержанием REE, Ti, Sr, Ba, P, U, Th.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России, грант № 075-15-2020-802, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лапин А.В., Толстов А.В.* Месторождения кор выветривания карбонатитов. М.: Наука, 1995. 208 с.
2. *Лапин А.В., Куликова И.М., Левченко Е.Н.* Апатит-пирохлоровые метасоматиты экзоконтактового ореола карбонатитов – перспективный тип фосфатно-редкометалльных руд месторождения Чуктукон на Чадобецком поднятии // Новые данные по минералогии и геохимии редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 2017. С. 102–114.
3. *Кузьмин В.И., Кузьмин Д.В., Жижаев А.М.* Изучение вещественного состава и технологических свойств редкометальных руд Чуктуконского месторождения // Journal of Siberian Federal University. Chemistry. 2013. № 3. С. 303–312.
4. *Слукин А.Д.* Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 127 с.
5. *Monsels D.A.* Bauxite Formation on Tertiary Sediments and Proterozoic Bedrock in Suriname // Utrecht Studies in Earth Sciences: 147. 2018. 178 p.
6. *Wang X., Jiao Y., Du Y., et al.* REE Mobility and Ce Anomaly in Bauxite Deposit of WZD Area, Northern Guizhou, China. // Journal of Geochemical Exploration. 2013. V. 133. P. 103–117. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.08.009
7. *Braun J.J., Page M., Herbilln A., Rosin C.* Mobilization and Redistribution of REEs and Thorium in a Syenitic Lateritic Profile: A Mass Balance Study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. Iss. 18. P. 4419–4434. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90492-F
8. *Mordberg L.E., Stanley C.J., Germann K.* Mineralogy and Geochemistry of Trace Elements in Bauxites: The Devonian Schugorsk Deposit, Russia // Mineralogical Magazine. 2001. V. 65. № 1. P. 81–101.
9. *Сиротин В.И. Шатров В.А., Войцеховский Г.В. и др.* Редкие и редкоземельные элементы в корах выветривания Курской серии КМА // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 250–266.
10. *Onana V.L., Ntouala R.F.D., Tangc S.N.* Major, Trace and REE Geochemistry in Contrasted Chlorite Schist Weathering Profiles from Southern Cameroon: Influence of the Nyong and Dja Rivers Water Table Fluctuations in Geochemical Evolution Processes // Journal of African Earth Sciences. 2016. V. 124. P. 371–382. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.026
11. *Слукин А.Д., Бортников Н.С., Новиков В. М., Боева Н.М., Жухлистов А.П., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В.* Формы нахождения и закономерности распределения Al, Ti, REE, Nb, U, и Th в месторождениях бокситов различного возраста / Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Мат. Всероссийской конф. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 241–242.
12. *Mamedov V.I., Chausov A.A., Okonov E.A., Makarova M.A., Boeva N.M.* The World’s Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part I. Background // Geology of Ore Deposits. 2020. V. 56. № 2. P. 163–176. https://doi.org/10.1134/S1075701520020026
13. *Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M., Slukin A.D., Shipilova E.S., Bortnikov N.S.* The Main Processes and Stages in the Formation of the Unique Sangaredi Deposit of Bauxites (West Africa) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 492. №. 1. P. 291–296. https://doi.org/10.1134/S1028334X20050128
14. *Slukin A.D., Bortnikov N.S., Zhegallo E.A., Zaytseva L.V., Zhukhlistov A.P., Mokhov A.V., Boeva N.M.* Biomineralization in Bauxitic Laterites of Modern- and Paleotropics of Earth // Biogenic - Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems / Editors: *Frank-Kamenetskaya O.V., Panova E.G., Vlasov D.Yu.* 2015. Springer. P. 67–75.
15. *Novikov V.M., Boeva N.M., Bortnikov N.S., Zhukhlistov A.P., Krupskaya V.V., Bushueva E.B.* Chai Mat Kaolin–Bauxite Deposit (South Vietnam): Typomorphic Features of Kaolinite and Formation Mechanism of the Zonal Profile of the Bauxite-Bearing Weathering crust of Granites // Geology of Ore Deposits. 2018. V. 60. № 6. P. 513–526. https://doi.org/10.1134/S107570151806003X
16. *Bortnikov N.S, Novikov V.M., Savko A.D., Boeva N.M., Zhegallo E.A., Bushueva E.B., Krainov A.V., Dmitriev D.A.* Structural-Morphological Features of Kaolinite from Clayey Rocks Subjected to Different Stages of Lithogenesis: Evidence from the Voronezh Anteclise // Lithology and Mineral Resources. 2013. V. 48. № 5. P. 384–397.
17. *Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Брянская А.В., Пономарчук В.А., Сарыгоол Б.Ю., Кири-*

ченко И.С., Толстов А.В., Карманов Н.С. Структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании богатых Nb–REE-руд Томторского месторождения (Россия) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 150–154.

18. *Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В.* Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. № 6. С. 1080–1115. https://doi.org/10.15372/GIG20150603
19. *Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
20. *Шибистов Б.В.* Бокситы и железоалюминиевые руды Нижнего Приангарья и проблемы их комплексного использования // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2013. Т. 8. № 6. С. 995–1002.

FEATURES OF MORPHOLOGY AND COMPOSITION OF SUPERGENIC MINERALS OF RARE AND RARE EARTH ELEMENTS IN LATERITIZED BAUXITES OF THE CHADOBETS UPLIFT (SIBERIAN PLATFORM)

N. M. Boeva[a,#], A. D. Slukin[a], E. S. Shipilova[a], M. A. Makarova[a], F. V. Balashov[a], E. A. Zhegallo[b], L. V. Zaytseva[b], and Academician of the RAS N. S. Bortnikov[a]

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

[b] *A.A. Borisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The mineral and chemical composition of the bauxites of the Chadobets uplift of the Siberian platform is the total product of laterites on aluminosilicate rocks (the source of aluminum) and on alkaline rocks and carbonitites (the source of REE, Nb, Ta, Th, U, etc.). Lateritization of these rocks and subsequent denudation led to the formation of unique deposits of bauxite with a high content of rare and REE. Supergene minerals of lateritic are in a dispersed microcrystalline and amorphous state, which makes it difficult to study them and choose extraction methods. The forms, compositions, and properties of the main supergene minerals, biomineral films, and biomorphoses were determined by precision methods.

Keywords: bauxite, laterite, gibbsite, rare and rare earth elements

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 27–32

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 549.325.4

О ПРИРОДЕ ТУНГСТЕНИТА ПОРФИРОВО-СКАРНОВОГО Au–Fe–Cu-МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЫСТРИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2021 г. Г. Д. Киселева[1,*], Ю. И. Языкова[1], Н. В. Трубкин[1], В. А. Коваленкер[1]

Представлено академиком РАН Н.С. Бортниковым 27.04.2021 г.
Поступило 27.04.2021 г.
После доработки 25.05.2021 г.
Принято к публикации 26.05.2021 г.

Тунгстенит необычных форм (сфероиды, кольца, нити, спирали и др.) обнаружен в шеелите золотоносных кварц-карбонат-пирит-халькопиритовых жил. Он образуется в заключительной части отложения минералов в жилах, после кристаллизации сульфидов, сульфосолей и шеелита нескольких генераций на фоне уменьшающейся активности серы, и вопрос вида сильного восстановителя редко осуществляемой в природе реакции $W^{6+} \rightarrow W^{4+}$ при образовании тунгстенита является решающим. В жиле с тунгстенитом следов восстановителей, какими могли бы служить твердые или жидкие углеводороды, не обнаружено. Необычные формы агрегатов тунгстенита, сходные с биоморфозами, могут быть свидетельством существования микроорганизмов в трещиноватой анизотропной среде в шеелите на границе перехода кварцевой части жилы в существенно карбонатную. Нахождение биоморфоз только в шеелите позволяет предположить, что микроорганизмы имеют W-зависимый метаболизм, который наблюдается у экстремофилов из домена *Archaea*, продуцирующих сильный восстановитель H_2, в симбиозе с которыми сосуществуют метаногены, производящие CH_4.

Ключевые слова: тунгстенит, биоморфозы, восстановители, микроорганизмы домена *Archaea*

DOI: 10.31857/S2686739721090127

Геологическая история и биологическая эволюция тесно связаны. Роль микроорганизмов в рудообразовании и преобразовании многих типов руд уже неоспорима ([1, 8, 9] и др.). С другой стороны, многие элементы, в том числе и компоненты рудных минералов, в частности, переходные металлы, являются катализаторами биопроцессов. Особенно интересен пример переходного металла вольфрама W [3, 5].

Минералы вольфрама в подавляющем большинстве в природе представлены солями вольфрамовой кислоты, где W имеет валентность +6. W^{4+} в природных соединениях встречается очень редко и в крайне малом количестве в виде единственного минерала тунгстенита – WS_2. Незначительная распространенность в природе тунгстенита объясняется низким родством W с S. Существует пока единственное месторождение тунгстенита – Hg–W-месторождение Тамватней (Чукотка) с уникальной геологической обстановкой, характеризующейся обильным распространением углеродистого вещества, где тунгстенит является попутным промышленным компонентом наряду с сульфидами ртути.

Первая находка тунгстенита в крупном порфирово-скарновом Au–Cu–Fe-месторождении Быстринское заслуживает самого пристального внимания, так как месторождения этого типа ассоциируются с окисленными гранитоидными магмами, и минералообразование в этих системах происходит в окислительных условиях. Обнаружение этого минерала в скарново-порфировых месторождениях значительно расширяет существующие представления о геологических обстановках образования этого минерала.

Состав тунгстенита изучен с использованием энергодисперсионного микроанализатора (СЭМ JSM-5610LV (“JEOL”) с ЭДС “INCA”, ускоряющее напряжение – 25 кэВ, время измерения – 100 с, время обработки рентгеновского сигнала – 6 с, внутренние стандарты – минералы и соединения с известным составом.

Быстринское месторождение, расположенное в юго-восточной части Восточного Забайкалья, сложено карбонатными породами нижнего кембрия, терригенно-карбонатными отложениями

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: kis60@rambler.ru*

девона и нижнеюрскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Оно приурочено к вулканокупольной структуре, центром которой является массив диоритов первой фазы шахтаминского комплекса (J_{2-3}). Вторая фаза магматизма этого комплекса – штокообразные тела и дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит–порфиров и др. Au–Fe–Cu-рудные залежи приурочены к зонам скарнирования в экзоконтактах Быстринского массива диоритов. Присутствие на месторождении жил непромышленной кварц–Mo–W–TR-минерализации, а также золотоносных кварц-пирит-халькопиритовых жил с редкометальной минерализацией, приуроченных к порфировым дайкам, свидетельствует о развитии здесь в том числе и минерализации порфирового типа.

Тунгстенит на месторождении обнаружен нами в шеелите золотоносных кварц-карбонат-пирит-халькопиритовых жил на контакте с дайкой диоритовых порфиритов (скв. 107, глуб. 19.2 и 28.9 м) (рис. 1а).

Тунгстенит образуется одним из последних минералов в жилах, после кристаллизации сульфидов, сульфосолей и шеелита нескольких генераций. Пирит местами слабо выщелочен с образованием точечных микродефектов, группирующихся, в основном, вдоль периферических зон роста кристаллов. Тунгстенит имеет малые размеры и обнаруживается только оптическими методами и только в шеелите или в непосредственной близости от него. Тунгстенит кристаллизуется в виде тонкопластинчатых, волосовидных, нередко изогнутых червеобразных, саблеобразных, кольцеобразных, клиновидных в срезе выделений или узкоцилиндрических форм с выпуклым основанием размером 3–25 мкм по удлинению. В нескольких случаях отмечены почти полные псевдоморфозы тунгстенита по шеелиту в кварце. Присутствуют и более простые формы тунгстенита – это интерстициальное обрастание кристаллов шеелита по периметру на границе с кварцем или карбонатом или выполнение трещин в шеелите в виде, как правило, ровных каемок, сложенных тесно сросшимися таблитчатыми индивидами тунгстенита. При этом было обращено внимание на различие форм агрегатов тунгстенита в зависимости от степени раскрытия трещин.

1. Выполняя тонкие притертые микротрещины в шеелите, тунгстенит в виде плотно сросшихся одинаковых по удлинению (2–4 мкм), расположенных часто по нормали к трещине пластинчатых кристаллов, нарастает на шеелит, участками формирует в шеелите по обе стороны трещин каскады округлых сферических, кольцеобразных в срезе, реже овальных образований (рис. 1б, 1в; 2а).

Овоиды имеют, в основном, двухслойное строение: во внутренней части они выполнены сферами доломита диаметром 3–12 мкм с плавным шелковистым угасанием без обычных признаков кристаллического строения (рис. 2б), на которые нарастает кайма тунгстенита с расположением плотно сросшихся его чешуек часто по нормали к поверхности карбонатного сфероида. В единичных случаях внутренние части таких агрегатов сложены кварцем. Ширина оконтуривающих овоиды кайм тунгстенита – в среднем 2–4 мкм. Карбонат-тунгстенитовые агрегаты в некоторых случаях делятся на секторы с перемычками, сложенными тонкими пластинками тунгстенита (рис. 2в; 3б), очень сходными с колонией широко распространенных анаэробных микроорганизмов домена *Archaea* – *Methanosarcina* в срезе. Местами от сфероидов отходят шиповидные отростки, узкоклиновидные в срезе (рис. 1б, 2а). Иногда каскад овоидов имеет конически сужающийся, гроздевидный облик (рис. 1г). Диаметр отдельных овоидов в среднем около 10 мкм, реже менее. При малом размере овоидов (4–5 мкм) они не имеют карбонатного центра и сложены одинаковыми по удлинению плотно сросшимися, радиально расположенными розетчатыми индивидами тунгстенита, центральная часть которых местами выполнена тунгстенитом другой ориентировки, нежели периферические (рис. 2г). Не исключено, что такие микросфероиды являются поперечными срезами цилиндрических разновидностей. В нескольких случаях агрегаты тунгстенита сходны с продольным сечением спирали (рис. 2в, 2г).

2. Тунгстенит, приуроченный к раскрытым микротрещинам в шеелите, разрастается в нем в больших объемах, чем в притертых. Преобладающий жильный материал выполнения трещин – доломит, близкий по составу с доломитом рассмотренных выше сфероидов. Тунгстенит здесь локализован в виде ресницеподобных вростков, прикрепленных к стенке трещины с субпараллельным расположением по нормали к трещине сросшихся индивидов.

При этом места прикрепления к трещине, врастающие в шеелит, местами представляют собой монотунгстенитовые овоиды с отходящими от них длинными отростками (рис. 3а). Местами вростки в карбонат выглядят как беспорядочная, лохмотьевидная бахрома, сложенная извилистыми нитевидными индивидами (рис. 3б). Тунгстенит в отдельных участках развивается в трещинах спайности доломита, свидетельствуя о более позднем отложении по отношению к выполняющему трещину доломиту. Сфероидные тунгстенит-карбонатные агрегаты, ассоциированные с раскрытыми трещинами, редки и встречаются в виде одиночных образований только на выклинивании или изгибе трещин.

Важно добавить, что на большей глубине той же скважины (глуб. 294 м) в раннем шеелите апоскарнов среди образованных следом за ним мас-

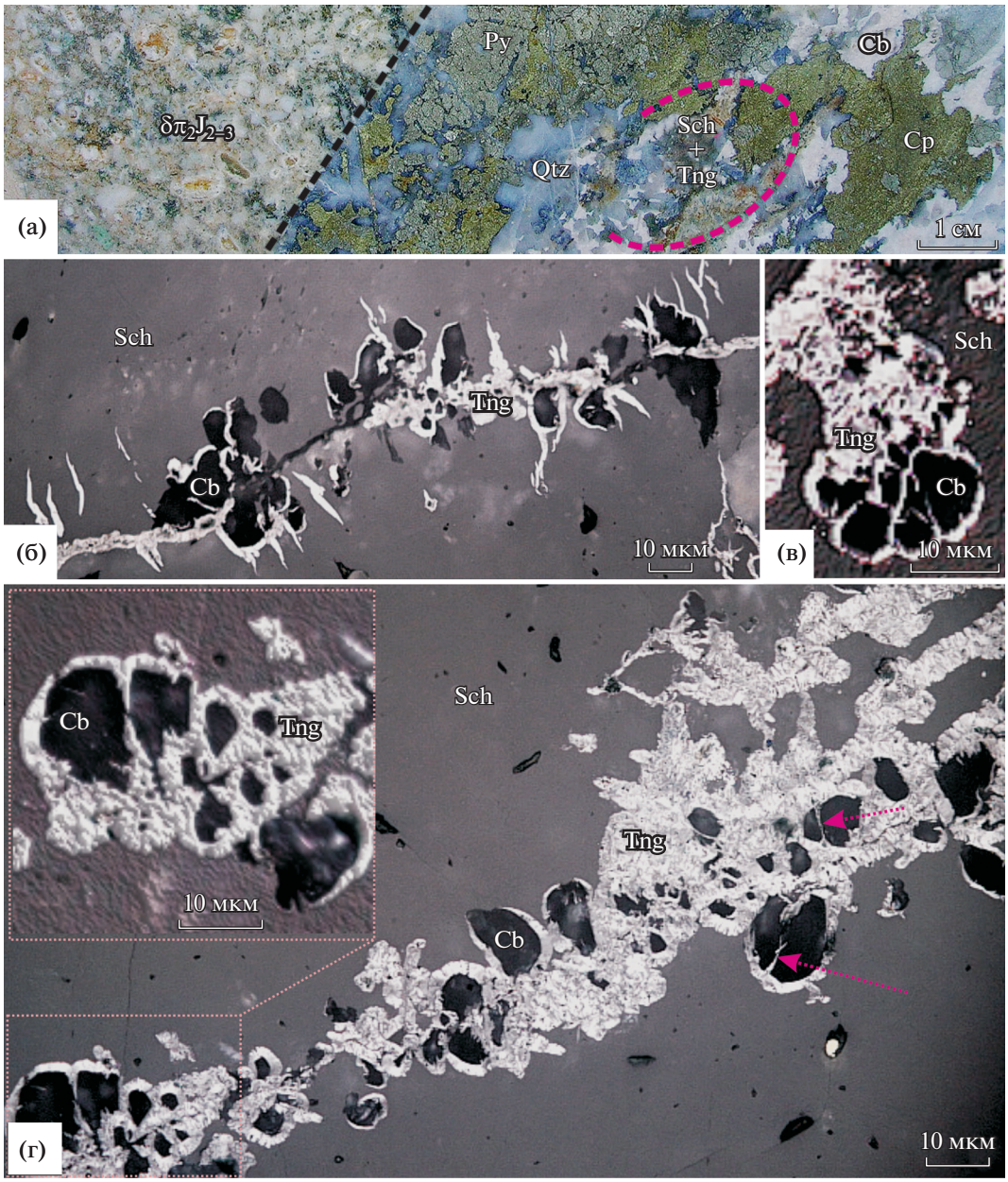

Рис. 1. Особенности локализации тунгстенита. (а) фото штуфа (скв. 107, глуб. 28.9 м) золотоносной кварц-сульфидной жилы с шеелитом, тунгстенитом и карбонатом на контакте с метасоматизированной дайкой диоритовых порфиритов; (б, г) локализация карбонат-тунгстенитовых овоидов по обе стороны от тонкой микротрещины; (в) увеличенный фрагмент рис. 3 тунгстенитового агрегата, сходного с колонией делящихся микроорганизмов *Methanosarcina*, намечающиеся перегородки деления сфер (кокков) присутствуют и в других наиболее крупных овоидах (стрелки); фото полированных шлифов. Условные обозначения здесь и далее: Tng – тунгстенит, Sch – шеелит, Cb – карбонат, Qtz – кварц.

сивных пирротин-халькопиритовых агрегатов (что свидетельствует о высокой активности серы и восстановительных условиях) [2] при самом детальном изучении шеелита тунгстенит не обнаружен.

Результаты рентгеноспектального микроанализа тунгстенита показали, что содержание элементов в нем мало изменяется (мас. %): W – 75.2–76.7; S – 23.1–24.6; Mo 0.9–1.27 (из 7 анализов). Они обладают незначительным дефицитом S и некоторым избытком W относительно теоретического состава WS_2 –74.14% W и 25.86% S. Минерал содержит незначительную примесь Mo, замещающего W, благодаря структурному подобию молибдениту.

Необычное строение доломита овоидов, сходство карбонат-тунгстенитовых агрегатов с био-

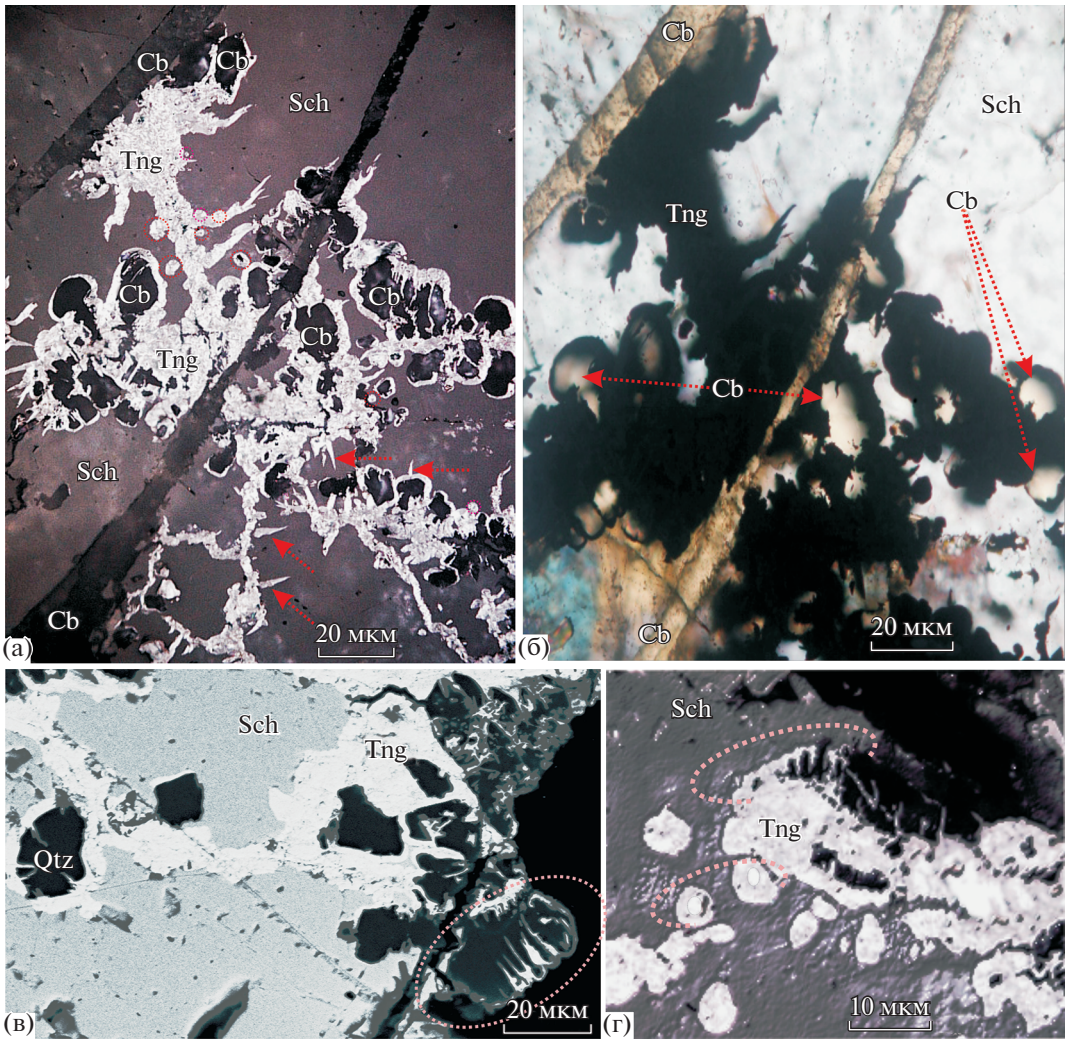

Рис. 2. Формы агрегатов тунгстенита и карбоната, приуроченных к притертым микротрещинам. (а) скопление сферических агрегатов тунгстенита в шеелите, в отдельных случаях имеющих отростки, сходные с таковыми реальных микроорганизмов (стрелка); (б) тот же объект в проходящем свете, николи +, строение карбоната внутри сфероидов без признаков кристаллического строения с плавным угасанием; (в, г) примеры спиралевидных форм тунгстенита, (г) очень мелкие овоиды без карбоната в центре; микрофотографии полированных шлифов, (в) в отраженных электронах.

морфозами и невозможность объяснить такие их формы физико-химическими процессами неживой природы в сочетании с непременной необходимостью присутствия сильных восстановителей для осуществления реакции перехода $W^{6+} \rightarrow W^{4+}$ [1] заставило привлечь микробиологические данные к пониманию причин отложения тунгстенита. Среди микроорганизмов сфероидной формы из домена *Archaea* выделяют *Pyrococcus furiosus* [3], поскольку этот вид содержит 3 различных W-содержащих фермента, т.е. эти микроорганизмы облигатно (строго) зависимы от вольфрама. Зависимость от вольфрама – физиологический реликт, свойственный только гипертермофилам – анаэробным древнейшим видам, возникшим еще до оксигенации биосферы. Они существуют и в наше время в термальных морских условиях. Конечными продуктами метаболизма *Pyrococcus furiosus* являются сильный восстановитель H_2, а также CO_2. При наличии серы в среде обитания *Pyrococcus furiosus* ее восстанавливает выделяемым им водородом до H_2S, хотя именно этот процесс не является для *Pyrococcus furiosus* энергетически важным [5]. Эти микроорганизмы склонны к симбиозу с метаногенами из домена *Archaea* (в частности, *Methanopyrus kandleri*), основанном на преобразовании питающих их H_2 и CO_2, продуцируемых *Pyrococcus furiosus*, в CH_4 [4]. При обилии питания (в нашем случае – расширенные микротрещины) эти симбиоты могут формировать биопленки, преобразующиеся в относительно “массивные” микроагрегаты тунгстенита без проявления выраженных форм (рис. 3).

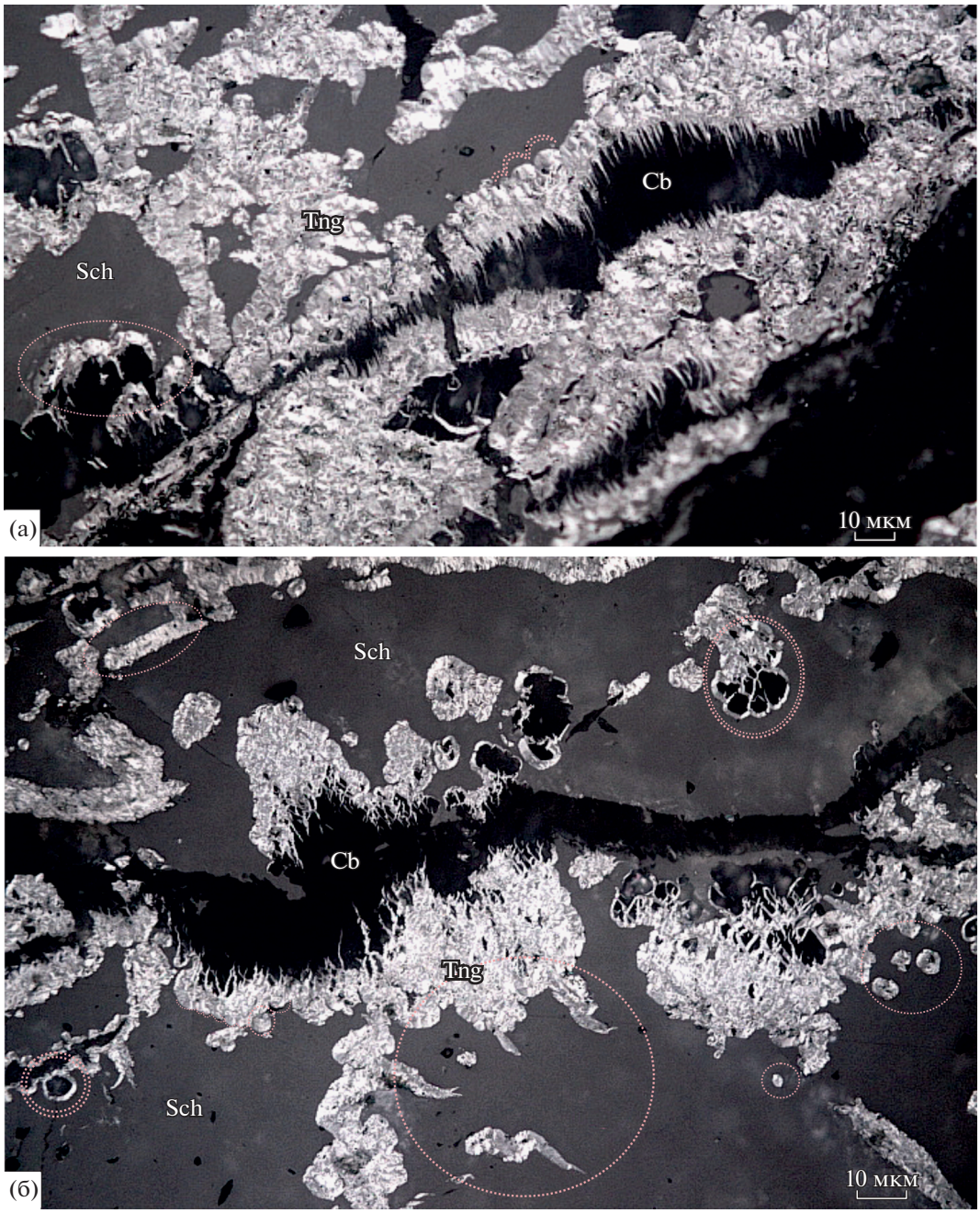

Рис. 3. Микрофотографии форм агрегатов тунгстенита, приуроченных к раскрытым трещинам. (а) ресницеподобные формы агрегатов тунгстенита в полости трещины, пунктиром подчеркнуты их округлые формы, врастающие в шеелит, что сходно со сросшимся агрегатом *Pyrococcus furiosus*; при этом “реснички”, возможно, сложены их флагеллами, сплошные агрегаты тунгстенита здесь и на других снимках, возможно, образованы благодаря развитию биопленок микроорганизмов, развивающихся в симбиозе; (б) то же, лохмотьевидное врастание нитчатых индивидов тунгстенита в карбонат, в правом верхнем углу в двойном овале – агрегат, чрезвычайно сходный с колонией делящихся микроорганизмов *Methanosarcina* в срезе.

Принципиальная схема этой сложной системы ферментативно регулируемых окислительно-восстановительных процессов крайне упрощенно может быть представлена в виде:

$CaWO_4 + H_2S + H_2 + CH_4 \rightarrow WS_2 + CaCO_3 + H_2O$, где H_2 и H_2S – продукты метаболизма W-зависимых организмов, предположительно *Pyrococcus furiosus*, а CH_4 – метаногенов. Магнием, обеспечивающим образование доломита, а не кальцита для упрощения этой многокомпонентной системы приходится пренебречь.

У авторов нет сомнения в том, что решающую роль при переходе вольфрама от окисленного (W^{6+}) к восстановленному (W^{4+}) состоянию при

образовании тунгстенита в шеелите в обстановке месторождения Быстринское играли сильные восстановители, какими могли быть углеводороды, H_2S и H_2. Предложенная модель намечает один из путей их возникновения. Для обоснования этого нами начаты совместные с микробиологами экспериментальные исследования по биовосстановлению вольфрама из шеелита.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 19-05-00476.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бортников Н.С., Новиков В.М., Боева Н.М., Жуклистов А.П., Гендлер Т.С., Жегалло Е.А., Соболева С.В.* Первая находка биогенного сидерита в окисленных железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА // ДАН. 2016. Т. 466. № 5. С. 569–573.
2. *Некрасов И.Я., Конюшок А.А.* Физико-химические условия образования тунгстенита // Минералогический журнал.1982. № 1. С. 33–40.
3. *Федонкин М.А.* Сужение геохимического базиса жизни и эвкариотизация биосферы: причинная связь // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 33–40.
4. *Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.* Sulfidation State of Hydrothermal Fluids: The Porphyry-epithermal Transition and beyond // SEG and GS Special Publication. 2003. V. 10. P. 285–313.
5. *Kletzin A., Adams M.W.* Tungsten in Biological Systems // Microbiol. Rev. 1996. V. 18. № 1. P. 5–63.
6. *Morris B., Henneberger R., Huber H., Moissl-Eichinger Ch.* Microbial Syntrophy: Interaction for the Common Good // Microbiology. 2013. P. 384–406.
7. *Mukund S., Adams M.W.* The Novel Tungsten-Iron-Sulfur Protein of the Hyperthermophilic Archaebacterium, Pyrococcus furiosus, is an Aldehyde Ferredoxin // Journal of Biol. Chemistry. 1991. V. 266. Iss. 22. P. 14208–14216.
8. *Russell M.J., Hall A.J., Boyce A.J., Fallick A.E.* On Hydrothermal Convection Systems and the Emergence of Life // Econ. Geol. 2005. V. 100. № 3. P. 438.
9. *Southam G., Saunders J.A.* The Geomicrobiology of Ore Deposits // Econ. Geol. 2005. V. 100. № 6. P. 1067–1084.

ON THE NATURE OF THE TUNGSTENITE OF THE BYSTRINSKOE PORPHYRY-SKARN Au–Fe–Cu DEPOSIT (EASTERN TRASBAIKALIA, RUSSIA)

G. D. Kiseleva[a,#], Yu. I. Yazykova[a], N. V. Trubkin[a], and V. A. Kovalenker[a]

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

[#] *E-mail: kis60@rambler.ru*

Presented by Academician of the RAS N.S. Bortnikov April 27, 2021

Tungstenite of unusual shapes (spheroids, rings, threads, spirals, etc.) was found in scheelite of gold-bearing quartz-carbonate-pyrite-chalcopyrite veins. It crystallized in the final part of mineral deposition in the veins, after crystallization of sulfides, sulfosalts and scheelite of several generations against the background of decreasing activity of sulfur, and the problem of the type of strong reducing agent of the reaction $W^{6+} \rightarrow W^{4+}$ for tungstenite formation, rarely occurring in nature, is crucial. There are no any traces of reducing agents, which could be solid or liquid hydrocarbons, in the veins. The unusual forms of tungstenite aggregates similar to biomorphoses could be evidence of the existence of microorganisms in the fractured anisotropic environment in scheelite at the transition boundary of the quartz part of the vein to the substantially carbonate part. The finding of biomorphoses only in scheelite suggests that the microorganisms have a W-dependent metabolism, which is observed in extremophiles of the Archaea domain producing a strong reductant H_2, in symbiosis with which methanogens producing CH_4 coexist.

Keywords: tungstenite, biomorphoses, reducing agents, microorganisms of the Archaea domain

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 33–37

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.81:548.54

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ, НАРАСТАЮЩИХ НА ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

© 2021 г. А. И. Чепуров[1,*], Е. И. Жимулев[1], В. М. Сонин[1], А. А. Чепуров[1], З. А. Карпович[1], С. В. Горяйнов[1], В. П. Афанасьев[1], академик РАН Н. П. Похиленко[1]

Поступило 21.04.2021 г.
После доработки 21.05.2021 г.
Принято к публикации 23.05.2021 г.

Приводятся экспериментальные результаты по росту кубического алмаза на лонсдейлит-содержащих алмазах Попигайской астроблемы при 5.5 ГПа и 1450°C в системе Fe–Ni–C. Вследствие одновременного возникновения нескольких центров кристаллизации рост кубической формы углерода с алмазной структурой (алмаз) происходил в виде сростка. Вероятно, это обусловлено спецификой строения паракристаллов импактных алмазов из наноразмерных кристаллитов (10–100 нм) или полисинтетическим двойникованием, унаследованным от кристаллов графита при стрессовом воздействии сверхвысокого давления. Цвет наросших кристаллов алмаза желтый и является типичным для алмазов, выращенных в системе Fe–Ni–C. Преобладающая морфологическая форма выращенных кристаллов – октаэдр с дополнительными гранями куба, ромбододекаэдра, тетрагонтриоктаэдра.

Ключевые слова: алмаз, рост кристаллов, высокие давление и температура, Попигайская астроблема, импактиты

DOI: 10.31857/S2686739721090061

Изучение Попигайской астроблемы, открытой в 1971 г. В.Л. Масайтисом, представляет большой научный и практический интерес, поскольку она содержит огромные запасы алмазов с необычными свойствами. В импактных алмазах Попигайской астроблемы кубическая фаза с 3C-структурой (пространственная группа *Fd*3*m*) и лонсдейлит с 2H-структурой (пространственная группа $P6_3/mmc$) находятся во взаимном срастании. При этом до сих пор остается открытым вопрос: что такое лонсдейлит в таких срастаниях?

На основании экспериментальных исследований при сверхвысоких давлениях предполагается образование лонсдейлита как самостоятельной фазы и в других объектах метеоритного происхождения [1–3]. С другой стороны, лонсдейлит, возможно, не является самостоятельной фазой, а представляет собой дефектную структуру кубического алмаза при твердофазовом превращении из графита при сверхвысоких давлениях за чрезвычайно короткое время (микросекунды) [4, 5].

Общепризнано, что образование лонсдейлит-содержащих импактных алмазов происходило в ходе катастрофического явления – масштабного взрыва на поверхности Земли в результате падения крупного метеорита. Импактное событие привело к трансформации кристаллов графита, содержавшихся в гнейсах – породах мишени, в алмазы, т.е. алмазы астроблемы являются параморфозами [8].

Изучение импактных алмазов Попигайской астроблемы проводили многие исследователи [4, 6–9]. Были изучены многие особенности алмазов, включая макро- и микроморфологию, внутреннее строение, изотопный состав, а также геохимические и петрологические особенности вмещающих пород, геологическое строение астроблемы. В частности, на некоторых импактных алмазах было обнаружено нарастание ограненных кристаллов кубической фазы в постимпактных условиях, что указывает на сохранение высокого давления в течение некоторого времени после прохождения фронта ударной волны [6]. В связи с этим возникают следующие вопросы. Может ли алмаз в условиях статических давлений нарастать на лонсдейлит-содержащие фрагменты импактных алмазов и, соответственно, могут ли эти фрагменты служить затравками для роста моно-

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

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

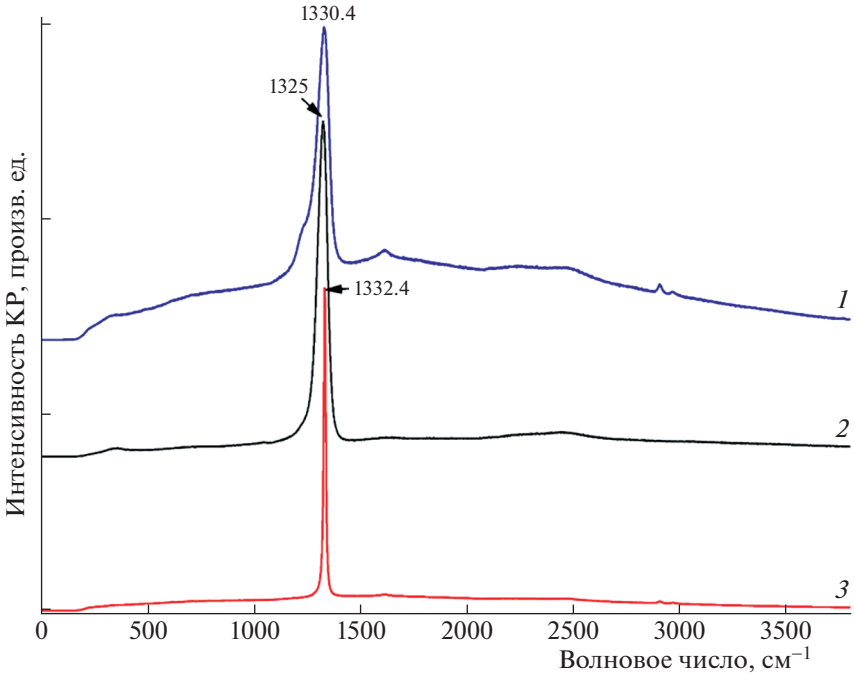

Рис. 1. КР-спектры трех образцов импактных алмазов (Попигайская астроблема) при УФ-возбуждении лазерной линией с длиной волны λ= 325 нм.

кристаллов алмазов? Как это отражается на морфологии растущих кристаллов?

В настоящей публикации приводятся первые результаты экспериментов по росту алмаза на затравках – лонсдейлит-содержащих паракристаллах импактных алмазов Попигайской астроблемы.

Эксперименты проводили на многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) в твердофазовой ячейке высокого давления (ЯВД) из спрессованных порошков ZrO_2, MgO, CaO по методике, созданной в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН [10–12]. Точность определения температуры в кристаллизационном объеме внутри графитового нагревателя составляла ±25°C. В качестве реперов для калибровки давления в ячейке высокого давления использовали PbSe и Bi. Точность определения давления ±0.2 ГПа. В качестве затравочных кристаллов, на которые наращивали алмаз, использовали кристаллы импактных алмазов Попигайской астроблемы. Затравки (импактные алмазы) располагали таким образом, что рост алмаза происходил на пинакоидах паракристаллов, поскольку плоскость графита (0001), по которому сформировались параморфозы алмаза, соответствует плоскости (111) кубического алмаза [7].

Перед опытами затравки исследовали с помощью КР-спектроскопии для определения содержания лонсдейлита (рис. 1, табл. 1). По соотношению интенсивности полос КР лонсдейлита и алмаза [13] установлено, что содержание лонсдейлита в образцах варьировало от 0 до 25 мас. %. Выделено 3 категории алмазных затравок по содержанию в них лонсдейлита: без лонсдейлита (а), с промежуточным (б) и с максимальным (в) для данных образцов содержанием лонсдейлита. На подложке из смеси ZrO и CsCl, расположен-

Таблица 1. Данные КР-измерений трех образцов импактных алмазов (Попигайская астроблема). Длина волны УФ лазера λ= 325 нм

Параметр	Образец-1 (w1)	Образец-2 (w2)	Образец-3 (w3)
Основная полоса КР (см$^{-1}$)	1330.4	1325	1331.7
Ширина основной полосы (см$^{-1}$)	65	56	10.8
Содержание лонсдейлита (мас. %)	25 ± 5	16 ± 5	0

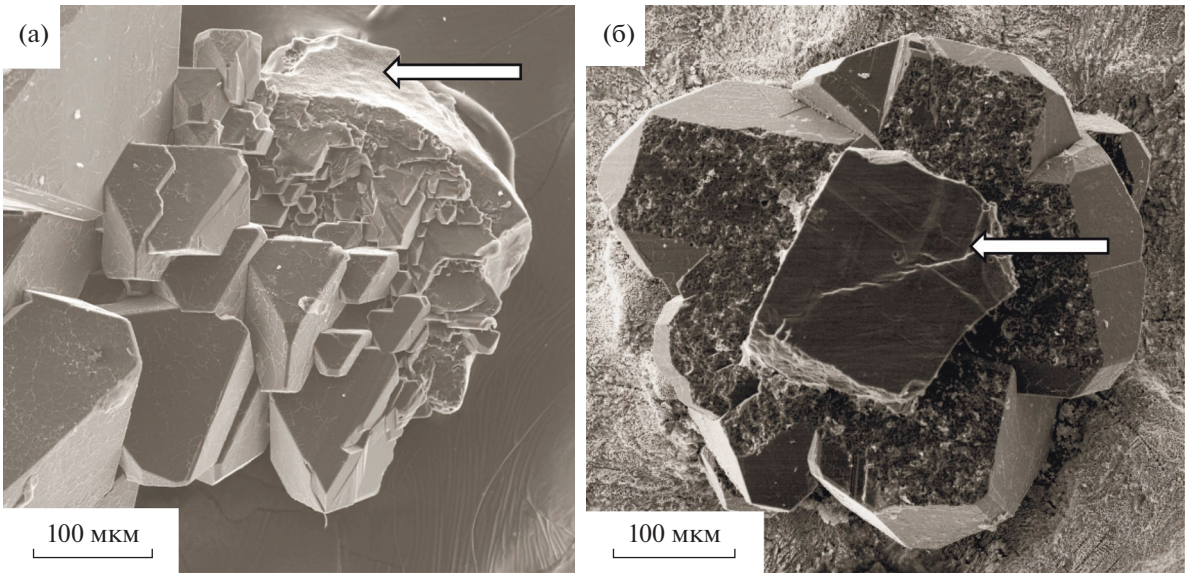

Рис. 2. Кристаллы алмаза, наросшие на затравки импактных алмазов: (а) вид сверху; (б) вид со стороны затравки. Стрелками обозначены затравки импактных алмазов. СЭМ-изображения.

ной в нижней части кристаллизационного объема, помещали 9 затравок. Сверху затравки покрывали кусочками Pt-фольги с целью защиты затравок от растворения. Выше располагали диск из Fe–Ni-сплава (36 мас. % Ni) и источник углерода – графит МГ ОСЧ (99.99 мас. % C). Всю сборку кристаллизационного объема размещали в капсуле из спрессованного порошка MgO.

Предварительно в калибровочных опытах определили время, необходимое для растворения Pt-фольги в металлическом расплаве в условиях эксперимента, – 1.5 ч. В опытах длительностью более 1.5 ч Pt полностью растворялась в Fe–Ni-расплаве, и на затравках отмечался рост алмаза. Было проведено два эксперимента при давлении 5.5 ГПа и температуре 1450°C продолжительностью 2.5 и 3 ч (без учета времени растворения защитного слоя из Pt-фольги).

После проведения опыта ЯВД извлекали из аппарата высокого давления и разбирали. Извлеченный образец представлял собой композит, состоящий из слоя синтезированного алмаза (в источнике углерода), слоя металла и подложки с наросшими на затравки кристаллами алмаза. Образцы растворяли в смеси кислот HCl и HNO_3, выделенные алмазы очищали в окислительной смеси (раствор $K_2Cr_2O_7$ в концентрированной H_2SO_4).

Затравки с наросшими кристаллами исследовали на оптическом (“Olympus” BX35) и сканирующем электронном микроскопах (СЭМ) MIRA LMU, а также на рентгеноспектральном микроанализаторе “JXA”-8100 в ЦКП ИГМ СО РАН. Спектры комбинационного рассеяния были записаны на спектрометре “Horiba Jobin Yvon” LabRam HR800 с 1024-многоканальным детектором CCD (Andor). Спектры КР возбуждались лазерным излучением UV линией 325 нм He-Cd-лазера и линией 532 нм неодимового лазера ($Nd:Y_3Al_5O_{12}$) с мощностью излучения 5 мВт на образце.

В результате проведенных экспериментов на импактных алмазах Попигайской астроблемы установлен нарост кристаллов алмаза. По данным КР-спектроскопии при *PT*-параметрах опытов лонсдейлит в затравочных кристаллах сохранился. Размер выросших индивидов алмаза зависит от времени: в опыте длительностью 1 ч (№ 4-4) размер кристаллов варьировал от 0.1 до 0.3 мм, в опыте длительностью 1.5 ч (№ 4-27) размер кристаллов находился в диапазоне от 0.2–0.5 мм. Средняя линейная скорость роста кристаллов кубического алмаза на затравочных кристаллах импактных алмазов составила 0.2 мм/час.

На рис. 2 показаны затравочные кристаллы импактного алмаза и наросшие на них кристаллы кубического алмаза. Цвет наросших кристаллов кубического алмаза желтый и является типичным для алмазов, выращенных в системе Fe–Ni–C. В целом морфология новообразованных кристаллов алмаза является обычной для данной системы. Преобладающая морфологическая форма – октаэдр с дополнительными гранями куба, ромбододекаэдра, тетрагонтриоктаэдра. Грани кристаллов новообразованного алмаза плоские и гладкие.

Отличием нарастающих кристаллов на импактном алмазе от роста на монокристальной затравке алмаза является то, что рост алмаза проис-

ходил из разных точек затравки. Как следствие, присутствовал многоглавый рост кристаллов. На одной затравке присутствовало 10–15 и более субиндивидов алмаза. Другим характерным отличием является присутствие двойников по шпинелевому закону среди наросших индивидов алмаза. Нарастание лонсдейлита на затравки импактных алмазов в условиях опытов не имело места.

Таким образом, морфология выросших кристаллов кубической фазы в целом аналогична для алмазов, выращиваемых в системе Fe–Ni–C при высоком давлении. Образование двойников в друзовом агрегате алмаза может быть вызвано не только двойниковой структурой лонсдейлит-содержащих алмазов [5, 14], но и быть следствием взаимного влияния при росте в друзовом агрегате [15].

ВЫВОДЫ

В проведенных экспериментах при давлении 5.5 ГПа, температуре 1450°C продолжительностью 2.5 и 3 ч на лонсдейлит-содержащих алмазах Попигайской астроблемы кристаллизовался алмаз. Рост кубической фазы алмаза в виде сростка является следствием одновременного возникновения нескольких центров кристаллизации, что обусловлено спецификой строения паракристаллов импактных алмазов из наноразмерных кристаллитов (10–100 нм) или полисинтетическим двойникованием, унаследованным от кристаллов графита при стрессовом воздействии сверхвысокого давления [6, 7, 14]. Вероятно, что процесс нарастания кубической фазы углерода на импактных алмазах возможен в природных условиях на этапе снижения сверхкритических *PT*-параметров после импактного события.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Министерства науки и высшего образования РФ, грант № 075-15-2020-781.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bundy F.P., Kasper J.S.* Hexagonal Diamond – A New Form of Carbon // Journal of Chemical Physics. 1967. V. 46 (9). P. 3437–3446.

2. *Frondel C., Marvin U.B.* Lonsdaleite, a Hexagonal Polymorph of Diamond // Nature. 1967. V. 214. P. 587–589.

3. *Shiell T.B., McCulloch D.G., Bradby J.E., Haberl B., Roehler R., McKenzie D.R.* Nanocrystalline Hexagonal Diamond Formed from Glassy Carbon // Scientific Reports. 2016. V. 6. P. 37232. https://doi.org/10.1038/srep37232

4. *Сохор М.И., Футергендлер С.И.* Рентгенографическое исследование образования кубический алмаз–лонсдейлит // Кристаллография. 1974. Т. 19 (4). С. 758–762.

5. *Nemeth P., Garvie L.A.J., Aoki T., Dubrovinskaia N., Dubrovinsky L., Buseck P.R.* Lonsdaleite is Faulted and Twinned Cubic Diamond and Does Not Exist as a Discrete Material // Nature Communications. 2014. V. 20. P. 55447. https://doi.org/10.1038/ncomms6447

6. *Вальтер А.А., Еременко Г.К., Квасница В.Н., Полканов Ю.А.* Ударно-метаморфогенные минералы углерода. Киев: Наукова думка, 1992. 172с.

7. *Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза. М.: ООО “Недра-Бизнесцентр”, 1999, 224 с.

8. *Masaitis V.L.* Impact Diamonds of the Popigai Astrobleme: Main Properties and Practical Use // Geology of Ore Deposits. 2013. V. 55 (8). P. 607–612. https://doi.org/10.1134/S1075701513080084

9. *Afanasiev V., Gromilov S., Sonin V., Zhimulev E., Chepurov A.* Graphite in Rocks of the Popigai Impact Crater: Residual or Retrograde? // Turkish Journal of Earth Sciences. 2019. V. 28. P. 470–477. https://doi.org/10.3906/yer-1808-6

10. *Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В., Сонин В.М., Чепуров А.А., Томиленко А.А.* Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (4). С. 533–544.

11. *Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И.* Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe-C-S при 5.3–5.5 ГПа и 1300–1370°C // Геохимия. 2016. Т. 54 (5). С. 439–446.

12. *Chepurov A., Sonin V., Dereppe J-M., Zhimulev E., Chepurov A.* How Do Diamonds Grow in Metal Melt Together with Silicate Minerals? An Experimental Study of Diamond Morphology // European Journal of Mineralogy. 2020. V. 32. P. 41–55. https://doi.org/10.5194/ejm-32-41-2020

13. *Goryainov S.V., Likhacheva A.Y., Rashchenko S.V., Shukin A.S., Afanas'ev V.P., Pokhilenko N.P.* Raman Identification of Lonsdeilite in Popigai Impactites // Journal of Raman Spectroscopy. 2014. V. 45. P. 305–313.

14. *Kvasnytsya V., Wirth R.* Micromorphology and Internal Structure of Apographitic Impact Diamonds: SEM and TEM Study // Diamond and Related Materials. 2013. V. 32. P. 7–16. https://doi.org/10.1016/j.diamond.2012.11.010

15. *Chepurov A.I., Sonin V.M., Fedorov A.I.* Formation on Growth Twins on Mutual Contact of Diamond Crystals // Crystal Research and Technology. 2000. V. 35 (8). P. 921–926.

MORPHOLOGY OF CRYSTALS GROWING ON IMPACT DIAMONDS OF THE POPIGAI ASTROBLEME (EXPERIMENTAL DATA)

A. I. Chepurov[a,#], E. I. Zhimulev[a], V. M. Sonin[a], A. A. Chepurov[a], Z. A. Karpovich[a], S. V. Goryainov[a], V. P. Afanasiev[a], and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko[a]

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

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

Experimental results on the growth of cubic diamond on lonsdaleite-bearing diamonds from the Popigai astrobleme at 5.5 GPa and 1450°C in the Fe–Ni–C system are presented. Due to the simultaneous appearance of several crystallization centers, the growth of the cubic diamond phase (diamond) occurred in the form of an aggregate. This is probably due to the specific structure of the paracrystals of impact diamonds from nanosized crystallites (10–100 nm) or polysynthetic twinning inherited from graphite crystals under ultrahigh pressure stress. The color of the overgrown crystals of diamond is yellow and is typical of diamonds grown in the Fe–Ni–C system. The predominant morphological shape of the grown crystals is octahedra with additional faces of cube, rhombic dodecahedron, and tetragonal-trioctahedra.

Keywords: diamond, crystal growth, Popigai astrobleme, high pressure and high temperature, impactites

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 38–46

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.31:551.24

ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ПОСТАККРЕЦИОННОГО МАГМАТИЗМА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ГЕОХИМИИ

© 2021 г. Г. А. Петров[1,*], Ю. Л. Ронкин[1], член-корреспондент РАН А. В. Маслов[1]

Поступило 30.04.2021 г.
После доработки 26.05.2021 г.
Принято к публикации 08.06.2021 г.

Выполнено исследование геохимических особенностей и изотопного (Sm–Nd и U–Pb) возраста долеритов ивдельского комплекса, распространенного на восточном склоне Северного Урала в пределах Тагильской островодужной мегазоны. Выяснено, что слагающие его магматические образования имеют фаменский возраст и, следовательно, сформировались после замыкания зоны субдукции. Породы ивдельского комплекса демонстрируют сходство с вулканитами как конвергентных, так и дивергентных обстановок, и, вероятно, сформировались из продуктов частичного плавления деплетированной надсубдукционной верхней мантии. Фаменские гипабиссально-субвулканические и вулканогенные комплексы, подобные ивдельскому, известны также в островодужных блоках на Приполярном и Южном Урале.

Ключевые слова: Северный Урал, долериты, поздний девон, островная дуга

DOI: 10.31857/S2686739721090152

Вопросам геологического строения Палеоокеанического сектора Урала, включающего палеозойские осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы Магнитогорской, Тагильской и Войкаро-Щучьинской мегазон (рис. 1а), посвящено большое количество исследований (например, [3, 7, 8] и др.). В составе перечисленных структур преобладают образования внутриокеанических островодужных систем, включая породы фундамента, барьерных островных дуг, преддуговых, задуговых обстановок, внутридуговых рифтов и т.п. [6], в той или иной степени связанных с функционированием зоны субдукции. По данным многих исследователей ([4, 6] и др.), аккреция островодужных блоков к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента (Лавруссии) произошла на Южном, Среднем и Северном Урале на рубеже франского и фаменского веков (367–372 млн лет), что фиксируется прекращением островодужного вулканизма, началом формирования молассоидных полимиктовых толщ и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах. Несмотря на прекращение работы зоны субдукции, проявления магматизма фиксируются в островодужных блоках и после завершения аккреции. Для объяснения природы постаккреционных магматических комплексов обычно используются модели отрыва субдуцированной пластины в результате эклогитизации последней, глубинного мантийного плюма, проявления трансформной обстановки, сопровождающейся образованием “мантийного окна” и др. На Северном Урале к постаккреционным образованиям относится ивдельский комплекс, распространенный в восточной части Тагильской палеоостроводужной структуры (рис. 1б).

В истории формирования островодужных комплексов Тагильской структуры обычно выделяются два этапа – позднеордовикско-раннедевонский и девонский, разделяемые эпохой предположительной перестройки или перескока зоны субдукции ([6] и др.). Стратиграфия, геохимические особенности и зональность вулканогенных толщ первого этапа детально исследованы в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 ([3] и др.); девонские вулканиты изучены значительно слабее, отрывочные сведения о них присутствуют, главным образом, в материалах геологических съемок.

Исследованная авторами территория расположена на восточном склоне Северного Урала, в Ивдельском районе Свердловской области (рис. 1б). Вулканогенные образования распространены здесь в составе трех девонских страто-

[1] *Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия*

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

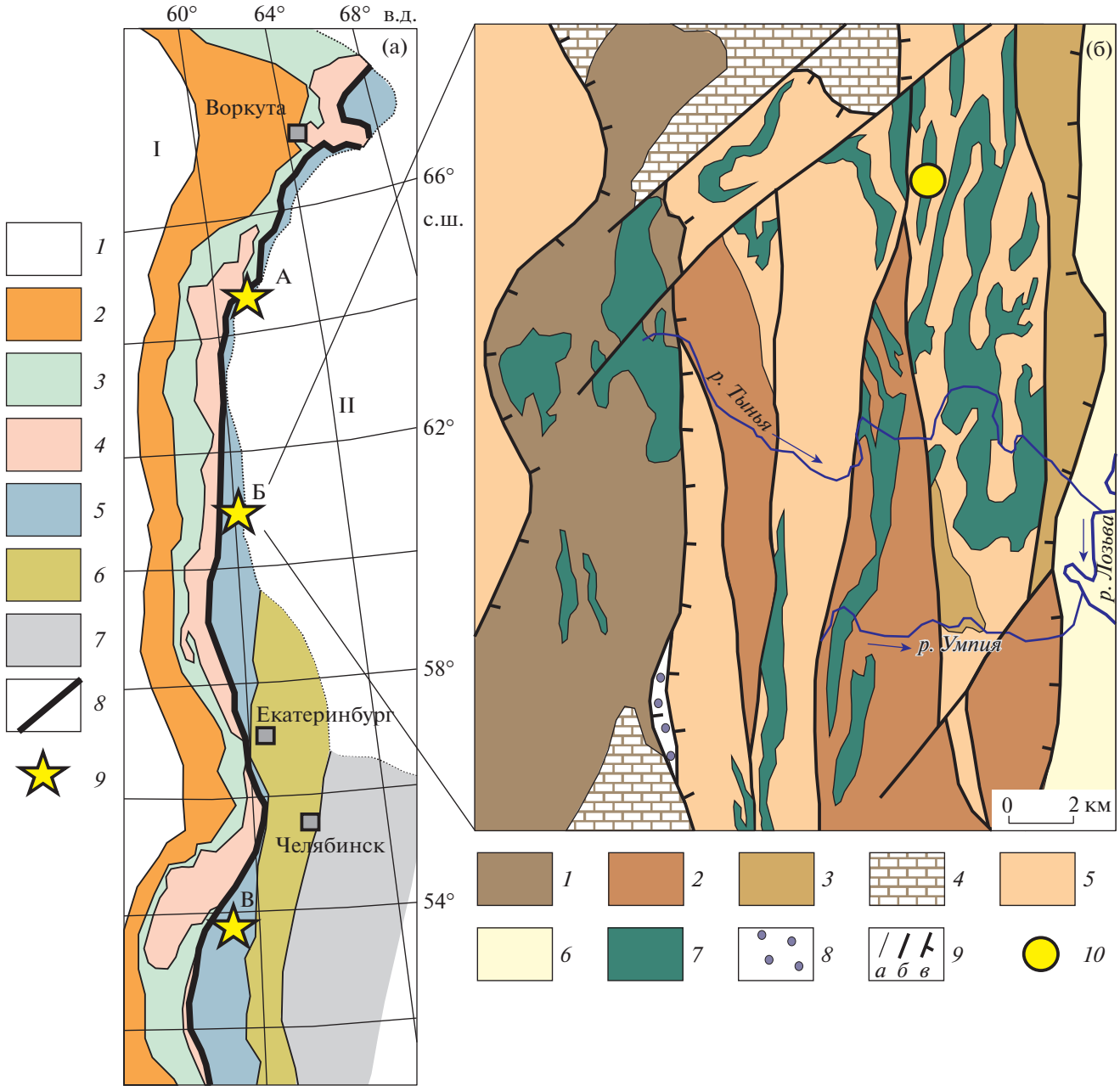

Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала и позднедевонских постаккреционных магматических комплексов по [6] с изменениями, (а) и схематическая геологическая карта района распространения ивдельского комплекса (б). а: *1* – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); *2–4* – "Палеоконтинентальный" сектор Урала: *2* – Предуральский краевой прогиб, *3* – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); *5–7* – Палеоокеанический сектор Урала: *5* – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Щучьинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), *6*, *7* – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); *8* – Главный Уральский разлом; *9* – проявления постаккреционного позднедевонского магматизма среди палеозойских островодужных образований: А – эрепшорский комплекс габбро-долеритовый D_3, по [1]; Б – ивдельский комплекс габбро-долерит-гранодиоритовый D_3 (авторские данные); В – новоивановская и амурская толщи D_3, сара-тюбинская толща D_3–C_1, по [5, 8]. б: *1–3* – девонские вулканогенно-осадочные свиты: *1* – перевозская D_1, *2* – краснотурьинская D_1, *3* – лимкинская D_{2-3}; *4* – терригенно-карбонатные толщи D_{1-2}; *5* – карбонатно-кремнисто-терригенные толщи D_2; *6* – мезозойские и кайнозойские образования; *7* – долериты и габбродолериты ивдельского комплекса D_3; *8* – серпентинитовый меланж; *9* – интрузивные и стратиграфические границы (а), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (б), взбросы и надвиги (в); *10* – точка отбора образца для изотопно-геохронологических исследований.

нов – перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит. В состав пражской перевозской свиты входят алевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфы и лавы базальтового, андезитового, реже дациандезитового состава с редкими прослоями кремней. Пражско-эмсская краснотурьинская свита имеет сходный состав, к перечисленному набору пород добавляются редкие прослои известняков; в некоторых районах возраст подобной вулканогенно-осадочной последовательности охватывает нижнюю часть эйфеля, что соответствует тальтийской свите D_{1-2}. Вулканиты образуют непрерывный ряд от базальтов до дациандезитов. Заключительный импульс магматической активности Тагильской островной дуги приходится на верхнюю часть живетского и нижнюю – франского ярусов (лимкинская свита). В это время формируется непрерывный ряд вулканитов от андезитов и андезибазальтов до риолитов, с преобладанием умеренно-кислых разностей. Кроме туфов и лав, в составе свиты отмечаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты, известняки. Нижне- и среднедевонские терригенно-карбонатные последовательности в исследуемом районе распространены незначительно и в данной работе не рассматриваются. Блоки среднедевонских карбонатно-кремнисто-терригенных лангурской и высотинской свит чередуются с пластинами вулканогенно-осадочных пород. Среди перечисленных стратифицируемых образований располагаются многочисленные гипабиссальные интрузии пород ивдельского комплекса. В составе последнего наиболее широко распространены габбродолериты и долериты, слагающие силлы и дайки. Мощность силлов обычно не превышает 100 м, при протяженности до нескольких десятков километров; дайки долеритов имеют мощность от первых сантиметров до нескольких десятков метров, при протяженности от нескольких метров до первых километров. Характерной особенностью интрузий является присутствие слабо раскристаллизованных миндалекаменных разностей с микродолеритовыми и интерсертальными микроструктурами в краевых частях тел, и полнокристаллических плотных долеритов и габбродолеритов в их центре. Маломощные тела часто слагаются базальтами. Долериты и габбродолериты состоят из плагиоклаза (лабрадора или битовнита, иногда альбитизированных), моноклинного пироксена (пижонита, авгита), иногда отмечаются бурая роговая обманка и кварц. Акцессорные минералы – апатит, титаномагнетит, сфен. Вторичные минералы: серицит, пренит, эпидот, пелит, соссюрит, кальцит, пумпеллиит, хлорит, магнетит. Породы среднего и умеренно-кислого состава распространены значительно реже, они слагают разрозненные маломощные дайки. Кварцевые диориты и гранодиориты – серые массивные мелкозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие из длиннопризматического, часто зонального плагиоклаза (андезина), кварца, роговой обманки, биотита и титаномагнетита, иногда присутствует клинопироксен. Вторичные изменения проявлены в соссюритизации плагиоклаза и хлоритизации первичных темноцветных минералов.

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса достаточно своеобразны (табл. 1). На классификационной диаграмме SiO_2–(Na_2O + + K_2O) (рис. 2а) фигуративные точки составов слагающих его пород образуют ряд от базальтов до дацитов в поле пород нормальной щелочности. Долериты и базальты комплекса – высокотитанистые (TiO_2 = 1.89–2.99 мас. %, в среднем 2.37 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные (MgO = 3.85–5.78 мас. %, в среднем 5.08 мас. %), низко- и умеренно-калиевые (K_2O = 0.11–0.80 мас. %, в среднем 0.33 мас. %) породы натриевой серии (Na_2O/K_2O = 3.93–33.18, в среднем 9.98).

Среднее содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах основного состава составляет 53.51 мкг/г (от 31.88 до 71.95 мкг/г), средняя величина отношения легких лантаноидов к тяжелым (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) составляет 2.00 (1.70–2.21), Eu/Eu* = = 0.36 (0.34–0.39). В кварцевых диоритах и гранодиоритах среднее содержание РЗЭ равно 115.87 мкг/г (от 86.12 до 134.43 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.23 (2.10–2.37), Eu/Eu* = 0.31 (0.28–0.35). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов пород ивдельского комплекса расположены в полях вулканитов островных дуг (рис. 2б). На спайдер-диаграммах графики нормированных содержаний химических элементов показывают сходство пород ивдельского комплекса с вулканитами дивергентных и конвергентных обстановок (рис. 2в, 2г).

Нормирование содержания РЗЭ к хондриту (рис. 2в) позволяет предположить сходство ивдельских долеритов с “нормальными” базальтами срединно-океанических хребтов (N-MORB); графики для умеренно-кислых пород также имеют субхондритовую форму при несколько более высоком содержании РЗЭ. Для сравнения приведены графики нормированных содержаний РЗЭ в базальтах и андезитах девонских перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит, а также в базальтах современной островной дуги Вануату. Можно заметить, что островодужные вулканиты обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ по сравнению с долеритами ивдельского комплекса. Содержание других петрологически информативных элементов демонстрирует сходство долеритов с “обогащенными” базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB), отличаясь более низкими концентрациями Ta и Nb и более высокими – Ti (рис. 2г); при этом для умеренно-кислых интру-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах ивдельского комплекса

Компоненты	Образцы							
	7057-1	7050	2423	2470	5021-1	5050-2	Ш145	Ш113
SiO_2	50.60	51.30	49.30	49.50	47.80	48.30	55.90	65.90
TiO_2	1.89	2.61	2.16	2.49	2.51	2.33	1.71	0.86
Al_2O_3	13.80	14.20	14.60	14.50	14.60	14.60	13.60	13.30
Fe_2O_3	3.67	5.17	6.38	6.90	5.45	6.10	6.25	4.69
FeO	8.80	7.99	5.39	6.09	7.72	6.77	5.69	3.25
MnO	0.25	0.23	0.20	0.22	0.21	0.22	0.22	0.17
MgO	4.99	4.91	5.69	5.04	5.48	5.00	2.74	1.42
CaO	8.20	5.92	10.80	7.48	8.77	8.20	5.90	2.79
Na_2O	2.73	3.06	2.61	4.18	3.79	3.47	4.19	4.29
K_2O	0.42	0.29	0.23	0.48	0.30	0.79	0.33	0.97
P_2O_5	0.21	0.25	0.20	0.21	0.17	0.32	0.58	0.23
ппп	3.58	3.40	1.44	2.43	2.52	3.21	2.36	1.93
La	5.56	6.05	5.30	5.60	3.35	4.33	12.20	11.40
Ce	14.40	17.10	16.40	17.00	9.74	11.90	33.50	31.40
Pr	2.20	2.92	2.55	2.80	1.65	2.08	5.56	5.27
Nd	11.80	14.80	13.30	14.10	9.02	11.20	28.80	25.70
Sm	3.76	4.64	4.22	4.72	2.77	3.60	8.33	7.63
Eu	1.29	1.62	1.64	1.74	1.15	1.58	2.64	2.28
Gd	4.32	5.88	5.03	5.33	3.52	4.59	10.70	8.34
Tb	0.73	1.01	0.91	0.98	0.68	0.80	1.85	1.57
Dy	5.92	6.70	5.85	6.46	3.87	4.93	11.70	9.99
Ho	1.11	1.45	1.30	1.36	0.85	1.07	2.61	2.14
Er	3.21	4.32	3.92	4.26	2.68	3.21	7.58	6.78
Tm	0.46	0.58	0.50	0.54	0.34	0.39	1.12	0.92
Yb	2.99	3.87	3.58	3.89	2.10	2.65	6.85	6.72
Lu	0.41	0.56	0.51	0.55	0.34	0.36	0.99	0.96
V	358.00	412.00	428.00	512.00	612.00	463.00	56.50	25.10
Cr	75.00	22.80	87.20	35.00	28.70	22.60	20.60	10.60
Ni	25.80	15.10	33.30	29.40	20.00	15.30	6.71	4.58
Rb	5.31	3.49	3.90	7.25	4.55	16.00	3.11	11.30
Sr	427.00	303.00	241.00	544.00	341.00	432.00	189.00	212.00
Y	29.30	37.00	32.70	35.00	22.60	28.40	73.90	58.00
Zr	80.00	112.00	95.80	112.00	55.00	58.00	201.00	245.00
Nb	1.93	2.20	2.09	1.81	0.96	0.97	3.90	2.91
Ba	101.00	55.20	44.60	142.00	40.10	113.00	73.90	208.00
Hf	2.48	3.30	2.80	3.14	1.64	1.73	5.60	6.99
Ta	0.11	0.18	0.16	0.16	0.05	0.05	0.31	0.25
Pb	3.28	1.05	1.73	1.57	1.21	1.92	1.59	1.97
Th	0.80	0.51	0.52	0.55	0.34	0.33	0.97	1.65

Примечание. Все анализы выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ. Содержание петрогенных оксидов определено рентгеноспектральным флуоресцентным методом, редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS. Образцы 7057-1, 7050 – базальты, 2423, 2470 – долериты, 5021-1, 5050-2 – габбродолериты, Ш145 – диорит, Ш113 – гранодиорит.

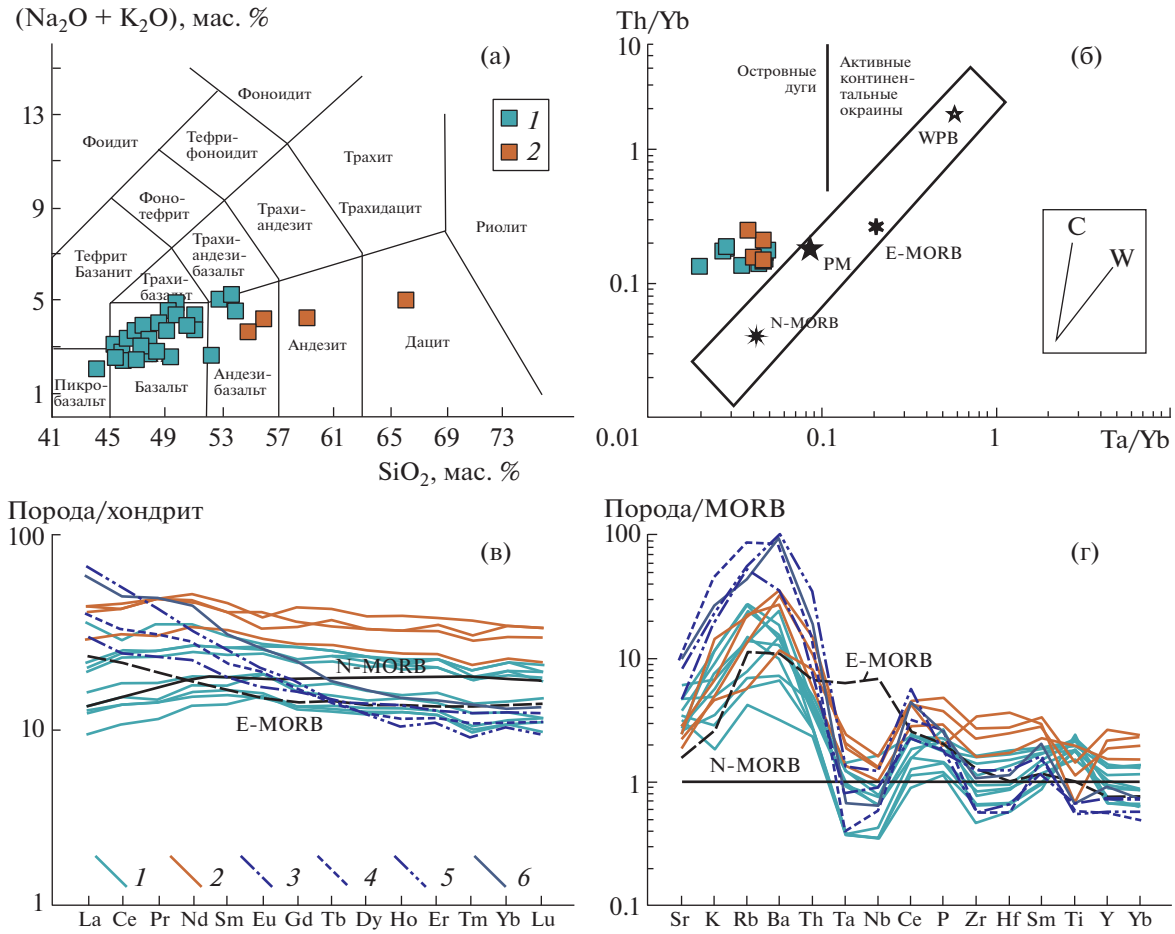

Рис. 2. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для пород ивдельского комплекса. *1* – долериты и габбродолериты; *2* – диориты и гранодиориты; а: диаграмма SiO_2–($Na_2O + K_2O$). Поля составов горных пород по [14]; б: диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [17]. Средние составы N-MORB и E-MORB по [19], PM (примитивной мантии) по [20] и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [11]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), по [9]. в: графики распределения нормированного по хондриту [20] содержания РЗЭ. *1–2* – долериты и габбродолериты (*1*), диориты и гранодиориты (*2*) ивдельского комплекса; *3–5* – базальт перевозской (*3*), базальт краснотурьинской (*4*) и андезит лимкинской (*5*) свит; *6* – базальт островной дуги Вануату [10]. г: графики распределения нормированного по базальту срединно-океанических хребтов [20] содержания редких и рассеянных элементов.

зивных образований характерны более высокие содержании большинства элементов, за исключением Ti. Вместе с тем графики пород ивдельского комплекса показывают сходство также и с островодужными вулканитами; последние также имеют Ta–Nb-минимум, но более обогащены крупноионными элементами (Sr, Rb, K, Ba).

До наших работ возраст пород ивдельского комплекса был неизвестен. Для выполнения изотопно-геохронологических исследований в петротипическом районе распространения пород ивдельского комплекса из крупного Первого Северного долерит-габбродолеритового силла в 6.5 км юго-западнее пос. Шипичное и в 7.7 км севернее пос. Первый Северный (координаты 0359431, 6773985) нами отобран образец габбродолерита (№ 5050-2). Образец представлен серой массивной среднезернистой (до крупнозернистого облика) породой с габбро-офитовой структурой, состоящей из соссюритизированного плагиоклаза (лабрадор), клинопироксена, бурого моноклинного амфибола, титаномагнетита и кварца (до 3%). Результаты датирования образца габбродолерита в целом и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза, магнетита, пироксена, амфибола ^{147}Sm–^{143}Nd ID-TIMS, а циркона U–Pb SHRIMP-II-методами, выполненные в ЦИИ ВСЕГЕИ, представлены в табл. 2 и 3 и на рис. 3 и 4.

U–Pb SHRIMP-II-данные на графике с конкордией демонстрируют конкордантный ($MSWD_{C+E}$ = 0.49, C + E – вероятность соответствия 0.99) кластер, отвечающий возрасту 365.3 ± ± 2.4 млн лет. Робастные расчеты с учетом меди-

Таблица 2. U–Pb SHRIMP-II-данные для циркона из габбродолерита Первого Северного массива (обр. 5050-2)

Номера точек измерений	$^{206}Pb_c$, %	Содержание, г/т			$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	±1σ, %	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±1σ, %	*Rho*	*D*, %	Конкордантный возраст, млн лет		СКВО
		U	Th	$^{206}Pb^*$								$^{207}Pb/^{235}U$–$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	
1.1	0.00	785	1372	39.3	1.80	0.4298	1.8	0.05820	1.3	0.722	–3.4	364.3	9.1	0.18
2.1	0.06	759	733	37.5	1.00	0.4242	1.9	0.05748	1.3	0.684	–2.6	360.1	9.0	0.084
3.1	0.00	797	277	39.4	0.36	0.4283	1.8	0.05759	1.3	0.722	2.1	361.1	9.0	0.070
4.1	0.00	540	777	27.0	1.49	0.4320	2.0	0.05812	1.3	0.650	0.8	364.2	9.1	0.0077
5.1	0.00	992	980	50.1	1.02	0.4364	1.7	0.05879	1.3	0.765	–1.1	368.1	9.1	0.026
6.1	0.00	858	735	42.3	0.88	0.4249	1.8	0.05740	1.3	0.722	–0.5	359.7	9.0	0.0041
7.1	0.08	571	921	28.3	1.67	0.4260	2.1	0.05761	1.3	0.619	–1.6	361.0	9.1	0.022
8.1	0.00	761	972	37.9	1.32	0.4252	1.8	0.05798	1.3	0.722	–7.9	362.6	9.1	0.86
9.1	0.00	1033	1563	52.6	1.56	0.4419	1.7	0.05925	1.3	0.765	1.0	371.2	9.2	0.023
10.1	0.00	1032	1155	52.0	1.16	0.4351	1.7	0.05859	1.3	0.765	–0.5	367.0	9.1	0.0054
11.1	0.29	293	225	15.0	0.79	0.4380	3.0	0.05948	1.4	0.467	–7.6	372.0	10	0.19
12.1	0.11	443	325	22.3	0.76	0.4330	2.3	0.05857	1.4	0.609	–3.3	366.7	9.9	0.082
13.1	0.00	694	207	35.1	0.31	0.4352	1.8	0.05882	1.3	0.722	–3.2	368.1	9.2	0.16
14.1	0.00	392	130	19.6	0.34	0.4310	2.9	0.05810	1.4	0.483	–0.3	364.1	9.9	0.00050
15.1	0.14	149	87	7.69	0.60	0.4420	3.4	0.05979	1.5	0.441	–5.5	374.0	11	0.080

Примечание. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Погрешности приведены для интервала ±1σ. Pb_c и Pb^* – нерадиогенный и радиогенный свинцы соответственно. Погрешность калибровки относительно стандарта 0.33%. (1) – скорректировано по измеренному ^{204}Pb. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$. D – степень дисконкордантности. Расчеты соответствующих параметров U–Pb-данных проведены с использованием программы ISOPLOT/Ex version 3.66 [16].

Таблица 3. $^{147}Sm–^{143}Nd$ ID-TIMS-данные для габбродолерита и выделенных из него минеральных фракций из Первого Северного массива (обр. 5050-2)

Порода/минерал	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	±2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ
	г/т					
Pl	1.12	3.79	0.1777	0.0009	0.513010	0.000015
Wr	3.96	12.2	0.1971	0.0010	0.513031	0.000015
Mgt	3.05	8.10	0.2281	0.0011	0.513115	0.000015
Px + Amf	4.97	12.8	0.2351	0.0012	0.513121	0.000015

Примечание. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Pl – плагиоклаз; Wr – порода в целом; Mgt – магнетит; Px – пироксен; Amf – амфибол.

анного значения, а также с использованием алгоритма Tukey's Beweight [15] определяют весьма близкие величины 365.5 ± 2.6 млн лет (95%-доверительный интервал) и 364.3 ± 3.8–3.2 млн лет (96.5%-доверительный интервал) соответственно.

Локализация фигуративных точек габбродолерита 5050–2 и выделенных из него минеральных фракций магнетита, пироксена и амфибола, на диаграмме $^{147}Sm/^{144}Nd–^{143}Nd/^{144}Nd$ удовлетворяет, за некоторым отклонением соссюритизированного плагиоклаза, линии согласования (reference lime), наклон которой, в указанных координатах, соответствует возрасту 365 млн лет, при величине $\varepsilon_{Nd}(365)$, равной +7.8. Указанное значение $\varepsilon_{Nd}(365)$ свидетельствует об истощенности первичного источника этой породы.

Для интерпретации условий формирования пород ивдельского комплекса использованы средние величины индикаторных отношений редких и рассеянных элементов в базальтах, долеритах и габбродолеритах по 36 анализам. Так, средние величины Nb/Ta (17.42) и Zr/Hf (36.39) соответствуют значениям, характерным для базальтов срединно-океанических хребтов, а параметры Ba/Nb (57.79), Pb/Y (0.08) и Nb/Th (3.35) указывают на участие в формировании расплавов субдуцированного вещества [12, 13, 16]. Таким образом, геохимические параметры сближают магматические образования ивдельского комплекса с породами островных дуг и дивергентных океанических обстановок.

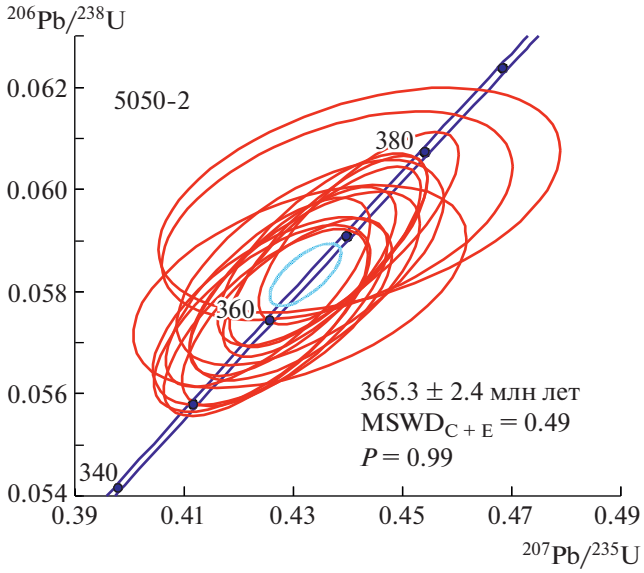

Рис. 3. График с конкордией для U–Pb SHRIMP-II-данных (см. табл. 2) цирконов, выделенных из габбродолерита Первого Северного массива (обр. 5050–2). C – конкордантность. E – эквивалентность.

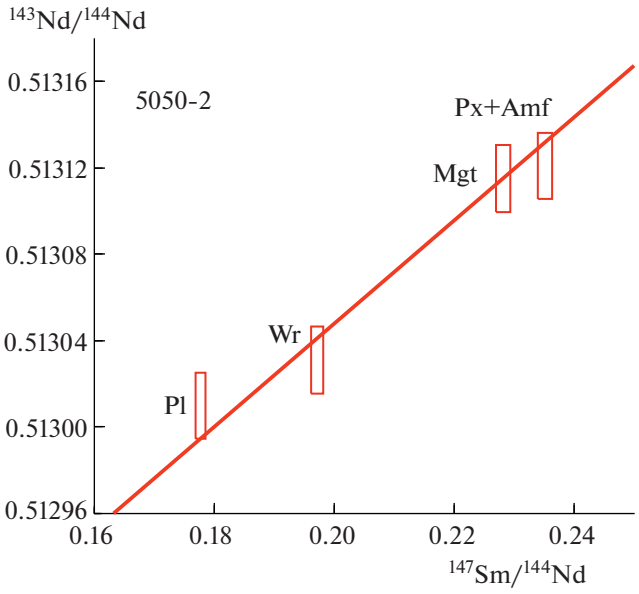

Рис. 4. $^{147}Sm–^{143}Nd$-эволюционная диаграмма для габбродолерита (WR) и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза (Pl), магнетита (Mgt), пироксена (Px), амфибола (Amf) Первого Северного массива (обр. 5050–2). Сплошная наклонная линия отображает линию согласования с наклоном (best fit = 0.00239), отвечающим возрасту 365 млн лет, полученному U–Pb SHRIMP-II-методом по цирконам этого же образца (см. табл. 3 и рис. 3).

Если проследить изменения перечисленных геохимических параметров во времени, выясняется следующее. По сравнению с андезитами живетско-франской лимкинской свиты, отношения Nb/Ta и Zr/Hf изменяются слабо (17.76 и 31.18 в вулканитах лимкинской свиты, 17.42 и 36.39 в ивдельских долеритах), Ba/Nb уменьшается от 175.44 до 57.79, Pb/Y – от 0.37 до 0.08, Nb/Th – увеличивается от 1.16 до 3.35. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что состав мантийного источника плавления в позднем девоне не претерпел существенных изменений, но участие субдуцированного вещества в расплавах заметно снизилось. Установленные изменения геохимических параметров согласуются с предположением об аккреции Тагильской островной дуги к континентальной окраине на границе франского и фаменского веков [4], сопровождавшейся прекращением островодужного магматизма и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах. По-видимому, для объяснения механизма образования расплавов ивдельского комплекса следует привлечь концепцию “мантийных окон” – поступления мантийных расплавов в разрывы субдуцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней или сдвиговыми обстановками. Присутствие “субдукционной компоненты” в составе постаккреционных мантийных расплавов отмечается для многих аккреционно-коллизионных орогенных поясов, сформировавшихся после замыкания зон субдукции (например, [2] и др.).

В последнее время появились данные о присутствии проявлений позднедевонского постаккреционного магматизма среди девонских островодужных образований в других районах Урала. Так, на восточном склоне Приполярного Урала, в южной части Войкарской структурно-формационной зоны, являющейся северным продолжением Тагильской структуры, среди вулканитов и вулканогенно-осадочных пород живетско-позднедевонской галактионовской свиты, закартированы дайки и штоки керсутит-содержащих долеритов и габбродолеритов эрепшорского комплекса предположительно позднедевонского возраста (А на рис. 1б) [1]. Для этих пород, также как и для образований ивдельского комплекса, характерны высокие содержания TiO_2 (1.70–2.48, в среднем 2.16 мас. %), умеренные содержания щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 4.16–4.98, среднее 4.55 мас. %) при преобладании натрия (Na_2O/K_2O = 6.3). Графики нормированного к хондриту содержания РЗЭ имеют субхондритовую форму и слабый наклон, отражающий обогащение горных пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ; графики нормированного к N-MORB содержания редких и рассеянных элементов показывают сходство с E-MORB [1].

На Южном Урале появление вулканитов – производных мантийных расплавов, также фиксируется в фаменское время, после завершения островодужной стадии в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон [5, 8]. В Магнитогорской мегазоне это базальты и трахибазальты фаменской новоивановской толщи, в Восточно-Уральской – вулканиты амурской толщи того же возраста (В на рис. 1б); для них характерно высокое содержание Nb, Ta, P, Hf, Zr и Ti (до 2.66 мас. %), РЗЭ и крупноионных элементов [5]. Участие мантийного источника предполагается также для позднедевонско-раннекаменноугольных пикритов сара-тюбинской толщи Магнитогорской мегазоны [8]. Возраст перечисленных вулканитов обоснован фаунистическими находками в прослоях известняков.

Таким образом, все сказанное выше показывает, что среди девонских островодужных образований на восточном склоне Урала присутствуют позднедевонские постсубдукционные габбродолеритовые, базальтовые, трахибазальтовые и пикритовые магматические комплексы. Некоторое обогащение этих комплексов крупноионными и литофильными элементами (Ba, Sr, Pb, Th и др.) и деплетированность Nb и Ta можно объяснить выплавлением магм в пределах верхней мантии, прошедшей длительную эволюцию в надсубдукционной обстановке, как это делается, например, в работе [3], при характеристике изменений состава магматических пород при переходе от субдукционных обстановок к внутриплитным. Нельзя также исключить вероятность теплового воздействия девонского Кольско-Днепровского мантийного суперплюма, магматические проявления которого известны на западном склоне Урала [18], как одной из причин формирования постаккреционных магматических комплексов на востоке Урала.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.Н., Курзанов И.Ю., Кузенков Н.А., Зархидзе Д.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XXVI (гора Ярота). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2017. 231 с.
2. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
3. *Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И.* Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины

и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизионной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 486–510.

4. *Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 23 с.
5. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // ДАН. 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.
6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. *Ремизов Д.Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 222 с.
8. *Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.
9. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
10. *Aurelien B., Herve B., Gilles C., Laure D., Claude R.* Temporal Magma Source Changes at Gaua Volcano, Vanuatu Island Arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 322. P. 30–47.
11. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A Transitional Basalt-pantellerite Sequence of Fractional Crystallisation, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. P. 65–78.
12. *Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L.* Mineral-aqueous Fluid Partitioning of Trace Elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the Trace Element Chemistry of Mantle and Deep Crustal Fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 3331–3350.
13. *Kent A.J., Elliott T.R.* Melt Inclusion from Marianas Arc Lavas: Implications for the Composition and Formation of Island Arc Magmas // Chemical Geology. 2002. V. 183. P. 263–286.
14. *Le Bas M.J., Le Matrie R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-silica Diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
15. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. Special Publication. № 4. 2008. 77 p.
16. *Munker C.* Nb/Ta Fractionation in a Cambrian Arc/back Arc System, New Zealand: Source Constraints and Application of Refined ICPMS Techniques // Chemical Geology. 1998. V. 144. P. 23–45.
17. *Pearce J.A.* Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Acrive Continental Margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
18. *Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.* A Devonian >2000-km Long Dolerite Swarm Belt and Associated Basalts along the Urals-Novozemelian Fold-belt: Part of an East-European (Baltica) LIP Tracing the Tuzo Superswell. GFF J. 2016. V. 138. № 1. P. 6–16.
19. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for the Mantle Composition and Processes // Magmatism in the oceanic basins. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds). // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
20. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

THE MANIFESTATION OF LATE DEVONIAN POST-ACCRETION MAGMATISM ON THE EASTERN SLOPE OF THE NORTHERN URALS: NEW DATA ON AGE AND GEOCHEMISTRY

G. A. Petrov[a,#], Ju. L. Ronkin[a], and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov[a]

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

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

The study of the geochemical features and isotopic (Sm-Nd and U-Pb) age of the Ivdel dolerite complex distributed on the eastern slope of the Northern Urals within the Tagil island-arc megazone was performed. It was found that the magmatic rocks composing it are of Famenian age and, consequently, were formed after the closure of the subduction zone. The rocks of the Ivdel complex show similarities to volcanites of both convergent and divergent environments, and probably formed from the products of partial melting of the depleted suprasubduction upper mantle. Famennian hypabyssal-subvolcanic and volcanogenic complexes, similar to the Ivdel complex, are also known in island-arc blocks at the Circumpolar and Southern Urals.

Keywords: Northern Urals, Dolerites, Late Devonian, island arc

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 47–52

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.311

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ

© 2021 г. А. П. Трубицын[1,*], член-корреспондент РАН В. П. Трубицын[1]

Поступило 20.04.2021 г.
После доработки 25.05.2021 г.
Принято к публикации 25.05.2021 г.

Наблюдаемый поток тепла Земли создается в основном благодаря выделению тепла при радиоактивном распаде и высвобождению тепла при вековом остывании Земли, а также благодаря теплоте затвердевания растущего внутреннего ядра. От того, в какой пропорции мантия нагревается снизу потоком из ядра и изнутри внутренними источниками тепла, зависит структура конвективных течений и соответственно геодинамические проявления конвекции. Долгое время поток тепла из ядра оценивался из условия, что почти все оно выносится на поверхность плюмами в горячих точках. Однако это приводит к дисбалансу и дефициту полного тепла Земли. В настоящей работе анализируются источники тепла Земли и приводится баланс, согласующийся с имеющимся комплексом данных наблюдения. Рассчитывается распределение плотности теплового потока на границе с ядром и на поверхности и показывается, что даже в простейшей модели конвекции с постоянной вязкостью плюмы выносят на поверхность только часть тепла, поступающего из ядра.

Ключевые слова: перенос тепла в мантии, мантийная конвекция, плюмы

DOI: 10.31857/S268673972109019X

ВВЕДЕНИЕ. ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА ЗЕМЛИ

По данным измерений [1], полный поверхностный тепловой поток Земли равен $Q_t = 47$ ТВт ± ± 2 ТВт. Соответственно средняя плотность поверхностного теплового потока составляет q_{aver} = = 92 мВт/м^2. Тепло, выходящее через континенты, составляет 15 ТВт (32%) при плотности теплового потока q_{cont} = 71 мВт/м^2. Тепло, выходящее через океаны, равно 32 ТВт (68%) с плотностью q_{ocean} = 105 мВт/м^2.

Основными источниками тепла Земли являются распад радиоактивных элементов, выделение тепла при вековом остывании ранее более горячих недр и теплота затвердевания растущего внутреннего ядра. В процессе эволюции и охлаждения Земли все эти источники изменяются. Радиогенный тепловой поток, генерируемый в континентальной коре, равен Q_{rc} = 7 ТВт [2]. Он составляет 15% от общего теплового потока Земли Q_t. Таким образом, тепловой поток, выходящий из мантии (за вычетом радиоактивного тепла коры), будет равен $Q_m = Q_t - Q_{rc}$ = 40 ТВт = = 0.85% Q_t со средней плотностью теплового потока 78 мВт/м^2. Этот поток создается потоком тепла из ядра Q_{cor}, теплом радиоактивного распада в мантии Q_{rm} и теплом, высвобождаемым веществом мантии при вековом остывании Земли Q_{coolm}.

Согласно [3], радиоактивные изотопы всей Земли создают тепловой поток 21 ± 4 TW или 45% Q_t. При этом вклад от радиоактивных изотопов ядра пренебрежимо мал [4]. Вычитая радиоактивное тепло земной коры, получим для мощности радиоактивного тепла мантии Q_{rm} = 14 ТВт или 30% Q_t. Разделив это значение на массу мантии M = = 4 × 10^{24} кг, получим для средней радиоактивной теплогенерации в мантии $Q_{rm}/M = 3.5 \times 10^{-12}$ Вт/кг. (Это значение для современной деплетированной мантии в сумме с радиоактивной генерацией континентальной коры соответствует теплогенерации для примитивной мантии).

Оценки скорости векового охлаждения мантии dT/dt имеют разброс в диапазоне от 50 К/млрд лет до 100 К/млрд лет [5]. При массе мантии Земли $M = 4 \times 10^{24}$ кг, теплоемкости c_p = = 1.25 × 10^3 Дж/(кг К) и dT/dt = 80 К/млрд лет для теплового потока, вызванного вековым охлаждением мантии, получим $Q_{coolm} = c_p M\, dT/dt$ = 13 ТВт. Благодаря неточности значения скорости векового остывания dT/dt, тепловой поток Q_{coolm} может иметь разброс от 7.9 ТВт до 16 ТВт.

[1] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: atrub@yandex.ru*

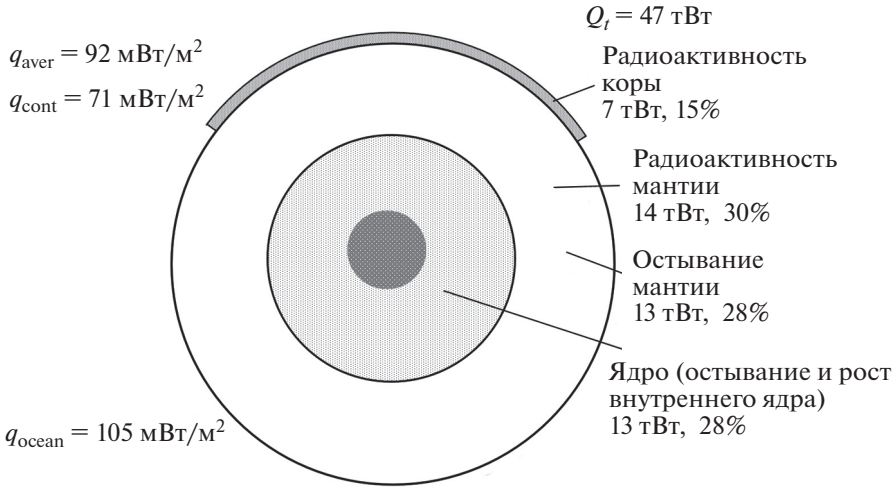

Рис. 1. Тепловой баланс мантии Земли.

Вычитая теплоту охлаждения и радиоактивное тепло мантии из теплового потока, выходящего из мантии, найдем тепловой поток из ядра равным $Q_{cor} = Q_m - Q_{coolm} - Q_{rm}$ = 13 ТВт. На рис. 1 приведены значения тепловых потоков и источников тепла Земли. Выделение энергии при приливах и поглощение энергии при землетрясениях не превышают несколько процентов от полного теплового потока. Поглощение тепла, уходящего на работу землетрясений, составляет 2–3%.

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ

Мантийные плюмы были открыты почти 50 лет назад Морганом и Вильсоном. Они представляют собой долгоживущие (до ~100 млн лет) струи горячего вещества, поднимающегося со дна мантии и прожигающего в горячих точках движущиеся литосферные плиты и континенты, образуя большие магматические провинции.

В серии работ [6, 7] на численных моделях тепловой конвекции подробно исследовались режимы тепловой конвекции при разной степени нагрева и разных контрастах вязкости (см. видео http://rjes.wdcb.ru/v16/2016ES000569/plumes-hr.html). Показано, что с увеличением нагрева и контраста вязкости течения в виде ячеек сменяются на совокупность нисходящих и восходящих конвективных потоков в виде холодных высоковязких погружающихся плит и горячих плюмов.

Регулярные конвективные ячейки имеют место при Ra < 10^5. При Ra ~ 10^6 восходящие и нисходящие потоки становятся узкими, подобно струям. При Ra ~ 10^7 струи начинают пульсировать с периодом ~1 млн лет. Среднее время жизни отдельного плюма в виде пульсирующей струи около 100 млн лет. Во время подъема со дна мантии нового плюма он имеет форму гриба, после достижения поверхности ножка плюма становится пульсирующей струей. При дальнейшем росте числа Рэлея (соответствующем ранней Земле) тепловая конвекция переходит в режим упорядоченно поднимающихся термиков (частей разорванных плюмов). При еще большей интенсивности тепловая конвекция становится турбулентной, при которой термики зарождаются и поднимаются хаотично. На зарождение и пространственное расположение плюмов в мантии большое влияние оказывают находящиеся на дне мантии гигантские горячие скопления эклогита под Африкой и Тихим океаном [7].

В реальной Земле при высокой интенсивности тепловой конвекции только часть восходящих конвективных потоков находится в плюмовом режиме. Погружающиеся литосферные плиты благодаря вязкому сцеплению должны вовлекать в циркуляционное движение большую долю вещества мантии. В результате только часть восходящих конвективных потоков принимает форму плюмов, а другая часть остается в виде восходящих мантийных струй, доставляющих вещество в срединно-океанические хребты.

Поскольку плюмы зарождаются на границе ядро–мантия, то ранее [8] полагалось, что плюмы охлаждают ядро, а погружающиеся плиты охлаждают низы мантии. При этом предполагалось, что тепловой поток из ядра примерно равен потоку тепла, выносимого на поверхность плюмами. В работе [9] была оценена скорость роста массы топографических возвышенностей, порождаемых мантийными плюмами. Эта масса соответствует тепловому разуплотнению вещества в плюмах, по которому находится поток тепла, выносимый плюмами на поверхность. Такая оценка давала для полного потока тепла, выносимого мантийными плюмами, и соответственно для по-

тока из ядра значение 2.4–3.5 ТВт. Однако это значение теплового потока ядра почти в 5 раз ниже значения, следуемого из вышеприведенного полного теплового баланса Земли. В работе [1] значение тепла, выносимого в горячих точках, принимается еще меньшим, до 1 ТВт.

При таком малом значении потока из ядра для объяснения наблюдаемого полного потока тепла Земли приходилось даже принимать [10], что якобы обилие радиоактивных изотопов урана и тория в Земле значительно превышает обилие в хондритовых метеоритах. В работе [11] для объяснения недостающего тепла строилась модель эволюции конвекции с более медленным остыванием в прошлом благодаря более прочным сухим литосферным плитам, которые теплоэкранировали мантию в ранней Земле.

В работах [12, 13] процесс переноса тепла плюмами внутри мантии рассчитывался непосредственно на численных сферических моделях мантийной конвекции без жестких плит. При этом был сделан вывод, что плюмы могут выносить на поверхность лишь часть тепла, поступающего из ядра. Однако, что происходит с другой частью потока из ядра, оставалось неизвестным, и эта часть тепла ядра была названа невидимой. Предполагалось, например, что в мантии есть много мелких невидимых плюмов [14]. По сферической трехмерной модели мантийной конвекции без плит [15] плюмы забирают 60% тепла, идущего из ядра, но, поднимаясь, при адиабатическом расширении теряют много тепла и в результате выносят на поверхность только 1/4–1/5 часть тепла ядра.

Поскольку данная проблема согласования потоков возникала на основании оценки поверхностных проявлений плюмов [8, 9], то в настоящей работе количество тепла, выносимого плюмами, рассчитывается непосредственно по распределению теплового потока на границе ядро–мантия и на поверхности.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ВЕРХНЕЙ И НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для качественного понимания, почему мантийные плюмы забирают только часть тепла ядра, а также, как тепло переходит из ядра и перераспределяется в мантии, в настоящей работе анализируются результаты для простейших моделей мантийной конвекции в прямоугольной области 3 : 1 при числе Рэлея 2×10^7 без учета адиабатической сжимаемости. Поскольку модель не включает плиты, то, как и во всех вышеуказанных работах по оценке тепла, выносимого плюмами, за плюмы принимаются все восходящие течения.

Как показано в [15], эффект сферичности мантии для процессов теплопереноса можно учесть простым добавлением в уравнения конвекции внутреннего постоянного отрицательного источника тепла. При этом для современной мантии величина этого дополнительного отрицательного источника тепла случайно оказывается примерно равной по модулю реальным источникам. Поэтому сферическая модель с учетом внутренних источников тепла дает распределения тепла и теплового потока примерно такие же, как декартова модель без внутренних источников тепла. Это объясняется тем, что в сферической модели трехкратное увеличение плотности потока тепла за счет внутренних источников компенсируется его трехкратным уменьшением к поверхности, площадь которой в три раза больше площади ядра. Использование декартовой модели упрощает анализ тепловых потоков, так как для нее в отсутствие внутренних источников полное тепло, выносимое на поверхность, и тепло, поступающее снизу из ядра, равны.

При численном решении уравнений конвекции устанавливаются квазистационарные течения. На рис. 2 цветом представлено рассчитанное поле температур $T(x, z)$ и скоростей $V(x, z)$ для одного из моментов времени. В этот момент возникают три нестационарные ячейки с узкими нисходящими и восходящими мантийными потоками в форме, подобной плюмам. В средней части области при $x = 0.8$ имеется холодная нисходящая струя и при $x = 1.3$ восходящий поток (соответствующий плюму). У вертикальных границ области также видны части мантийных потоков.

Сверху и снизу приведены рассчитанные распределения относительной плотности теплового потока q у верхней и нижней границы. В приближении Буссинеска при $\mathrm{Ra} \sim 10^7$ число Нуссельта имеет среднее значение около 40, однако учет адиабатической сжимаемости снижает его примерно в 2 раза. Если принять это во внимание и взять средний коэффициент теплопроводности в мантии равным 3.8 Вт м$^{-1}$ К$^{-1}$, то реальный средний тепловой поток у поверхности получится равным 90 мВт/м^2 при максимуме 170 мВт/м^2 в месте подхода плюма и минимуме 7 мВт/м^2 в зоне субдукции.

На нижней поверхности распределение существенно отлично. В местах зарождения плюма тепловой поток, идущий из ядра, не максимален, а наоборот, минимален. В то же время в месте холодной нисходящей струи тепловой поток максимален. Это понятно из того, что в погранслоях тепло переносится только кондуктивно и градиент температуры в данных местах обратно пропорционален толщине горячего погранслоя.

Поток тепла Q, проходящего через выделенную площадь поверхности S, равен произведению q и S. Под кривыми распределения плотности теплового потока q на верхней и нижней границах цветом

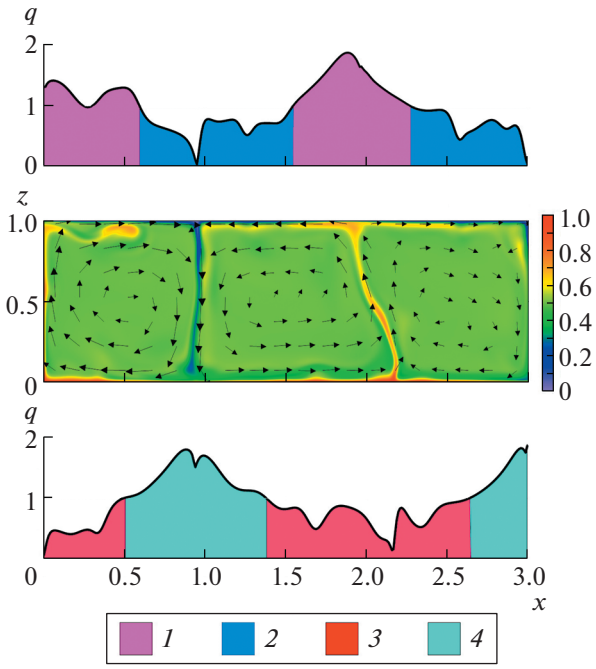

Рис. 2. В средней части рисунка поле температур в мантии (в цветовой шкале) и скорости течений (стрелки с максимальным значением 10 см/год). Вверху и внизу распределения относительной плотности теплового потока на поверхности и границе с ядром с маркированными областями: *1* – тепло, выносимое на поверхность плюмами; *2* – тепло, оставляемое охлаждающейся литосферой (условно плитами); *3* – тепло, забираемое из ядра плюмами; *4* – тепло, забираемое из ядра холодными потоками (остатками плит).

маркированы области поверхности, соответствующие плюмам и плитам. Поскольку пока нет адекватного определения размеров горячих точек [7], то границы плюма определяются по температуре в мантии [12, 13] как область с температурой, превышающей среднюю $T > T_{av} + a(T_{max} - T_{av})$, где для параметра a принимаются значения 0.1–0.3. Если положить $a = 0$, то в плюмы будут включены все восходящие потоки мантии.

Как видно на рис. 2, в рассматриваемой модели тепло, выносимое плюмами (лиловый цвет) наружу и тепло, оставляемое горизонтальными холодными течениями на поверхности (синий цвет), примерно равны. Аналогично на нижней границе ядро–мантия тепло в погранслое, забираемое плюмами (красный цвет) и тепло, идущее на нагрев остатков плит (голубой цвет), тоже примерно равны. Однако выше погранслоя это тепло при горизонтальной адвекции частично передается восходящим потокам. При отсутствии дополнительных внутренних источников все тепло, выносимое на поверхность плюмами и плитами, равно теплу, идущему из ядра.

Для модели с учетом адиабатической сжимаемости плюмы при поднятии и расширении охлаждаются примерно на 1200 K, что на 400 K больше по сравнению с понижением средней температуры мантии [16]. Этот эффект может понизить поток тепла, выносимый плюмами, почти в три раза [13].

Для модели с учетом вязкопластической реологии поток, выносимый плюмами на поверхность, должен быть еще меньше, поскольку погружающиеся холодные высоковязкие плиты оказывают большее влияние на конвективный кругооборот вещества мантии, чем горячие маловязкие плюмы. При этом погружающиеся жесткие плиты увлекают окружающее вещество мантии и, как бы выталкивая его, создают восходящие конвективные потоки, которые наряду с плюмами забирают тепло ядра и выносят его в область срединно-океанических хребтов [7].

Следует отметить, что полученные результаты все-таки остаются пока лишь качественными. Для более точного количественного сопоставления плюмов, выносящих тепло из ядра, и областей топографического поднятия рельефа, необходимо более адекватное определение самого плюма по размерам области поднимающегося горячего вещества мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ источников тепла и вклада плюмов в вынос тепла, поступающего из ядра, позволяет составить баланс тепла Земли, согласующийся с имеющимися данными наблюдений. Наблюдаемый тепловой поток Земли создается примерно на 15% радиоактивностью коры и 85% потоком из мантии. В свою очередь, поток из мантии создается на треть потоком из ядра и на две трети внутренними источниками (треть радиоактивностью мантии и треть ее вековым охлаждением). При этом поток из ядра почти в десять раз больше потока тепла, выносимого плюмами в горячих точках.

В моделях тепловой конвекции без жестких плит и без сжимаемости треть теплового потока из ядра входит в мантию в местах нисходящих мантийных течений и соответственно только треть в местах зарождения плюмов. Однако горизонтальные течения в мантии в нижнем погранслое переносят тепло к плюмам, увеличивая (в указанных моделях) поток, доставляемый на поверхность до половины от тепла ядра.

Если учитывать адиабатическую сжимаемость, то по мере подъема плюмы адиабатически расширяются и теряют более половины тепла (отдавая вмещающей мантии). В результате плюмы выносят на поверхность около четверти тепла ядра.

При учете влияния жестких плит на общую структуру тепловой конвекции значительная часть восходящих конвективных потоков не при-

нимает форму плюмов, а существует в форме струй конвективных ячеек, доставляющих тепло в срединно-океанические хребты. Поэтому доля тепла, выносимая плюмами, должна еще более уменьшиться и составить, возможно, лишь десятую долю потока из ядра. Это приведет к еще большей согласованности общего баланса тепла Земли.

Более точное решение проблемы будет возможно после построения количественной модели мантийной конвекции, одновременно включающей жесткие плиты и плюмы, с учетом данных томографии и привязкой к реальным структурам, в частности показывающей, с каких глубин поступает вещество в срединно-океанические хребты.

В последнее время удалось построить численные модели высоко интенсивной тепловой конвекции или с плюмами и учетом адиабатической сжимаемости, но без плит [12, 13], либо с плитами и плюмами, но без сжимаемости [18, 19]. В последних работах показано, как плиты и плюмы возникают одновременно в рамках тепловой конвекции. Однако в [18, 19] использовано приближение Буссинеска, и не учитывается, что плюмы при подъеме адиабатически расширяются и охлаждаются, а погружающиеся плиты, наоборот, нагреваются. Поэтому в верхней мантии преувеличено влияние плюмов, а в нижней мантии – погруженных плит.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам, замечания которых позволили внести уточнения в текст статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств бюджетного финансирования Института физики Земли РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Davies J.H., Davies D.R.* Earth's Surface Heat Flux // Solid Earth. 2010. V. 1. P. 5–24. www.solid-earth.net/1/5/2010/
2. *Arevalo R. Jr, McDonough W.F., Luong M.* The K/U Ratio of the Silicate Earth: Insights into Mantle Composition, Structure and Thermal Evolution // Earth and Plan Sci Lett. 2009. V. 278. P. 361–369.
3. *McDonough1 W.F., Arevalo Jr. R.* Uncertainties in the Composition of Earth, Its Core and Silicate Sphere // Journal of Physics: Conference Series. 2008. V. 136. 022006d, The XXIII Conference on Neutrino Physics and Astrophysics. https://doi.org/10.1088/1742-6596/136/2/022006
4. *Corgne A., Keshav S., Fei Y., McDonough W.F.* How Much Potassium is in the Earth's Core? New Insights from Partitioning Experiments // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 256. P. 567–576.
5. *Berry A.J., Danyushevsky L.V., O'Neill H.C., Newville M., Sutton S.R.* Oxidation State of Iron in Komatiitic Melt Inclusions Indicates Hot Archaean Mantle // Nature. 2008. V. 455. P. 960–963.
6. *Трубицын В.П., Евсеев М.Н.* Плюмовый режим тепловой конвекции в мантии Земли // Физика Земли. 2018. № 6. С. 37–47. https://doi.org/10.1134/S0002333718060121
7. *Трубицын В.П.* Проблемы глобальной геодинамики // Физика Земли. 2019. № 1. С. 180–198. https://doi.org/10.31857/S0002-333720191180-198
8. *Davies G.F., Richards M.A.* Mantle Convection // J. Geol. 1992. V. 100 (2). P. 151–206.
9. *Davies G.F.* Ocean Bathymetry and Mantle Convection 1. Large Flow and Hotspots // J. Geophys Res. 1988. V. 93. P. 10467–10480.
10. *Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: University Press. 2004. 940 p.
11. *Korenaga J.* Energetics of Mantle Convection and the Fate of Fossil Heat // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. P. 1437. https://doi.org/10.1029/2002GL016179
12. *Mittelstaedt E., Tackley P.J.* Plume Heat Flow is Much Lower than CMB Heat Flow // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 202–210.
13. *Zhong S.* Constraints on Thermochemical Convection of the Mantle from Plume Heat Flux, Plume Excess Temperature, and Upper Mantle Temperature // J. Geophys. Res. 2006. V. 1. B04409. https://doi.org/10.1029/2005JB003972
14. *Malamud B.D., Turcotte D.L.* How Many Plumes are There? // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 174. № 1–2. P. 113–124.
15. *Трубицын А.П., Трубицын В.П.* Распределение температуры и теплового потока в Земле. Влияние сферичности мантии // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19, № 2. С. 83–91.
16. *Трубицын А.П., Трубицын В.П.* Распределение температуры в мантии Земли // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 1–5.
17. *Deschamps F., Yao C., Tackley P.J., Sanchez-Valle C.* High Rayleigh Number Thermal Convection in Volumetrically Heated Spherical Shells // J. Geophys. Res. 2012. V. 117, E09006. https://doi.org/10.1029/2012JE004090
18. *Arnould M., Coltice N., Flament N., Mallard C.* Plate Tectonics and Mantle Controls on Plume Dynamics // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 547. Oct 1. 116439.
19. *Coltice N., Larrouturou G., Debayle E., Garnero E.J.* Interactions of Scales of Convection in the Earth's Mantle // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 669–677.

HEAT BALANCE IN THE EARTH

A. P. Trubitsyn[a,#] and Corresponding Member of the RAS V. P. Trubitsyn[a]

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

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

The observed heat flux of the Earth is created mainly due to the release of heat during radioactive decay and during the secular cooling of the Earth, as well as due to the heat of solidification of the growing inner core. The structure of convective flows and, accordingly, the geodynamic manifestations of convection depend on the proportion in which the mantle is heated from below by the flux from the core and from the inside by internal heat sources. For a long time, the heat flux from the core was estimated from the condition that almost all of it is carried to the surface by plumes in hot spots. However, this leads to an imbalance and a deficit in the total heat of the Earth. In this paper, the sources of the Earth's heat are analyzed and a balance is presented that is consistent with the available set of observational data. The distribution of the heat flux density at the boundary with the core and on the surface is calculated, and it is shown that, even in the simplest convection model with constant viscosity, plumes carry to the surface only a part of the heat coming from the core.

Keywords: heat transfer in the mantle, mantle convection, plumes

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 53–57

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.2+539.3

О НЕУСТОЙЧИВЫХ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ СТРАТИФИКАЦИЯХ ТЯЖЕЛЫХ ГЕОМАССИВОВ

© 2021 г. Е. И. Рыжак[1,*], С. В. Синюхина[1]

Представлено академиком РАН А.О. Глико 28.05.2021 г.
Поступило 28.05.2021 г.
После доработки 29.05.2021 г.
Принято к публикации 31.05.2021 г.

В работе аналитически исследуются условия возникновения неустойчивости стратифицированных тяжелых геомассивов. Считается, что геоматериал, образующий геомассив, является упругим и обладает как объемной, так и сдвиговой жесткостью. Невозмущенное равновесное состояние геомассива является изостатическим, т.е. характеризуется гидростатическим полем напряжений. Стратификация плотности и упругих свойств геоматериала по глубине считается непрерывной. Получены характеристики таких стратификаций упругих и плотностных параметров, которые заведомо приводят к возникновению неустойчивости. Полученные достаточные условия неустойчивости сопоставлены с полученными ранее авторами достаточными условиями устойчивости. Рассмотрены возможные геофизические приложения результатов.

Ключевые слова: тяжелые стратифицированные геомассивы, изостатическое равновесное состояние, упругие геоматериалы, устойчивость, неустойчивость

DOI: 10.31857/S2686739721090164

1. ВВЕДЕНИЕ

При исследовании вопросов устойчивости тяжелых стратифицированных геомассивов существенным упрощающим предположением является предположение об объемной упругости (и, следовательно, нулевой сдвиговой жесткости) геоматериала, образующего геомассив. В рамках этого достаточно традиционного предположения Е.И. Рыжаком с соавторами ранее [1–3] был получен исчерпывающий результат в виде необходимого и достаточного условия устойчивости, устанавливающего критическую (положительную) скорость нарастания плотности с глубиной, зависящую от сжимаемости геоматериала. Однако реальные геоматериалы не являются объемно-упругими: они обладают значительной сдвиговой жесткостью, что проявляется, в частности, в существовании не только продольных, но и поперечных сейсмических волн. Очевидно, что ненулевая сдвиговая жесткость увеличивает устойчивость геомассива по сравнению со случаем чисто объемной упругости. Выяснение степени влияния сдвиговой жесткости на устойчивость стратифицированных геомассивов представляет интерес как с чисто теоретической, так и с прикладной точки зрения.

Наличие сдвиговой жесткости существенно усложняет анализ устойчивости, и получение идеального результата в виде необходимого и достаточного условия устойчивости пока не представляется возможным. В этой связи становится актуальным получение отличных друг от друга достаточного и необходимого условий устойчивости. В работе Е.И. Рыжака и С.В. Синюхиной [4] при некоторых дополнительных предположениях о характере плотностной стратификации было получено достаточное условие устойчивости, не являющееся необходимым.

Целью настоящей работы является получение необходимого условия устойчивости, что эквивалентно получению достаточного условия неустойчивости (в силу того, что последнее есть не что иное, как нарушение первого). С прикладной точки зрения знание условий заведомого возникновения неустойчивости не менее важно, чем знание условий заведомой устойчивости.

Важной и неотъемлемой частью работы является сопоставление упомянутых условий друг с другом и с полученными ранее условиями для объемно-упругих геоматериалов, что создает единую картину явления и позволяет судить о поведении геосистем в зависимости от изменения их параметров в ходе тех или иных геопроцессов.

[1] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: E_I_Ryzhak@mail.ru*

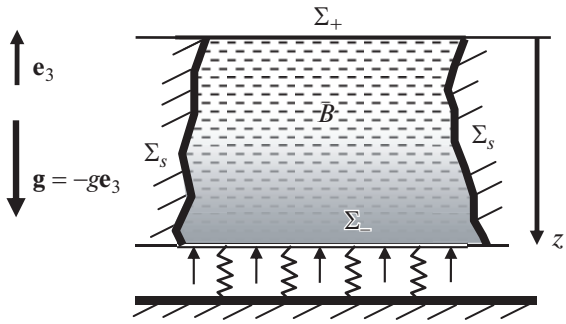

Рис. 1. Исследуемый геомассив.

В частности, выявляется стабилизирующее влияние сдвиговых жесткостей, а также появляется возможность предсказания потери устойчивости (которая может иметь катастрофические последствия) при их уменьшении. Помимо этого, появляется возможность оценки достоверности существующих представлений о характере плотностной и жесткостной стратификации реальных геомассивов с точки зрения соответствия этих представлений условиям устойчивости.

2. ИССЛЕДУЕМЫЙ КЛАСС ГЕОМАССИВОВ

В данной работе рассматривается тот же класс тяжелых стратифицированных геомассивов, что и в работе [4] (но при этом сформулированная во введении цель работы – иная). Опишем этот класс.

Зададим ортонормированный базис $(\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$, причем орт $\mathbf{e}_3$ направлен вертикально вверх (рис. 1). Будем считать, что изучаемый геомассив находится в однородном поле силы тяжести, направленном вертикально вниз ($\mathbf{g} = -g\mathbf{e}_3$) и состоит из непрерывно стратифицированного по глубине твердого упругого геоматериала, занимающего в исследуемом на устойчивость равновесном состоянии область B, представляющую собой некоторую ограниченную подобласть горизонтального плоского слоя. Верхняя граница области Σ_+ (находящаяся на верхней граничной плоскости слоя) предполагается свободной, а боковые границы Σ_s (расположенные в толще слоя) считаются жестко закрепленными. На нижней границе области Σ_- (расположенной на нижней граничной плоскости слоя) ставится силовое граничное условие, а именно: предполагается, что граничные усилия представляют собой комбинацию постоянного давления (равного равновесному давлению в нижней части слоя) и усилия, порождаемого упругой заделкой некоторой конечной жесткости (рис. 1). Силовое граничное условие на нижней границе призвано моделировать реакцию подстилающих слоев. Дополнительно введем вертикальную координату z (отсчетную глубину), нулевое значение которой соответствует свободной поверхности Σ_+ (рис. 1).

Несмотря на то что геоматериал считается твердым (т.е. имеющим ненулевую сдвиговую жесткость), невозмущенное равновесное поле напряжений предполагается гидростатическим (иными словами, имеет место изостазия). Данное предположение не противоречит тому, что инкрементальный отклик материала характеризуется ненулевыми модулями сдвига. По сути, это предположение о процессах, в результате которых сформировалось то состояние, устойчивость которого исследуется. Геоматериал в процессе формирования равновесного состояния мог иметь совершенно другие свойства (например, это мог быть расплав, в дальнейшем застывший и превратившийся в твердый упругий материал). Заметим, что в геофизике предположение об изостазии, т.е. гидростатичности равновесного поля напряжений, является традиционным.

3. КРИТЕРИИ УСТОЙЧИВОСТИ И НЕУСТОЙЧИВОСТИ. ВЫВОД ДОСТАТОЧНОГО УСЛОВИЯ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

Исследование устойчивости и неустойчивости в малом будет основано на известных энергетических критериях [5–7].

Критерием устойчивости является неотрицательность квадратичного функционала второй вариации полной потенциальной энергии (ППЭ) на кинематически допустимых полях малых смещений по отношению к исследуемому на устойчивость равновесному состоянию системы [5–7]. *Критерием неустойчивости является существование таких кинематически допустимых полей малых смещений, на которых вторая вариация ППЭ отрицательна.*

При анализе устойчивости будет использоваться отсчетное описание сплошной среды, причем исследуемое на устойчивость равновесное состояние принимается за отсчетную конфигурацию. Обозначения механических величин близки к обозначениям книг [8, 9], но с использованием системы Гиббса безындексных обозначений тензорных величин.

Пусть $\mathbf{x}$ – радиус-вектор материальной точки в отсчетной конфигурации. Запишем радиус-вектор $\mathbf{r}$ ее текущего положения в следующем виде: $\mathbf{r} = \mathbf{r}(\mathbf{x})$.

В силу гидростатичности невозмущенного отсчетного равновесного состояния плотность и давление в этом состоянии стратифицированы по глубине z:

$$\rho_к = \rho_к(z), \quad p_к = p_к(z), \quad \frac{dp_к}{dz} = \rho_к(z)g. \qquad (3.1)$$

Предполагается, что упругие модули геоматериала (задающие инкрементальное определяющее соотношение) также стратифицированы по глубине.

Инкрементальный упругий закон для напряжений Пиолы относительно гидростатического исходного состояния [8, 9], имеет следующий вид:

$$\begin{gathered}\delta\mathbf{T}_{\text{к}}(\mathbf{x}) = \mathbf{L}(z) : \delta\boldsymbol{\varepsilon} - p_{\text{к}}(z)\mathbf{I}(\mathbf{I} : \nabla_{\text{к}} \otimes \delta\mathbf{r}) + \\ + p_{\text{к}}(z)\nabla_{\text{к}} \otimes \delta\mathbf{r}^T, \\ \delta\mathbf{r}(\mathbf{x}, t) \equiv \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{x}, \\ \delta\boldsymbol{\varepsilon} = \frac{1}{2}(\nabla_{\text{к}} \otimes \delta\mathbf{r} + \nabla_{\text{к}} \otimes \delta\mathbf{r}^T),\end{gathered} \tag{3.2}$$

где $\mathbf{I}$ – единичный тензор второго ранга (ТР(2)). Инкрементальное соотношение для напряжений Коши (выражающее жесткостные свойства материала) задает тензор упругих модулей $\mathbf{L}(z)$ (являющийся тензором четвертого ранга (ТР(4)); он симметричен в силу существования упругого потенциала и гидростатичности начальных напряжений. Дополнительно предполагается, что $\mathbf{L}(z)$ таков, что чисто объемные инкрементальные деформации порождают гидростатические инкрементальные напряжения Коши. Из этого вытекает, что девиаторные инкрементальные деформации порождают девиаторные инкрементальные напряжения Коши и, в силу спектральной теоремы, $\mathbf{L}(z)$ имеет следующий вид [10]:

$$\begin{gathered}\mathbf{L}(z) = \sum_{i=1}^{5} 2G_i(z)\boldsymbol{\Gamma}_i(z) \otimes \boldsymbol{\Gamma}_i(z) + K(z)\mathbf{I} \otimes \mathbf{I}, \\ \boldsymbol{\Gamma}_i(z) : \mathbf{I} = 0, \quad \boldsymbol{\Gamma}_i(z) : \boldsymbol{\Gamma}_j(z) = \delta_{ij},\end{gathered} \tag{3.3}$$

где $K(z)$ – модуль объемного сжатия, $G_i(z)$ – модули, соответствующие девиаторным деформациям, $\boldsymbol{\Gamma}_i(z)$ – нормированные собственные девиаторы.

Пусть симметричный положительно определенный ТР(2) $\mathbf{S}$ задает жесткость упругой заделки на Σ_-. Вторая вариация ППЭ $R\{\delta\mathbf{r}\}$ принимает следующий вид, вытекающий из результатов работ [2, 3]:

$$\begin{gathered}R\{\delta\mathbf{r}\} = \Big\langle \delta\boldsymbol{\varepsilon} : \mathbf{L} : \delta\boldsymbol{\varepsilon} - 2\rho_{\text{к}}g(\nabla_{\text{к}} \cdot \delta\mathbf{r})(\delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3) + \\ + \frac{d\rho_{\text{к}}}{dz} g(\delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3)^2 \Big\rangle_B + \Big\langle \rho_{\text{к}}g(\delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3)^2 \Big\rangle_{\Sigma_+} - \\ - \Big\langle \rho_{\text{к}}g(\delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{e}_3)^2 \Big\rangle_{\Sigma_-} + \langle \delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{S} \cdot \delta\mathbf{r} \rangle_{\Sigma_-},\end{gathered} \tag{3.4}$$

где угловые скобки обозначают интегрирование по отсчетному множеству, указанному справа внизу.

Выведем неравенство, выражающее необходимое условие устойчивости. Пусть поле $\delta\mathbf{r}_*(\mathbf{x})$ является некоторым кинематически допустимым полем инкрементальных смещений, и пусть функционал $\bar{R}\{\delta\mathbf{r}\}$ таков, что

$$\bar{R}\{\delta\mathbf{r}_*\} \geq R\{\delta\mathbf{r}_*\}.$$

Тогда неравенство

$$\bar{R}\{\delta\mathbf{r}_*\} \geq 0 \tag{3.5}$$

является необходимым условием устойчивости.

Конкретизируем величины, входящие в сформулированное условие. Построим функционал $\bar{R}\{\delta\mathbf{r}\}$. Пусть $\Omega \subset B$ и $\delta\mathbf{r}_*\big|_{B\setminus\Omega} \equiv 0$. Определим $\bar{G}$ равенством

$$\bar{G} = \max_{\Omega}(\max_{i}(G_i(z))). \tag{3.6}$$

Тогда, вводя ТР(4) $\mathbf{1}^{\text{dev}}$ (ортогональный проектор на подпространство симметричных девиаторов), получим следующее неравенство:

$$2\bar{G}\delta\boldsymbol{\varepsilon} : \mathbf{1}^{\text{dev}} : \delta\boldsymbol{\varepsilon} + K(z)(\delta\boldsymbol{\varepsilon} : \mathbf{I})^2 \geq \delta\boldsymbol{\varepsilon} : \mathbf{L}(z) : \delta\boldsymbol{\varepsilon}. \tag{3.7}$$

Подставляя левую часть неравенства (3.7) в выражение (3.4), учитывая, что $\delta\boldsymbol{\varepsilon} : \mathbf{I} = \nabla_{\text{к}} \cdot \delta\mathbf{r}$ и выделяя квадрат суммы, получим:

$$\begin{gathered}\bar{R}\{\delta\mathbf{r}_*\} \equiv \Big\langle 2\bar{G}\delta\boldsymbol{\varepsilon}_* : \mathbf{1}^{\text{dev}} : \delta\boldsymbol{\varepsilon}_* + \\ + K\left(\nabla_{\text{к}} \cdot \delta\mathbf{r}_* - \frac{\rho_{\text{к}}g}{K}\delta\mathbf{r}_* \cdot \mathbf{e}_3\right)^2 + \\ + \left(\frac{d\rho_{\text{к}}}{dz} - \frac{\rho_{\text{к}}^2 g}{K}\right) g(\delta\mathbf{r}_* \cdot \mathbf{e}_3)^2 \Big\rangle_{\Omega}.\end{gathered} \tag{3.8}$$

Необходимое условие устойчивости примет следующий вид:

$$\begin{gathered}2\bar{G}\langle \delta\boldsymbol{\varepsilon}_* : \mathbf{1}^{\text{dev}} : \delta\boldsymbol{\varepsilon}_* \rangle_{\Omega} + \\ + \left\langle K(\nabla_{\text{к}} \cdot \delta\mathbf{r}_* - \frac{\rho_{\text{к}}g}{K}\delta\mathbf{r}_* \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_{\Omega} \geq \\ \geq \left\langle \left(\frac{\rho_{\text{к}}^2 g}{K} - \frac{d\rho_{\text{к}}}{dz}\right) g(\delta\mathbf{r}_* \cdot \mathbf{e}_3)^2 \right\rangle_{\Omega}.\end{gathered} \tag{3.9}$$

Заметим, что если величина $\frac{\rho_{\text{к}}^2 g}{K} - \frac{d\rho_{\text{к}}}{dz}$ неположительна во всей области B, то система заведомо устойчива, и поиск необходимого условия устойчивости не имеет смысла. Поэтому будем рассматривать случай, когда на некоторой замкнутой подобласти эта величина строго положительна, что равносильно неравенству

$$\max_{B}\left(\frac{\rho_{\text{к}}^2 g}{K} - \frac{d\rho_{\text{к}}}{dz}\right) > 0. \tag{3.10}$$

В силу предположения о непрерывности распределений $\rho_{\text{к}}(z)$ и $K(z)$, а также о кусочной глад-

кости $\rho_к(z)$, существует подобласть, на которой минимум этой величины не меньше, чем половина максимума; именно эту подобласть примем за область Ω:

$$\min_{\Omega}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right)\geq\frac{1}{2}\max_{B}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right). \tag{3.11}$$

Тогда следствием неравенства (3.9) будет неравенство

$$\begin{gathered}2\bar{G}\left\langle\delta\boldsymbol{\varepsilon}_*:\mathbf{1}^{\mathrm{dev}}:\delta\boldsymbol{\varepsilon}_*\right\rangle_\Omega+\\+\left\langle K(\nabla_к\cdot\delta\mathbf{r}_*-\frac{\rho_к g}{K}\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3)^2\right\rangle_\Omega\geq\\\geq\frac{1}{2}\max_{B}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right)g\left\langle(\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3)^2\right\rangle_\Omega.\end{gathered} \tag{3.12}$$

Для полей, обращающихся в нуль на границе области, справедлива известная формула Кельвина [11], в силу которой

$$\begin{gathered}2\bar{G}\left\langle\delta\boldsymbol{\varepsilon}_*:\mathbf{1}^{\mathrm{dev}}:\delta\boldsymbol{\varepsilon}_*\right\rangle_\Omega=\\=\bar{G}\left\langle\left|\nabla_к\times\delta\mathbf{r}_*\right|^2\right\rangle_\Omega+\frac{4}{3}\bar{G}\left\langle(\nabla_к\cdot\delta\mathbf{r}_*)^2\right\rangle_\Omega.\end{gathered} \tag{3.13}$$

Потребуем, чтобы поле $\delta\mathbf{r}_*(\mathbf{x})$ дополнительно удовлетворяло равенству

$$\begin{gathered}\nabla_к\cdot\delta\mathbf{r}_*=\frac{\rho_к g}{K}\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3\Rightarrow\\\Rightarrow(\nabla_к\cdot\delta\mathbf{r}_*)^2\leq\max_{\Omega}\left(\frac{\rho_к^2 g^2}{K^2}\right)(\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3)^2.\end{gathered} \tag{3.14}$$

Такие поля существуют; в частности, таким является поле

$$\begin{gathered}\delta\mathbf{r}_*(\mathbf{x})=\nabla f\times\mathbf{e}_2+\frac{\rho_к g}{K}f\mathbf{e}_1,\\f\big|_{\partial\Omega}=0,\quad\nabla_к f\times\mathbf{e}_2\big|_{\partial\Omega}=0.\end{gathered} \tag{3.15}$$

Учитывая (3.13) и (3.14), деля затем обе части неравенства (3.12) на положительную величину $\frac{1}{2}g\left\langle(\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3)^2\right\rangle_\Omega$, *получим окончательно необходимое условие устойчивости в следующем виде*:

$$\bar{G}\geq\frac{\max\limits_{B}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right)}{\frac{2}{g}\left(\frac{\left\langle\left|\nabla_к\times\delta\mathbf{r}_*\right|^2\right\rangle_\Omega}{\left\langle(\delta\mathbf{r}_*\cdot\mathbf{e}_3)^2\right\rangle_\Omega}+\frac{4}{3}\max\limits_{\Omega}\left(\frac{\rho_к g}{K}\right)^2\right)}. \tag{3.16}$$

В работе [4] были получены следующие *достаточные условия устойчивости* рассматриваемой системы:

$$\begin{gathered}\frac{d\rho_к}{dz}(z)-\frac{(\rho_к(z))^2 g}{K(z)+\frac{1}{3}\underline{G}(z)}\geq 0,\quad\forall z;\\\delta\mathbf{r}\cdot\mathbf{S}\cdot\delta\mathbf{r}\geq\rho_к(l_3)g(\delta\mathbf{r}\cdot\mathbf{e}_3)^2.\end{gathered} \tag{3.17}$$

Второе неравенство в (3.17) означает, что упругая заделка на Σ_- должна иметь жесткость не меньше той, которая компенсирует “провисание” нижней части слоя. Если область B не выходит на нижнюю граничную плоскость слоя (т.е. нулевые граничные условия ставятся на $\partial B\backslash\Sigma_+$), то второго условия просто нет, а если считать, что имеется подстилающий слой, и на Σ_- имеется скачок плотности, то второе условие сводится к тому, что $\rho_к(l_3+0)\geq\rho_к(l_3-0)$ (отсутствие инверсии плотности). Будем считать, что второе неравенство в (3.17) выполнено.

Первое неравенство в (3.17) устанавливает диапазон значений $\frac{d\rho_к}{dz}$, достаточных для устойчивости. Заметим, что это неравенство выполняется только при $\frac{d\rho_к}{dz}>0$ (хотя устойчивость может иметь место и при $\frac{d\rho_к}{dz}<0$). Преобразуем это неравенство к виду, позволяющему сопоставлять его с полученным необходимым условием (3.16):

$$\frac{d\rho_к}{dz}-\frac{\rho_к^2 g}{K+\frac{1}{3}\underline{G}}\geq 0\Leftrightarrow\underline{G}\geq 3\frac{K}{\frac{d\rho_к}{dz}}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right),\ \forall z. \tag{3.18}$$

Пусть

$$\underline{\underline{G}}\equiv\min_{B}\underline{G},\quad\bar{K}\equiv\max_{B}K. \tag{3.19}$$

Тогда более сильное неравенство (т.е. *более грубое достаточное условие*) принимает следующий вид:

$$\underline{\underline{G}}\geq 3\frac{\bar{K}}{\min\limits_{B}\left(\frac{d\rho_к}{dz}\right)}\max_{B}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right). \tag{3.20}$$

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заметим, что для объемно-упругих геоматериалов необходимое и достаточное условие устойчивости совпадают между собой [1–3] и равносильны следующему неравенству:

$$\max_{B}\left(\frac{\rho_к^2 g}{K}-\frac{d\rho_к}{dz}\right)\leq 0. \tag{4.1}$$

Очевидно, что устойчивость объемно-упругого геомассива (который характеризуется нулевой сдвиговой жесткостью) влечет за собой заведомую устойчивость среды с ненулевой сдвиговой

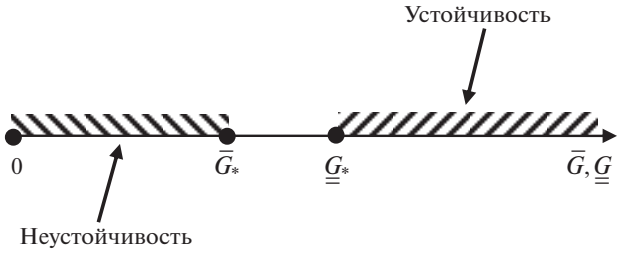

Рис. 2. Диапазоны устойчивости и неустойчивости.

жесткостью. С точки зрения анализа устойчивости *интерес представляет случай, когда соответствующая среда с нулевой сдвиговой жесткостью неустойчива (т.е. неравенство* (4.1) *нарушено), а при наличии сдвиговой жесткости устойчива (стабилизирующее влияние сдвиговой жесткости).* Ответ на вопрос, при каких значениях сдвиговой жесткости это имеет место, дает как неравенство (3.18), так и более грубое достаточное условие (3.20), имеющее форму, удобную для сравнения с необходимым условием устойчивости (3.16).

Учитывая тот факт, что сдвиговая жесткость геоматериала под влиянием тех или иных физических процессов может уменьшаться, *очень важно выяснить, при каких конечных значениях сдвиговой жесткости система перестает быть устойчивой. Ответ на этот вопрос дает необходимое условие устойчивости* (3.16), *нарушение которого является достаточным условием неустойчивости.* Заметим, что в (3.16) правая часть неравенства не зависит от распределения сдвиговых жесткостей в среде. Отсюда сразу же следует, что уменьшение сдвиговых жесткостей (влекущее за собой уменьшение $\bar{G}$) в итоге приведет к нарушению (3.16), что будет свидетельствовать об уже произошедшей потере устойчивости. Соотношение между диапазонами заведомой устойчивости и заведомой неустойчивости иллюстрирует рис. 2.

Подчеркнем следующее: несмотря на то что полученное необходимое условие устойчивости сильно отличается от полученного ранее достаточного условия, эти условия при стремлении всех сдвиговых жесткостей к нулю смыкаются друг с другом и в пределе сводятся к одному и тому же необходимому и достаточному условию устойчивости для объемно-упругого геомассива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рыжак Е.И., Мухамедиев Ш.А., Синюхина С.В.* Условия и механизмы возникновения гравитационной неустойчивости слоистых объемно-упругих геомассивов // Физика Земли. 2016. № 6. С. 4–20. https://doi.org/10.7868/S0002333716060090
2. *Мухамедиев Ш.А., Рыжак Е.И., Синюхина С.В.* Об устойчивости двуслойной системы неоднородных тяжелых сжимаемых жидкостей // Прикладная математика и механика. 2016. Т. 80. Вып. 3. С. 375–385. https://elibrary.ru/item.asp?id=27175018
3. *Ryzhak E.I., Mukhamediev Sh.A., Sinyukhina S.V.* Conditions of Stability and Instability for a Pair of Arbitrarily Stratified Compressible Fluids in an Arbitrary Nonuniform Gravity Field // International Journal of Non-Linear Mechanics. 2017. V. 96C. P. 36–45. https://doi.org/10.1016/j.ijnonlinmec.2017.08.002
4. *Рыжак Е.И., Синюхина С.В.* Об устойчивости стратифицированных упругих геосистем в поле силы тяжести // ДАН. 2019. Т. 489. № 3. С. 298–302.
5. *Knops R.J., Wilkes E.W.* Theory of Elastic Stability // Handbuch der Physik. V.6a/3. Berlin: Springer–Verlag, 1973.
6. *Hill R.* On Uniqueness and Stability in the Theory of Finite Elastic Strain // J. Mech. Phys. Solids. 1957. V. 5. P. 229–241.
7. *Лурье А.И.* Нелинейная теория упругости. М.: Наука, 1980. 512 с.
8. *Truesdell C.* A First Course in Rational Continuum Mechanics. Baltimore, Maryland: J. Hopkins Univ., 1972.
9. *Truesdell C., Noll W.* The Non-linear Field Theories of Mechanics // Handbuch der Physik V.III/3. Berlin: Springer–Verlag, 1965. 602 p.
10. *Рыхлевский Я.* О законе Гука // Прикладная математика и механика. 1984. Т. 48. Вып. 3. С. 420–435.
11. *Gurtin M.* The Linear Theory of Elasticity // Handbuch der Physik. V.6a/2. Berlin: Springer–Verlag, 1972. P. 1–295.

ON UNSTABLE ISOSTATIC STRATIFICATIONS OF HEAVY GEOMASSES

E. I. Ryzhak[a,#] and S. V. Sinyukhina[a]

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

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

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko May 28, 2021

The conditions for the onset of instability of stratified heavy geomasses are analytically investigated in the work. The geomaterial forming a geomass is supposed to be elastic and to possess both bulk and shear stiffnesses. The unperturbed equilibrium state of the geomass is isostatic, i.e., characterized by hydrostatic stress field. The depth stratification of density and elastic properties of geomaterial is considered as continuous. The characteristics of stratifications of elastic and density parameters, that surely lead to the onset of instability, are obtained. The obtained sufficient conditions for instability are compared with obtained earlier by the authors the sufficient conditions for stability. Possible geophysical applications of the results are considered.

Keywords: heavy stratified geomasses, isostatic equilibrium state, elastic geomaterials, stability, instability

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 58–63

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 551.24

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПОСЛЕДУЮЩИЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ

© 2021 г. А. В. Лухнёв[1,*], В. А. Саньков[1, 2], А. И. Мирошниченко[1], А. В. Саньков[1], Л. М. Бызов[1]

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 14.05.2021 г.
Поступило 15.05.2021 г.
После доработки 16.05.2021 г.
Принято к публикации 17.05.2021 г.

Проведен анализ полученных результатов измерений на пунктах GPS-сети юго-западного участка Байкальской рифтовой системы за период с 1994 по 2020 г. и впервые установлена пространственная взаимосвязь между сейсмическими событиями и скоростями тектонических деформаций. Рассчитано поле скоростей современных горизонтальных движений и деформаций для территорий Тункинской, Южно-Байкальской и Хубсугульской впадин. Определены параметры полюса вращения Сибирского блока. Общая геодинамическая обстановка западного фланга Байкальской рифтовой системы характеризуется низкими горизонтальными скоростями в пределах 0.5–1.4 мм год$^{-1}$. На основе расчетов относительных деформаций впервые выделены контрастные зоны дилатации в Быстринской и Хубсугульской тектонических впадинах, в которых на фоне общего растяжения выделяются узкие участки с “небайкальским” типом направлений деформационных процессов, где накапливаются тектонические напряжения, разрядка которых приводит к землетрясению.

Ключевые слова: геодинамика, скорость относительных деформаций, GPS, кинематика, деформационный анализ

DOI: 10.31857/S2686739721090139

Тункинская система впадин является составной частью Байкальской рифтовой системы (БРС) и имеет субширотное простирание на фоне общего северо-восточного положения большинства впадин.

По сейсмологическим данным и реконструкциям палеонапряжений ось растяжения в центральной части БРС имеет СЗ-направление и располагается практически перпендикулярно оси рифтовой системы, а на ЮЗ-фланге она ориентирована косо к простиранию структур. С.И. Шерман, Ю.И. Днепровский [1] предполагали различные модели формирования Тункинской системы впадин: как зарождающийся трансформный разлом типа рифт–рифт [2] с левосторонней кинематикой смещений и система впадин пул-апарт [3–5]. Известны данные о палеосейсмодислокациях в Тункинской системе впадин, имеющих сдвиговую и взбросо-сдвиговую кинематику [6]. Нами фиксировались деформации в кайнозойских образованиях (осадках и вулканитах), характеризующие сдвиговые и взбросо-сдвиговые режимы напряжений [7, 8]. Сейсмотектонические деформации, рассчитанные В.И. Мельниковой [9] по фокальным механизмам землетрясений для ЮЗ-фланга, показывают преобладание транспрессионных и сдвиговых режимов деформирования в современный период.

Оценки современных тектонических деформаций были получены ранее для Байкальского региона в целом [10], но исследования последних лет и участившаяся сейсмическая активность 2020–2021 гг. дали возможность получить более точные амплитуды и направления современных движений для юго-западной части БРС.

На 2021 г. Байкало-Монгольский GPS-полигон насчитывает около 150 станций, 6 из них работают в постоянном режиме. Западная часть геодинамического полигона покрывает краевые части блока Сибирской платформы, Окинский, Хамар-Дабанский и Забайкальский блоки и впадину оз. Хубсугул (рис. 1).

[1] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
[2] *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
**E-mail: loukhnev@crust.irk.ru*

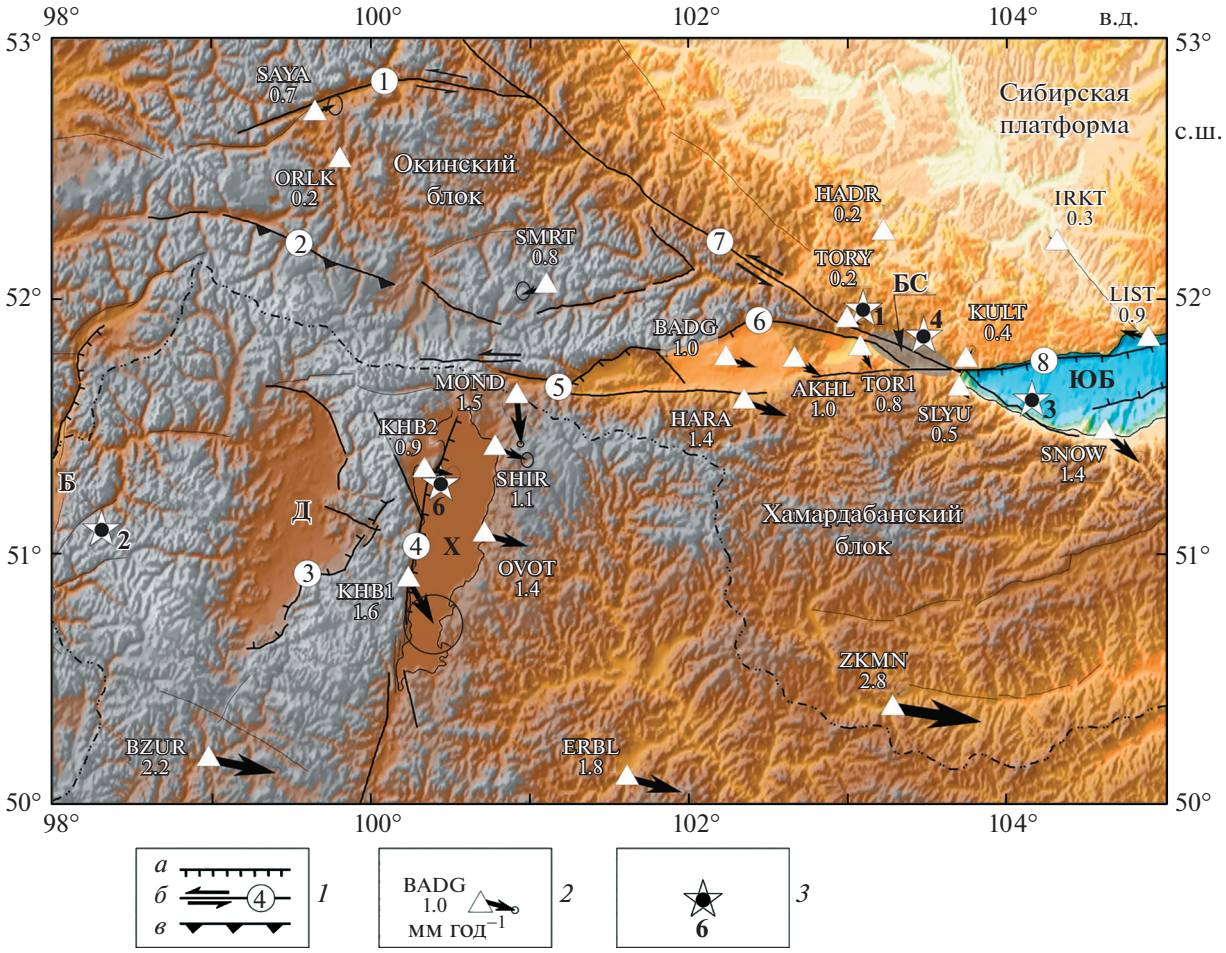

Рис. 1. Поле скоростей современных горизонтальных движений земной поверхности юго-западного фланга БРС по данным GPS-измерений за период с 1994 по 2020 г. относительно Сибирского блока. *1* – активные разломы (*а* – сбросы, *б* – сдвиги, *в* – взбросы); *2* – векторы современных горизонтальных движений с 95%-вероятностью (мм год$^{-1}$); *3* – эпицентры землетрясений за период GPS-измерений (1 – 29.06.1995 г. *M*w = 5.8; 2 – 27.04.2005 г. *M*w = 5.3; 3 – 27.08.2008 г. *M*w = 6.3; 4 – 21.09.2020 г. *M*w = 5.4; 5 – 09.12.2020 г. *M*w = 5.5; 6 – 11.01.2021 г. *M*w = 6.7). Буквами обозначены рифтовые впадины: Б – Бусийнгольская, Д – Дархатская, Х – Хубсугульская, ЮБ – Южно-Байкальская, БС – Быстринская. Цифрами обозначены активные разломы: 1 – Окино-Жомболокский, 2 – Южно-Окинский, 3 – Дархатский, 4 – Хубсугульский, 5 – Байкало-Мондинский, 6 – Тункинский, 7 – Главный Саянский, 8 – Обручевский, 9 – Приморский.

Для станций постоянного мониторинга Байкало-Монгольской GPS-сети дополнительно рассчитано атмосферное влагосодержание [11] для определения влияния тропосферной задержки на зашумленность сигнала [12].

Скорости и их приращения движений GPS пунктов были получены в результате обработки измерений с использованием программного пакета GAMIT-GLOBK [13]. Основные шаги и философия расчетов опубликованы в работе [14]. Конечный результат представляет собой набор трехмерных координат, скоростей и их приращений, выраженных в ITRF2014 [15].

Горизонтальные скорости станций (рис. 1) представлены относительно Сибирского блока (BAYA; ORLK; IRKT; HADR; KSTU; NVSK), полюс вращения которого определен нами как широта 53.107° ± 0.068°, долгота – 99.793° ± 0.024°, ω = 0.249282° ± 0.000114° /млн лет.

Основной чертой кинематики движений этой территории за весь период измерений является юго-восточное направление векторов движения GPS-пунктов относительно Сибирского блока. В Забайкалье горизонтальные скорости достигают 2.3–2.8 мм год$^{-1}$ (рис. 1). Для Главного Саянского разлома скорость относительных сдвиговых смещений составляет от 0.1 мм год$^{-1}$ (SLYU-KULT) до 0.3 мм год$^{-1}$ (TORY-TOR1) при левосдвиговой характеристике, а для Тункинского разлома растяжение поперек его центрального сегмента составляет 0.8–1.4 мм год$^{-1}$.

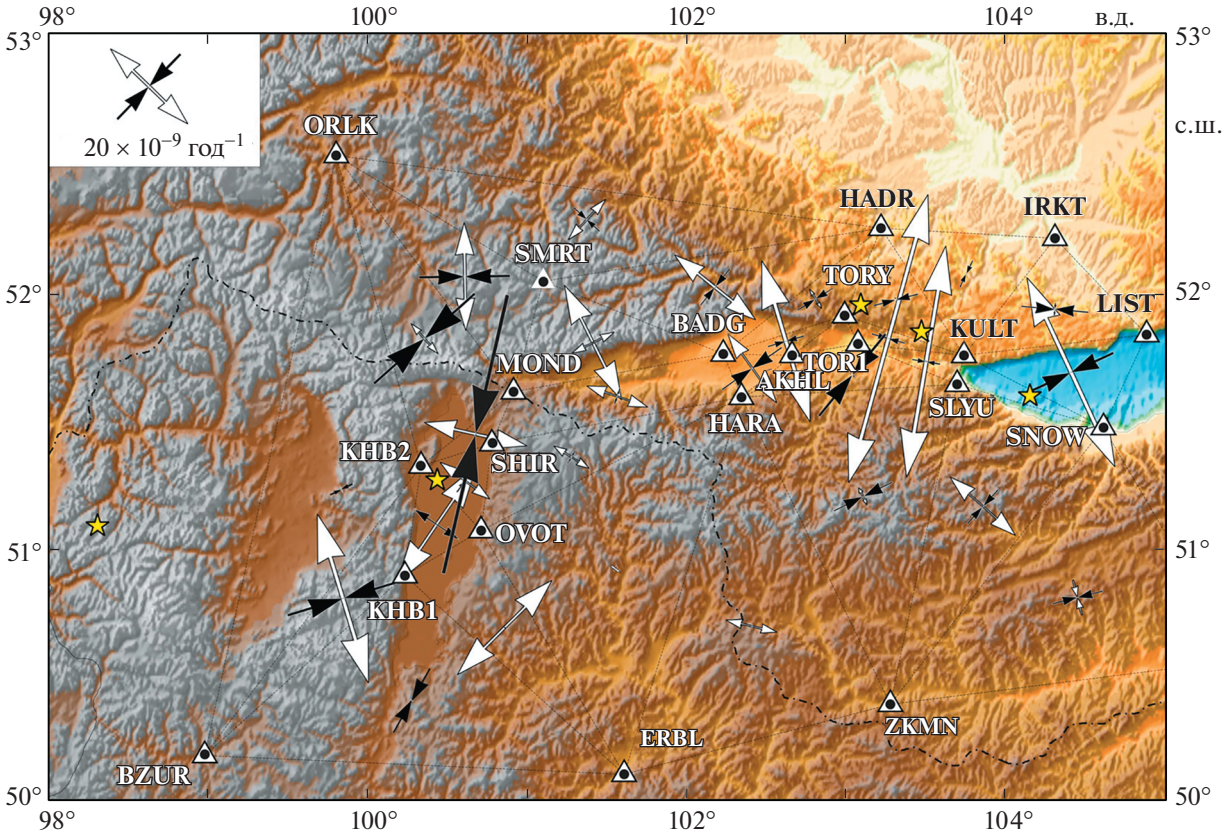

Рис. 2. Поле скоростей относительных деформаций земной поверхности юго-западного фланга БРС по данным GPS-измерений за 1994–2020 гг. Черные стрелки – оси укорочения, белые – оси удлинения. Звездами обозначены эпицентры землетрясений *M*w ≥ 5.3 за полный период GPS-измерений.

В поле скоростей относительных деформаций выделяются области преобладания СЗ–ЮВ-растяжения в Южно-Байкальской впадине, достигающие 3.3×10^{-8} год$^{-1}$ (рис. 2). На юго-восточном сегменте Главного Саянского разлома, в зоне проявления косейсмических и постсейсмических движений района Култукского землетрясения, скорости относительного растяжения в субмеридиональном направлении возрастают до $4–7 \times 10^{-8}$ год$^{-1}$. В восточной части Тункинской системы впадин СЗ-растяжение сочетается с СВ-сжатием. Явное превалирование горизонтального сжатия отмечается на севере и юге Хубсугульской впадины. В целом заметна тенденция к развороту оси сжатия от С–СВ на западе территории до СВ-простирания на востоке. В пределах внутренних частей блоков скорости деформаций, как правило, уменьшаются до единиц 10^{-9} год$^{-1}$.

Ранее проведенные деформационные расчеты в районе Быстринской впадины [12] показывали режим косого сжатия в СВ-направлении по отношению к Главному Саянскому разлому ($\varepsilon_1 = 11.3 \pm 5.4$; $\varepsilon_2 = -21.3 \pm 3.7 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$; $\theta = 29.9° \pm 5.7°$). Возможно, смена режимов деформации на данном участке привела к накоплению тектонических напряжений, реализовавшихся в сейсмическом событии 21.09.2020 г.

Преобладающие значения оси укорочения ($\varepsilon_2 = -59.9 \pm 5.3 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$) над осью удлинения ($\varepsilon_1 = 22.1 \pm 6.8$ год$^{-1} \times 10^{-9}$ год$^{-1}$) и направлением на северо-восток $\theta = 12.9° \pm 2.9°$. выявлены в северной части Хубсугульской впадины (MOND-KHB2-SHIR). В противоположность этому, в южной части впадины ось укорочения имеет минимальные значения $\varepsilon_2 = 0.3 \pm 2.5 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$, а ось удлинения характеризуется СВ-ориентировкой $\theta = 34.2° \pm 3.9°$ при $\varepsilon_1 = 29.6 \pm 10.13 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$ (KHB2-OVOT-KHB1). Значения оси укорочения в северной части сопоставимы с осью удлинения в южной части Хубсугульской впадины. Такое оппозиционное положение осей приводит к накоплению тектонических напряжений и, как следствие, сейсмической разрядке, произошедшей 11.01.2021 г.

Ось укорочения в Южно-Байкальской впадине имеет СВ-направление $\theta = 65.1° \pm 2.0°$ при средних значениях $\varepsilon_2 = -19.7 \pm 1.9 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$

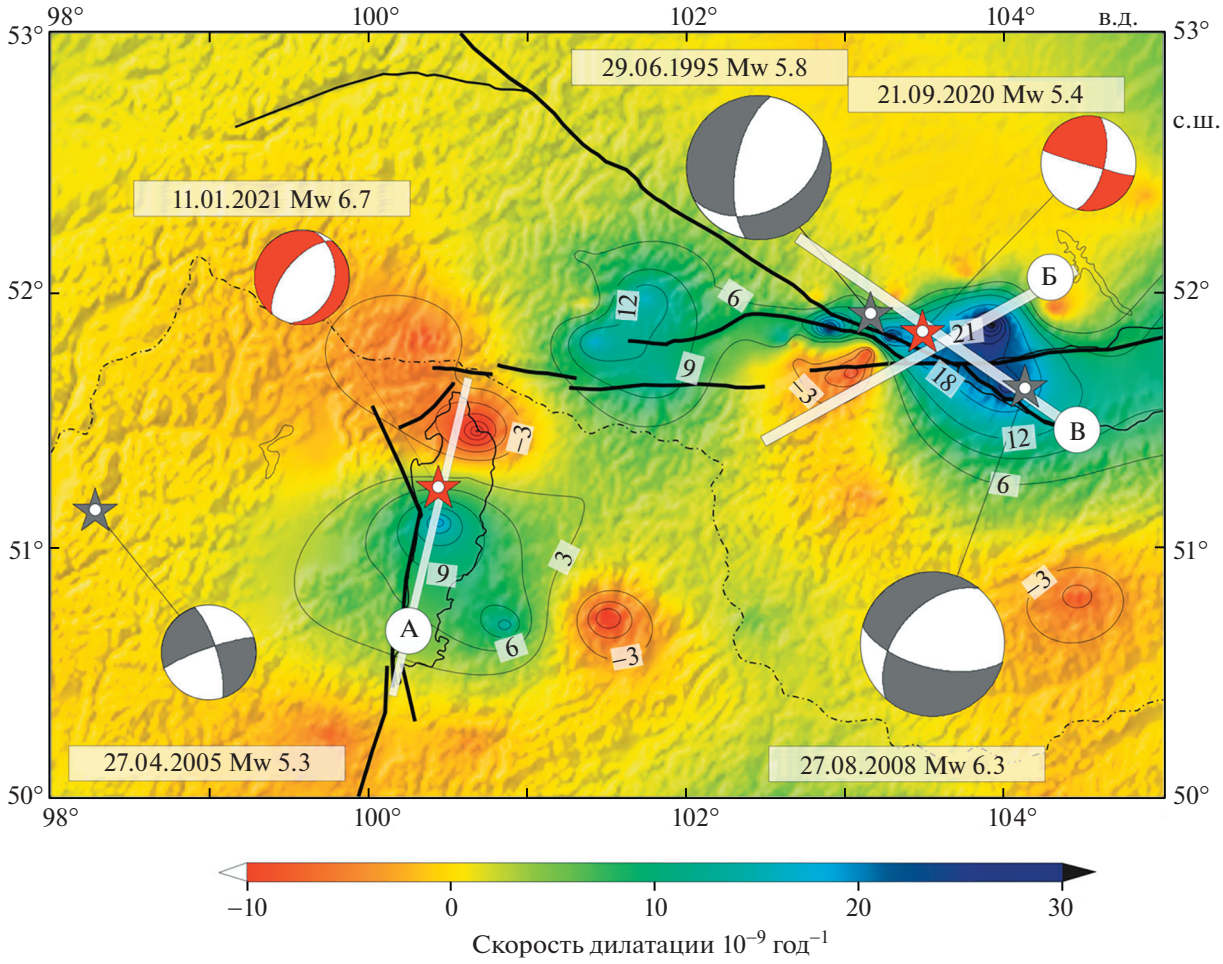

Рис. 3. Скорости дилатации земной поверхности юго-западного фланга БРС по данным GPS-измерений с 1994 по 2020 г. Бело-серыми полусферами показаны механизмы очагов землетрясений, предшествующие сейсмоактивному периоду 2020 г., бело-красные полусферы – сейсмические события ощутимых землетрясений конца 2020 г.–начала 2021 г. (решения механизмов взяты с USGS [16]); А, Б, В – профили дилатации.

(LIST-KULT-SNOW), в то время как ось удлинения доминирует с магнитудой $\varepsilon_1 = 43.7 \pm 4.0$ (Байкальский тип). Резкое изменение направлений осей удлинения на СВ приурочено к районам Быстринской впадины, где 29.06.1995 и 21.09.2020 г. произошли землетрясения с *M*w > 5. Следует отметить, что значения осей удлинения на порядок выше, чем на сопредельной территории, и достигают $\varepsilon_1 = 62.7 \pm 7.6 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$ при азимуте 15.4° ± 3.1°.

На основе скоростей горизонтальных перемещений были рассчитаны скорости дилатации (рис. 3). Анализ показал, что области максимальных скоростей увеличения площади приурочены к окончанию Южно-Байкальской впадины, центральной части Хубсугульской впадины (ближе к западному борту) и на западной окраине Тункинской впадины. Максимальные скорости дилатации наблюдаются и в районе Быстринской впадины.

В узких зонах между низкими (от -5×10^{-9} год$^{-1}$) и высокими значениями (до 25×10^{-9} год$^{-1}$) дилатации вдоль Быстринской впадины (рис. 3 профиль Б), в районе сочленения Тункинского и Главного Саянского разломов, оси удлинения меняют свою ориентировку на северо-восточную (θ = 9°–15°) при максимальных значениях осей укорочения $\varepsilon_2 = -7.3 \pm 1.3$ и удлинения $\varepsilon_1 = 62.7 \pm$ $\pm 6.6 \times 10^{-9}$ год$^{-1}$ (KULT-TOR1-TORY).

Десятилетние измерения пунктов SLYU и KULT, расположенных на разных плоскостях Главного Саянского разлома, показали, что они перемещались с одинаковой скоростью. Дифференцированные движения между ними проявились во время и после землетрясения. Косейсмические и постсейсмические движения, вызванные землетрясением, сформировали аномальную зону деформаций с осью максимального удлине-

ния, направленной субмеридионально (рис. 2). На окраине этой зоны сформировался очаг Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. (Mw = 5.4).

Характерной особенностью расположения эпицентров крупных землетрясений (с Mw > 5): Култукского, Быстринского, Хубсугульского в 2020–2021 гг. является их концентрация в узких зонах между максимальными и минимальными значениями дилатации (рис. 3).

Можно предположить, что тригерром к сейсмическому событию такого класса послужил резкий переход от положительной дилатации к ее отрицательным значениям на небольшой территории. Это привело к значительным напряжениям в верхней части литосферы за достаточно короткое время, когда земная кора "не успела" адаптироваться к деформационным нагрузкам, т.е. хрупкие деформации не успели перейти в пластические.

Менее выраженные параметры дилатации отмечаются в Хамардабанском блоке к югу от Быстринской впадины, в южной части Прихубсугулья, на юге Иркутского амфитеатра Сибирской платформы и в Забайкальском блоке.

На фоне общего растяжения рифтовых впадин выделяются узкие участки с "небайкальским" типом направлений деформационных процессов, где накапливаются тектонические напряжения, разрядка которых, отчасти, приводит к землетрясению.

БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты получены с использованием оборудования Центров коллективного пользования "Ангара" http://ckp-rf.ru/ckp/3056/ и "Геодинамика и геохронология" http://crust.irk.ru/industry/analytics.html

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа проведена при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 21-55-53019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1989. 158 с.
2. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 454–464.
3. *Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г.* Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С. 80–91.
4. *Леви К.Г.* Кинематика раскрытия впадин Байкальской рифтовой зоны в свете плитотектонических концепций / Современная геодинамика и сейсмичность Байкальского региона. Иркутск. 1997. С. 84–108.
5. *Полянский О.П., Добрецов Н.Л.* Модель развития осадочного бассейна типа пул-апарт // ДАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 368–373.
6. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 587–602.
7. *San'kov V.A., Miroshnitchenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic Stress Field Evolution in the Baikal Rift Zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine. 1997. V. 21(2). P. 435–455.
8. *Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В.* Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28.
9. Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia / Eds-in-chief V.I. Dzhurik and T. Dudarmaa. Ulaanbaatar-Irkutsk: DDC 551.1, C-73 /ISBN 99929-82-30-0. 2004. 315 p.
10. *Lukhnev A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., et al.* GPS-measurements of Recent Crustal Deformation in the Junction Zone of the Rift Segments in the Central Baikal Rift System // Russian Geology and Geophysics. 2013. T. 54. №. 11. C. 1417–1426. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.010
11. *Lukhneva O.F., Dembelov M.G., Lukhnev A.V.* The Determination of Atmospheric Water Content from Meteorological and GPS Data // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. № 4. P. 545–553. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0222
12. *Дембелов М.Г., Лухнева О.Ф., Лухнев А.В.* Определение тропосферной рефракции над пунктами наблюдения IRKM (Иркутск), ULAZ (Улан-Удэ) и BADG (Бадары) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1205–1215. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0391
13. *Herring T.A., King R.W., McClusky S.C.* Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.7 / T. Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 2018.
14. *Lukhnev A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., et al.* GPS Rotation and Strain Rates in the Baikal–Mongolia Region //Russian Geology and Geophysics. 2010. T. 51. №. 7. C. 785–793. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.06.006
15. *Altamimi Z., Metivier L., Rebishung P., Xavier C.* ITRF2014 Plate Motion Model // Geophysical Journal International. 2017. V. 209 (3). P. 1906–1912. https://doi.org/10.1093/gji/ggx136
16. http://earthquake.usgs.gov/

TECTONIC DEFORMATIONS AND SUBSEQUENT SEISMIC EVENTS ON THE SOUTHWESTERN BAIKAL RIFT SYSTEM FLANK FROM GPS DATA

A. V. Lukhnev[a,#], V. A. Sankov[a, b], A. I. Miroshnichenko[a], A. V. Sankov[a], and L. M. Byzov[a]

[a] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

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

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

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev May 14, 2021

We had analyzed the resulted data of measurements at GPS network in the south-western of the Baikal rift system part for the period from 1994 to 2020. The spatial link between seismic events and tectonic strain rates was estimated. The velocity field and strain rates are calculated for the Tunka, South Baikal, and Khubsugul areas. The rotation pole of the Siberian block was defined. The main geodynamics of the western flank of the Baikal rift system is characterized by low horizontal velocities in the range of 0.5–1.4 mm yr^{-1}. We identified contrasting zones of dilatation in the Bystrinskaya and Khubsugul tectonic depressions where the background tectonic extension regime has been determined by narrow areas with the "non–Baikal" type of directions of deformation processes to causes an earthquake event, for the first time.

Keywords: geodynamics, relative strain rate, GPS, kinematics, deformation analysis

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 64–69

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 546.36 (268.45+268.52)

ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ^{134}Cs В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ (1960–2020 гг.)

© 2021 г.
Академик РАН Г. Г. Матишов[1, 2], Г. В. Ильин[1], И. С. Усягина[1,*]

Поступило 08.02.2021 г.
После доработки 17.05.2021 г.
Принято к публикации 18.05.2021 г.

Дана оценка роли короткоживущего радионуклида ^{134}Cs в формировании радиоэкологического фона в морских бассейнах Арктики. Проанализированы материалы многолетних наблюдений ММБИ РАН по содержанию ^{134}Cs в морской среде и береговой зоне Западной Арктики, включая высокоширотные архипелаги. Показаны уровни его активности в почве, лишайниках, водорослях, рыбе, морской воде и донных отложениях. Исследуются географические особенности распространения ^{134}Cs в морской и прибрежной среде. Указаны очевидные и потенциальные источники поступления этого радиоизотопа в морские экосистемы полярных морей. Констатируются относительно редкая встречаемость ^{134}Cs в спектре радиоактивного загрязнения в настоящее время и его низкая удельная активность. Короткий период полураспада делает ^{134}Cs маркером недавних поступлений радиоактивных загрязнений, к примеру, с выбросами АЭС “Фукусима-1” и местных локальных источников. Местными действующими источниками могут быть объекты инфраструктуры атомного флота и ледники высокоширотных архипелагов. Обнаружение ^{134}Cs в некоторых пробах современных донных осадков внешнего шельфа и фьордов Шпицбергена обусловлено выносом ранее накопленных радионуклидов при таянии выводных ледников. Показан современный фон удельной активности ^{134}Cs в экосистемах морей арктического шельфа, превышение которого требует незамедлительных исследований и поиска его источников.

Ключевые слова: радиоактивность, морская среда, донные осадки, источники радиации

DOI: 10.31857/S2686739721090140

Короткоживущие радиоактивные элементы ^{60}Co, ^{134}Cs, ^{152}Eu, ^{154}Eu в среде и биоте арктических морей имеют ограниченное распространение, регистрируются эпизодически и привязаны к определенным отрезкам истории атомных испытаний и инцидентов [1]. В Баренцевом и Карском морях у мест сброса радиоактивных отходов, на расстоянии 5–70 км в морских грунтах, макрофитах, моллюсках удельные активности радиоизотопов, как правило, на один-два порядка выше, чем в аккумулирующих желобах морского шельфа.

Закономерно, что ^{137}Cs и ^{90}Sr, у которых период полураспада около 30 лет, распространены в Арктике повсеместно в постъядерную эпоху. Напротив, ^{134}Cs с периодом полураспада около двух лет – крайне редкий элемент в морской и наземной среде. Его активности в морской воде малы и при наблюдениях в 2012–2018 гг. чаще всего были ниже предела обнаружения (<0.2 Бк/м^3). Это обстоятельство затрудняет определение источников и объемов его эмиссии.

Цель работы – исследовать роль короткоживущих радионуклидов в формировании общего радиоэкологического фона в среде и биоте арктических морей России, провести анализ географических особенностей распространения ^{134}Cs, показать источники этого редко встречающегося в морской и прибрежной среде изотопа. Задача исследования – выявить и показать местные и трансграничные миграции радиоактивного вещества, базируясь на результатах анализов образцов почвы, лишайников, водорослей, зообентоса, рыб, морской воды, донных отложений. Материал для изучения собран Мурманским морским биологическим институтом Российской академии наук (ММБИ РАН) в течение 30-летнего периода экспедиций на высокоширотные архипелаги Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, в заливы и губы Кольского полуострова, в ключевые районы шельфа Баренцева, Белого, Карского морей (рис. 1).

[1] *Мурманский морской биологический институт Российской академии наук, Мурманск, Россия*
[2] *Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук, Ростов-на-Дону, Россия*
**E-mail: usjagina@mmbi.info*

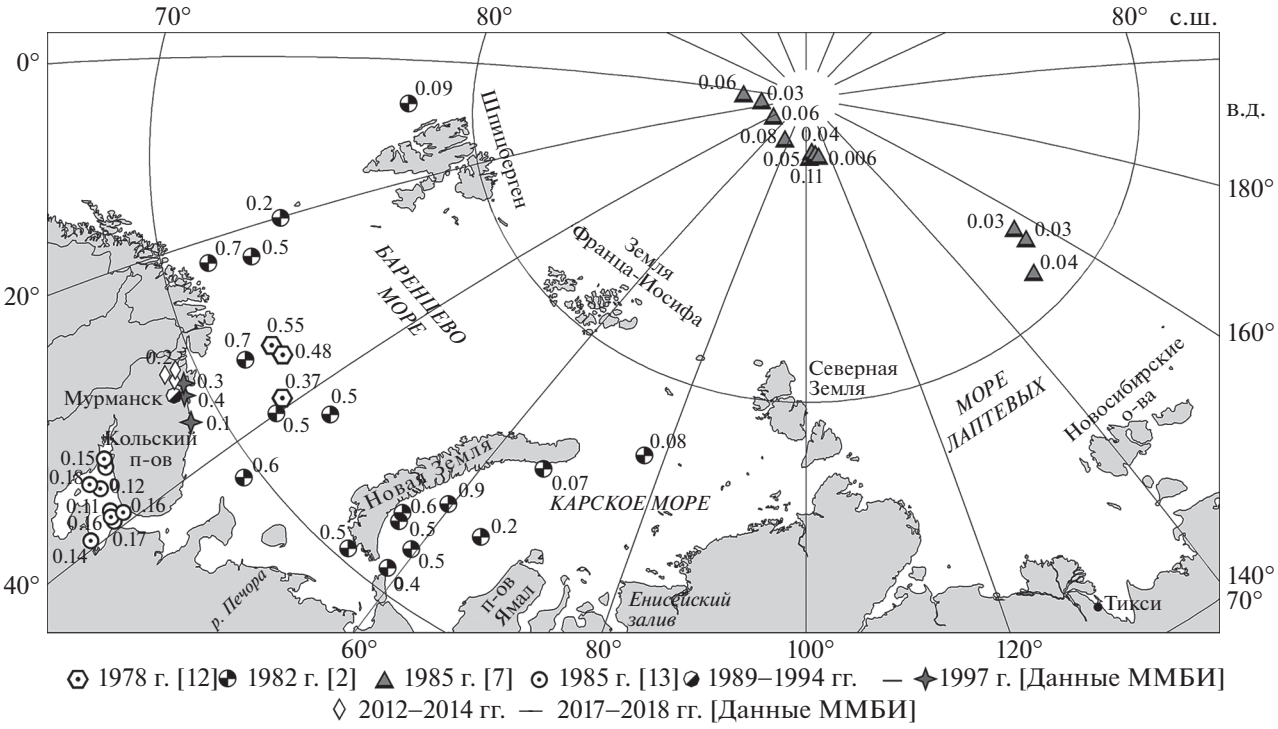

Рис. 1. Карта распределения объемной активности ^{134}Cs в водах арктического бассейна (Бк/м^3), 1978–2018 гг.

Радиометрический анализ проб выполнен в лаборатории ММБИ РАН. Измерения проводили на спектрометрах гамма-излучения “InSpector-2000”, гамма- и рентгеновского излучения “b13237” (“Canberra”, США). Спектры проанализированы с помощью программного обеспечения Cenie-2000.

Ядерные взрывы. Долгоживущие искусственные радионуклиды, такие как ^{137}Cs, ^{90}Sr, ^{239,240}Pu появились в Арктике после ядерных испытаний в воздушной и морской среде, сбросов радиоактивных отходов, переноса их морскими течениями и стоками сибирских рек. Максимум ядерных испытаний и радиоактивных выбросов на новоземельском атомном полигоне приходится на 1954–1958 и 1961–1962 гг. В губе Черной даже в 1991 г. в донных отложениях сохранялась на высоком уровне удельная активность ^{239,240}Pu, ^{241}Am, ^{60}Co, ^{137}Cs (1.148; 3000; 618 и 1450 Бк/кг сухого осадка соответственно) [1]. В водах Баренцева и Карского морей ^{134}Cs был обнаружен в небольших количествах с начала выбросов радиоактивного материала в атмосферу (в тропосферу и стратосферу) [1, 2].

После запрета в 1963 г. ядерных испытаний в атмосфере наметилась тенденция снижения загрязнения арктических морей.

Стоки и трансграничный перенос. Стоки западноевропейских и сибирских радиохимических заводов вызвали в 1970–1980 гг. рост загрязнения вод Карского, Баренцева и Норвежского морей. Это повышение в основном определялось переносом стоков западноевропейских заводов “Селлафилд” и “Ла-Хаг” [3]. В Ирландском море вблизи мест сброса загрязненных отходов в 1960–1990 г. объемная активность ^{137}Cs в поверхностных водах достигала 200–210 Бк/м^3. В донных отложениях моря в начале 1990 гг. также отмечалась высокая удельная активность техногенных радиоизотопов: ^{137}Cs – до 400 Бк/кг и ^{90}Sr – до 250 Бк/кг [4, 5]. Радиоактивный шлейф из Западной Европы пересекал шельф Баренцева моря и через 6 лет достигал Центрального Полярного бассейна. В результате объемная активность радиоцезия ^{137}Cs в водах этого бассейна увеличивалась до 10–20 Бк/м^3 [6].

В отличие от мест проведения ядерных взрывов (район губы Черной), в зонах распространения отходов “Селлафилда” постоянно отмечалась активность ^{134}Cs. Так, осенью 1979 г. в районе Медвежинской банки в Баренцевом море объемная активность ^{134}Cs и ^{137}Cs в воде составляла 8–15 Бк/м$^{3.}$ Загрязнение также вызвано трансграничным переносом северо-атлантических вод, содержащих стоки заводов “Селлафилд” и “Ла Хаг” [7, 8]. Однако максимальный уровень загрязнения вод, поступающих в Баренцево море, отмечен в прибрежных струях Норвежского течения. В 1979 г. объемная активность ^{137}Cs в поверхностных водах и на глубине 100 м варьировала от

40 до 80 Бк/м^3. В ответвлениях этого потока, в водах Мурманского прибрежного течения обнаруживался ^{134}Cs, его объемная активность не превышала 0.2–0.7 Бк/м^3.

В качестве трассера трансграничного переноса в Арктический бассейн радиоактивных отходов британских радиохимических предприятий “Селлафильд” был выбран ^{134}Cs [7]. Этот радионуклид входил в состав заводских отходов и практически отсутствовал в атмосферных выпадениях вплоть до аварии на Чернобыльской АЭС. Атмосферные выпадения продуктов аварийного выброса привели к загрязнению ^{134}Cs морских арктических акваторий. В середине 80-х годов в водах Центрального Полярного бассейна (рис. 1) ^{134}Cs отмечался в очень малых количествах 0.03–0.11 Бк/м^3. [2, 7]. Его объемная активность в поверхностных водах Баренцева, Карского и Гренландского морей составляла 0.07–0.7 Бк/м^3.

Радиохимические комбинаты ПО “Маяк”, ФГУП “Горно-химический комбинат”, АО “Сибирский химический комбинат” и другие в 1950–1990 гг., сбрасывая отходы в Енисей и Обь, являлись источником техногенных радионуклидов в Карском море [1, 9]. Значительное радиационное загрязнение отмечалось в донных отложениях Енисейской и Обской губ.

В Новоземельском желобе под распресненным слоем залегали воды с объемной активностью ^{134}Cs от 0.1 до 0.7 Бк/м^3 (рис. 1). Отношение объемных активностей ^{134}Cs/^{137}Cs составляло 0.019–0.034. Очевидно, что происхождение ^{134}Cs здесь может быть связано не с западноевропейскими заводами, а с местными источниками [10]. Основные пути переноса радионуклидов были впервые показаны на карте “Уровни и основные направления переноса радионуклидов в Баренцевом и Карском морях” [11].

Выбросы при авариях на ядерных объектах. В результате аварийного выброса на Чернобыльской АЭС в северные моря с атмосферными выпадениями и речными потоками поступило огромное количество ^{137}Cs, ^{134}Cs и других радиоизотопов. Если до аварии на Чернобыльской АЭС в водах Балтики ^{134}Cs не обнаруживался, то в 1986 г. уровни объемной/удельной активности ^{134}Cs в воде и планктоне Финского залива достигла соответственно 5900 Бк/м^3 и 1500 Бк/кг сухой массы соответственно [14, 15]. В донных отложениях Балтики удельная активность^{134}Cs составила 100–400 Бк/кг. В 1986–1987 гг. в балтийской сельди и окунях накапливалось ^{134}Cs от 3 до 96 Бк/кг, а в треске в проливе Скагеррак – около 0.3 Бк/кг [15, 16].

В 1990-е годы объемная активность^{137}Cs в водах Скагеррака составляла 50–100 Бк/м^3 из-за постоянного выхода в пролив [17]. В Баренцево-Карском бассейне чернобыльский шлейф формировался за счет морской трансграничной адвекции загрязненных балтийских вод и за счет смыва с водосборов северных рек.

В начале 1990-х годов в донных отложениях Печорской губы удельная активность ^{134}Cs колебалась от 0.4 до 1.13 Бк/кг, а в Чешской губе составляла 0.6 Бк/кг. Вероятно, происхождение ^{134}Cs связано с глобальными выпадениями в бассейне рек.

На побережье Кольского полуострова и островах юго-востока Баренцева моря удельная активность ^{134}Cs в лишайниках была выше, чем на островах высокоширотных архипелагов, изменялась от 0 до 32 Бк/кг сухой массы. В 1991 г. на южных островах архипелага Земля Франца-Иосифа на севере Новой Земли удельная активность ^{134}Cs в лишайниках изменялась от 0.5 до 20.6 Бк/кг [1]. На островах отмечаются различия уровня загрязнения: на о. Гукера – до 20.6 Бк/кг, о. Скатт-Келти – 2.4 Бк/кг, о. Мейбелл – 0.5 Бк/кг (рис. 2).

В 2015 г. ^{134}Cs был обнаружен в донных отложениях во фьордах и на шельфе Западного Шпицбергена. Ледники Шпицбергена рассматриваются как зоны ледовой аккумуляции атмосферных выпадений, в том числе аэрозолей, возникших при аварии на АЭС “Фукусима-1”. Также радионуклид зарегистрирован на юге шпицбергенского шельфа в донных отложениях Зюйдкапского желоба, где его удельная активность^{134}Cs составляла от 0.7 до 1.8 Бк/кг. В центральных частях моря, на станциях трансбаренцевоморского разреза вдоль “Кольского меридиана” (33°30′ в.д.) этот радионуклид не был обнаружен с начала 2000-х годов.

Местные источники. Эмиссия радионуклидов с баз атомных флотов охватывает конец XX и начало XXI века, когда шло стремительное развитие атомного подводного и надводного флотов, заводской, складской и ремонтной баз в губах Кольского и Мотовского заливов. В губе Западная Лица, где находится база атомных подводных лодок, в губе Андреева – хранилище отработанного ядерного топлива, имели место аварии с неконтролируемыми выбросами радиоактивных веществ на акваторию и в атмосферу [17]. Произошедшая в 1982 г. аварийная утечка радиоактивных отходов из хранилища вызвала локальное поступление техногенных радионуклидов в губу Андреева и частичный выход загрязнений в губу Западная Лица и Мотовский залив.

С 1989 г. источником загрязнений являлась установка по очистке жидких радиоактивных отходов, расположенная на территории РТП “Атомфлот” (ныне ФГУП “Атомфлот”, г. Мурманск). В среднем за период с 1989 по 1994 г., когда применялась данная технология, объем ^{137}Cs и

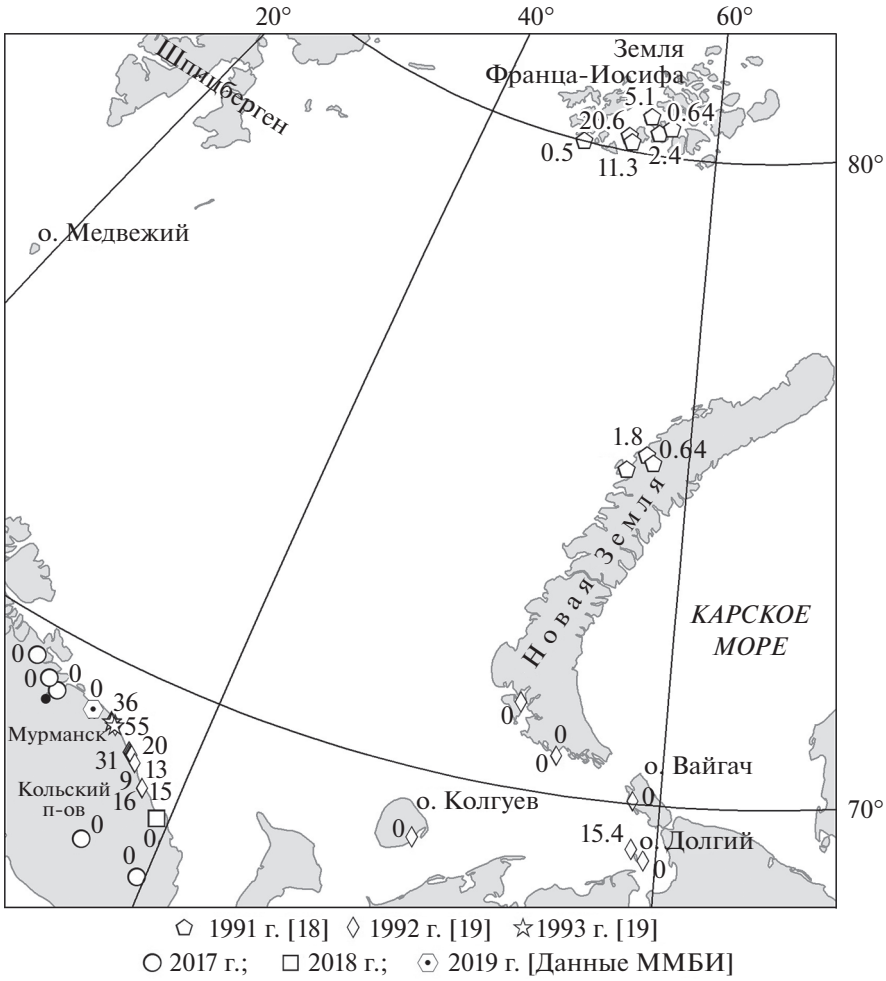

Рис. 2. Карта распределения удельной активности ^{134}Cs в лишайниках прибрежных наземных экосистем Баренцево-Карского региона (Бк/кг сухой массы), 1978–2018 гг.

^{90}Sr, поступающего с предприятия, составил 1.6 × × 10^7 и 7.6 × 10^7 Бк/год соответственно. Суммарная активность ^{134}Cs во всем объеме жидких радиоактивных отходов оценивалась от 3.3 × 10^6 до 62.8 × 10^6 Бк [1]. Максимальный сброс радионуклидов в Кольский залив был зафиксирован в 1992 г.

В 1988 г. в донных осадках Кольского залива близ атомных баз были отмечены высокие уровни удельной активности ^{60}Co – 74 Бк/кг в губе Пала, и 28 Бк/кг – в губе Екатерининская гавань. В некоторых пробах были определены ^{134}Cs, ^{125}Sb, ^{154}Eu. Наиболее вероятно, короткоживущий ^{134}Cs на дне залива имеет местное происхождение [1, 9].

В отобранных в 1996–1997 гг. во внешней части губы Западная Лица мелкопесчанистых и алевритовых осадках присутствовали ^{137}Cs (от 0.7 до 50 Бк/кг), ^{60}Cs (от 0.5 до 4.0 Бк/кг) и $^{239.240}$Pu (около 2 Бк/кг). На этой же акватории в поверхностных морских водах объемная активность ^{137}Cs и ^{134}Cs составляла 4.9 и 0.2 Бк/м^3. В 2013 г. удельная активность ^{134}Cs в донных отложениях не превышала 0.2 Бк/кг.

В Кандалакшском заливе средняя объемная активность ^{134}Cs в верхних и глубинных слоях водоема составляла 0.14–0.17 Бк/м^3. В донных осадках радионуклид встречался эпизодически, по-видимому, под воздействием местных источников в Северодвинске.

Захоронения радиоактивных материалов в заливах Новой Земли – Абросимова, Степового, Цивольки, рассматривались как локальные источники загрязнения.

В почвах Кольского полуострова в 2010–2018 гг. при 20 опробываниях удельная активность ^{134}Cs оказалась ниже минимально детектируемой (<0.2 Бк/кг). Лишь в одном случае на востоке региона, у пос. Каневка, в 2018 г. удельная активность ^{134}Cs составила 1.2 Бк/кг. Вероятно, этот ра-

дионуклид был занесен местными воздушными потоками от источников в Северодвинске.

Таким образом, при хронологическом анализе данных о встречаемости ^{134}Cs в воде, донных отложениях, биоте, почве, с учетом местоположения, складываются общие представления о его роли в загрязнении Арктики в разные годы. Короткоживущий радионуклид образуется исключительно в процессе цепной реакции в атомных реакторах и при испытании ядерного оружия. Он редко присутствует в глобальном источнике загрязнения при рециркуляции радиоактивных аэрозолей. Его содержание в компонентах арктических морских экосистем незначительно и не оказывает значительного влияния на общий радиоэкологический фон в морских бассейнах. Короткий период полураспада определяет роль ^{134}Cs в мониторинге и исследованиях среды в качестве маркерного элемента недавних поступлений радиоактивных загрязнителей.

В арктических морях сохраняется общая тенденция к снижению техногенного радиационного загрязнения. Однако продолжают существовать источники искусственной радиации, в том числе техногенного радионуклида ^{134}Cs: ледники, воздушный перенос и выбросы местных объектов атомной энергетики. Кроме инфраструктуры атомного флота к местным источникам могут быть причислены ледники высокоширотных архипелагов. Ледники Шпицбергена рассматриваются как зоны ледовой аккумуляции атмосферных выпадений, в том числе аэрозолей, распространявшихся после аварии на Чернобыльской АЭС и АЭС “Фукусима-1”. К примеру, эпизоды современной регистрации ^{134}Cs в донных осадках внешнего шельфа и фьордов Шпицбергена могли быть обусловлены выносом радионуклидов на участках разгрузки выводных ледников архипелага, как это показано в работе [20]. В соответствии с этим при обнаружении на побережье или в морской среде Баренцево-Карского региона ^{134}Cs необходимы незамедлительные исследования и поиск источников загрязнения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Мурманского морского биологического института Российской академии наук и при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-60249 “Радиоактивное загрязнение и вторичные источники антропогенных изотопов в морях Северного Ледовитого океана на рубеже XX–XXI веков”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матишов Д.Г., Матишов Г.Г.* Радиационная экологическая океанология. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001. 417 с.
2. *Вакуловский С.М., Никитин А.И., Чумичев В.Б.* О загрязнении арктических морей радиоактивными отходами западноевропейских радиохимических заводов // Атомная энергия. 1985. Т. 58. Вып. 6. С. 445–449.
3. *Kautsky N.* Distribution and Content of Cs-137 + Cs-134 and Sr-90 in the Water of the North Sea during the Years 1982–1984 // Deutsche Hydrograph. Ztschr. Hamburg. 1986. V. 39. P. 139–159.
4. *Hunt G., Kershaw P.L.* Remobilization of Artificial Radionuclides from the Sediments of the Irish Sea // J. Radial. Prot. 1990. V. 10. № 2. P. 147–151.
5. *Kershaw P.J.* A Review of Radioactivity in the Irish Sea: A Report Prepared for the Marine Pollution Monitoring Management Group. 1992. 12 p.
6. *Nies H., Harms I.H., Bahe C., Karcher M.J., Dethleff D., Kuhlmann G., Oberhuber J.O., Backhaus E., Kleine E., Loewe P., Matishov D., Stepanov A., Vasiliev O.F.* Anthropogenic Radioactivity in the Nordic Seas and the Arctic Ocean – Results of a Joint Project // German J. Hydrography. 1998. V. 50. № 4. P. 313–343.
7. *Никитин А.И., Катрич И.Ю., Кабанов А.И., Чумичев В.Б., Смагин В.М.* Радиоактивное загрязнение Северного Ледовитого океана по результатам наблюдений в 1985–1987 гг. // Атомная энергия. 1991. Т. 71. Вып. 2. С. 169–172.
8. *Kautsky N.* Radioactive Substance, Pollution of the North Sea – an Assessment Leds. Berlin: Springer-Verlag. 1988. P. 390–399.
9. *Rissanen K., Matishov G., Matishov D.* Radioactivity Level in Barents, Petshora, Kara, Laptev and White Seas // Environmental Radioactivity in the Arctic / Ed. P. Strand, A. Cooke. Osteras. 1995. P. 208–214.
10. *Foyn L., Nikitin A.* The Joint Norwegian-Russian Expedition to the Dumpsites for Radioactive Waste in the open Kara Sea, Tsivolki Fjord and the Stepovogo Fjord. Sept.–Octob. 1993: Report from the Expedition on Board r/v “V. Buinitskiy”, with Some Preliminary Results. 1993. 29 p.
11. *Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Назимов В.В.* Уровни и основные направления переноса радионуклидов в Баренцевом и Карском морях. Карта. Масштаб 1:4704075. Рованиеми, Финляндия. 1994.
12. *Vakulovsky S., Nikitin A., Chumichev V., Malyshev S.* Radioactive Contamination of the Barents and Kara Seas. International Meeting on Assessment of Actual and Potential Consequences of Dumping of Radioactive Waste into Arctic Seas: Working material. Oslo, 1–5 February 1993-Reproduced by the IAEA Vienna-Austria-1993.
13. *Вакуловский С.М., Никитин А.И., Чумичев В.Б.* Загрязнение Белого моря радиоактивными отходами западноевропейских стран // Атомная энергия. 1988. Т. 65. Вып. 1. С. 66–67.
14. *Ilus E., Sjoblom K.-L., Ikäheimonen T. K.* Monitoring of Radionuclides in the Baltic Sea in 1989–1990 // STUK-A. 1993. V. 103. P. 35.
15. *Ilus E., Ikäheimonen T.K.* Finnish Studies on Radioactivity in the Baltic Sea in 1987. Finnish centre for radiation and nuclear safety: Supplement 8 to Annual Report 1987 (STUK-A74). 1989. 17 p.

16. *Sickel M.A., Selnas T.D., Christensen G.C., Strand P.* Radioactivity in the Marine Environment // Rep. from the National surveillance program Strallvern Rapport. 1995. P. 23–24.
17. *Nilsen T., Kudrik I., Nikitin A.* The Russian Northern Fleet; Sources of Radioactive Contamination // Bellona rapport. 1996.V. 2. P. 94–102.
18. *Rissanen K., Matishov G., Matishov D., Ikäheimonen T., Tarja K.* Radionuclide Concentrations in Sediments, Soil and Plant Samples from the Archipelago of Franz Joseph Land, an Area Affected by the Chernobyl Fallout // The Science of the Total Environment. 1996. P. 325–327.
19. *Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Щипа Е., Риссанен К.* Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1994. С. 52.
20. *Матишов Г.Г., Ильин Г.В., Усягина И.С., Валуйская Д.А., Дерябин А.А.* Результаты морских радиоэкологических исследований фьордов Западного Шпицбергена // Доклады академии наук. 2018. Т. 480. № 3. С. 353–358.

MAIN SOURCES OF ^{134}Cs IN THE BARENTS AND KARA SEAS (1960–2020)

Academician of the RAS G. G. Matishov[a,b], G. V. Ilyin[a], and I. S. Usyagina[a,#]

[a] *Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation*

[b] *Federal Research Center Southern Science Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation*

[#] *E-mail: usjagina@mmbi.info*

This paper assesses the role of the short-lived ^{134}Cs radionuclide in the formation of the radioecological background in the marine environment of the Arctic. The paper analyzes the data collected during long-term observations of MMBI RAS on levels of the ^{134}Cs radioisotope in the marine and coastal environments of the Barents and Kara Seas including high-latitude archipelagos: soils, lichens, algae, fish, seawater, and bottom sediments. The paper also examines the geography of the ^{134}Cs distribution in marine and coastal environments and identifies acting and potential sources of transport of this radioisotope into marine ecosystems of arctic seas. ^{134}Cs is rarely included among radioactive contaminants nowadays and its specific radioactivity is insignificant. Its short half-life makes it a marker of the contamination happened recently, such as emissions from the Fukushima-1 nuclear power plant and local sources in the studied region. The possible local sources in the Barents and Kara Seas are nuclear-powered fleet facilities and glaciers of high-latitude archipelagos. Findings of ^{134}Cs in some samples of modern bottom sediments from fjords of the Svalbard Archipelago and its outer continental shelf suggest ^{134}Cs transport with melt water from Svalbard glaciers. The paper adduces data on the modern background of the ^{134}Cs specific radioactivity in the Barents and Kara Seas. In case an increase of this background levels is detected, an immediate search for the sources of ^{134}Cs entry into the environment must be undertaken.

Keywords: radioactivity, marine environment, bottom sediments, radiation sources

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 70–76

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.345+553.981

МЕРЗЛОТА, ГАЗОГИДРАТЫ И СИПЫ ГАЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2021 г.
Член-корреспондент РАН В. И. Богоявленский[1,*], А. В. Кишанков[1], А. Г. Казанин[2]

Поступило 21.05.2021 г.
После доработки 10.06.2021 г.
Принято к публикации 11.06.2021 г.

Целью исследований является анализ причин интенсивной эмиссии газа в центральной части моря Лаптевых. Исследованы волновые поля сейсморазведки АО “Морская арктическая геологоразведочная экспедиция” по 28 профилям суммарной протяженностью 5930 км. Выявлены зоны существования преломленных волн от высокоскоростных горизонтов, отождествляемых с мерзлым состоянием осадочных отложений и возможным наличием газовых гидратов. Впервые для региона построена картографическая схема изменения скоростей распространения преломленных волн и физического состояния придонных отложений (мерзлое или талое). Доказано отсутствие мерзлоты и газогидратов в районе интенсивной эмиссии газа и обоснованы его глубинный генезис и миграция по тектоническим разломам.

Ключевые слова: дегазация Земли, море Лаптевых, тектонические разломы, субаквальная мерзлота, сипы газа, газогидраты, сейсморазведка МОГТ, преломленные волны

DOI: 10.31857/S2686739721090048

ВВЕДЕНИЕ

В северной части мелководного шельфа моря Лаптевых в 2008–2011 гг. была обнаружена и закартирована крупная (80 × 200 км) Центрально-Лаптевская зона сипов газа (ЦЛЗСГ), ставшая одним из основных объектов исследований ряда экспедиций (рис. 1) [1, 5, 6, 9–11, 16, 17, 19]. ЦЛЗСГ отличается от большинства других зон интенсивных выходов газа (включая континентальный склон у побережья Шпицбергена) небольшими глубинами дна (50–120 м). В региональном плане восточная часть ЦЛЗСГ приурочена к зоне контакта Евразийской и Северо-Американской плит [8]. На локальном уровне ЦЛЗСГ находится в зоне сочленения Лаптево-морской рифтовой системы с Хатангско-Ломоносовской зоной разломов и юго-восточным окончанием хребта Гаккеля, представляющего собой протяженную (до 1800 км) зону медленного спрединга (до 12.8 мм в год) [8]. По данным сейсморазведки АО “Морская арктическая геологоразведочная экспедиция” (МАГЭ) район сипов газа обладает высоким нефтегазогенерационным потенциалом, что связано с мощной (до 14–16 км) осадочной толщей ([5, 10] и др.).

По мнению многих исследователей ([1, 4, 5, 9–17] и др.), в Арктике происходит эмиссия газа (преимущественно метана) вследствие деградации многолетнемерзлых пород (ММП) как на суше, так и на мелководном дне – бывшей суше, затопленной при потеплении климата в процессе постледниковой трансгрессии, начавшейся около 15 тыс. лет назад. При этом эмиссия газа происходит из залежей в свободном и/или гидратном состояниях. На мелководье шельфа значительная часть газа не успевает раствориться в водной толще из-за небольшой глубины дна, уходит в атмосферу и усиливает парниковый эффект. В частности, эти процессы были отнесены к ЦЛЗСГ [9, 16, 17].

В связи с большой значимостью процессов дегазации Земли [1, 3–7, 9–17, 19] авторы провели ряд исследований [3–5, 11, 12], включая анализ временных разрезов методом общей глубинной точки (МОГТ) МАГЭ в Центрально-Лаптевском районе в объеме 5930 км, расположенных на площади около 55 тыс. км^2 (см. рис. 1) [4, 5, 11]. В результате были доказаны высокое газонасыщение придонных отложений (обнаружено 519 аномальных объектов с шагом 11.4 км) и приуроченность сипов газа к зонам разломов [5]. В частности, на рис. 2 показано положение группы сипов (CDP 1000 и 1650–1830) относительно сейсмопрофиля

[1]*Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*АО “Морская арктическая геологоразведочная экспедиция”, Мурманск, Россия*
**E-mail: vib@pgc.su*

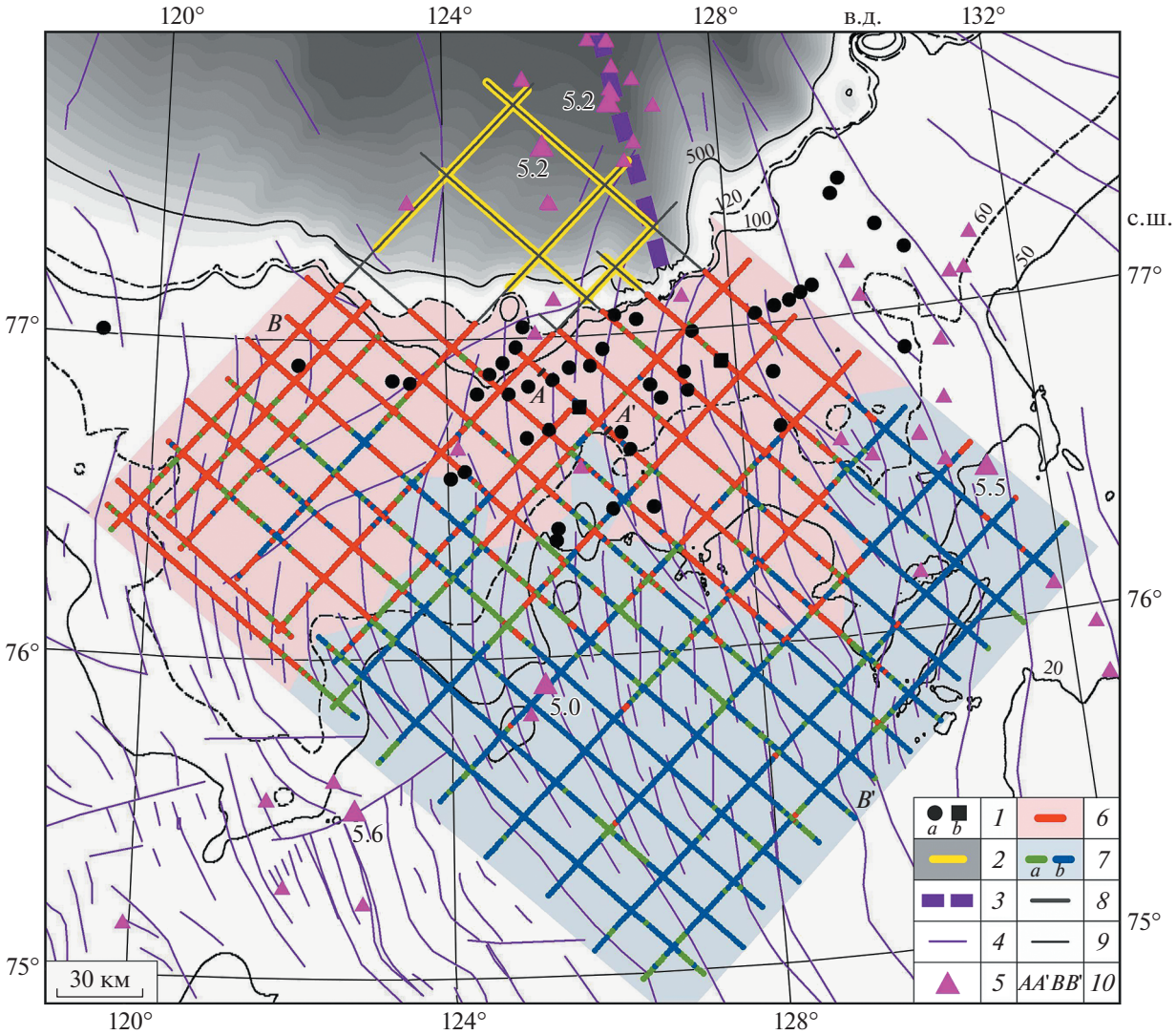

Рис. 1. Расположение сипов газа и результаты анализа состояния придонных отложений в Центрально-Лаптевском районе. Обозначения: *1a*, *1b* – сипы газа (*b* – участки с высокой концентрацией сипов); *2* – признаки наличия газогидратов на континентальном склоне (горизонт BSR); *3* – ось хребта Гаккеля; *4* – глубинные разломы; *5* – землетрясения (в том числе с указанной магнитудой более 5.0); *6* – отсутствие преломленных волн или их скорости менее 2.3 км/с; *7* – преломленные волны с кажущимися скоростями 2.3–2.8 км/с (*a*) и 2.8–4.0 км/с (*b*); *8* – участки сейсмопрофилей на глубинах свыше 120 м; *9* – изобаты; *10* – положение разрезов AA' (рис. 2) и BB' (рис. 3).

LS0910. При этом отметим, что сипы снесены от линии профиля на 0.4–2.3 км [5]. Временнóй разрез рис. 2 характеризуется сильной дислоцированностью и низким спектром регистрируемых колебаний на участке около 12 км (CDP 1300–1750), что, вероятно, связано с сильной газонасыщенностью разреза.

На рис. 1 показано потенциальное распространение газогидратов (ГГ) на континентальном склоне по выделенному на 6 временных разрезах горизонту BSR (Bottom simulating reflector) [4, 5]. Данный район характеризуется благоприятными современными термобарическими условиями для образования и существования ГГ [12].

В итоге исследований [5] авторы пришли к высоковероятному прогнозу, что в ЦЛЗСГ ММП и ГГ отсутствуют. Для подтверждения данного прогноза поставлена задача проанализировать волновые поля исходных сейсмограмм ОПВ (общий пункт взрыва) по всей сети сейсмопрофилей (см. рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Основным методом исследований является анализ волновых полей сейсмограмм ОПВ. Физическая суть анализа заключается в выявлении в

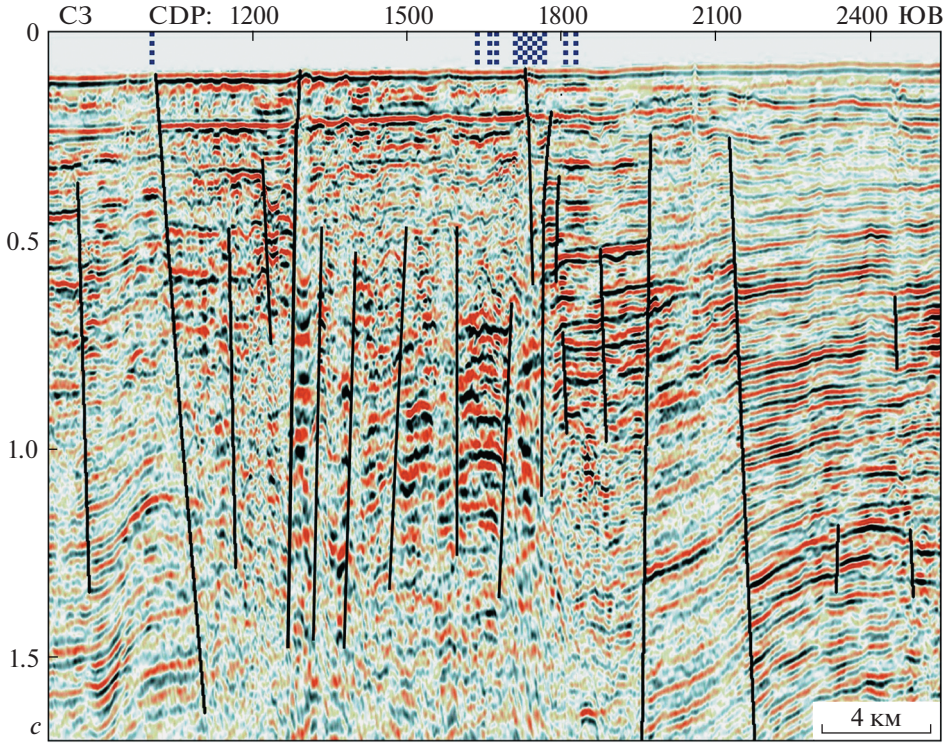

Рис. 2. Фрагмент временнóго разреза по сейсмопрофилю LS0910 с сипами газа (AA' на рис. 1).

придонных отложениях (глубины до 400–500 м) неоднородностей с повышенными скоростями распространения упругих колебаний, характерных для пород в мерзлом состоянии, а также содержащих залежи ГГ (свыше 2.3 км/с [13]).

Наиболее надежно пласты с повышенными скоростями могут быть обнаружены и исследованы по записям преломленных волн, обычно регистрируемым в первых вступлениях сейсмограмм ОПВ [2]. При аппроксимации среды горизонтально-слоистой моделью кажущиеся скорости, определяемые по годографам (осям синфазности) преломленных волн, равны граничной (пластовой) скорости в преломляющем горизонте. Это также справедливо и при небольших углах наклона границы раздела (до 1–1.5°) [13]. Данный подход был реализован ранее специалистами Геологической службы США (USGS) для северного шельфа Аляски в море Бофорта при анализе архивных сейсмопрофилей МОГТ 1977–1992 гг. в объеме около 5000 км [13].

Авторы проанализировали исходные материалы сейсморазведки 2009 г. в центральной части моря Лаптевых по всей сети из 28 сейсмопрофилей МАГЭ (см. рис. 1) [5]. Сейсмосъемка характеризуется параметрами: расстояния между профилями от 15 до 25 км; длина сейсмокосы Sercel SEAL Sentinel Solid – 8100 м; количество каналов регистрации – 648; шаг между каналами – 12.5 м; удаление первого регистрирующего канала (вынос) – 120 и 130 м; шаг между пунктами взрыва – 37.5 м; кратность наблюдений – 120. Расчеты скоростей выполнены с применением программного обеспечения (ПО) RadExPro (компании “Декогеофизика”), а картографические построения – в ПО ArcGIS (“ESRI”).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе по полевым материалам анализировался характер волновых полей. При этом делались выборки из всей совокупности сейсмограмм ОПВ заданных каналов (30, 50, 70 и т.д.) и строились их монтажи с фрагментами сейсмограмм ОПВ. На рис. 3А приведен пример монтажа записей 50-го канала по сейсмопрофилю LS0907 длиной 265 км (см. рис. 1 BB') с частями двух крайних сейсмограмм ОПВ (каналы 1–50, база 612.5 м), приведенными на рис. 3В и 3С.

На рис. 3В в первых вступлениях зарегистрированы прямые волны (DW), распространяющиеся в водной толще (скорость около 1.5 км/с), а преломленные волны отсутствуют. На рис. 3С видны две интерферирующие преломленные волны RW_1 и RW_2 с кажущимися скоростями 2.4 и 3.2 км/с. Наиболее вероятно, они образовались от поверхностей двух слоев в ММП, между которыми возможны криопэги [3], при этом нижний слой имеет акустическую жесткость выше, чем верхний. При расчетах скоростей отдавалось

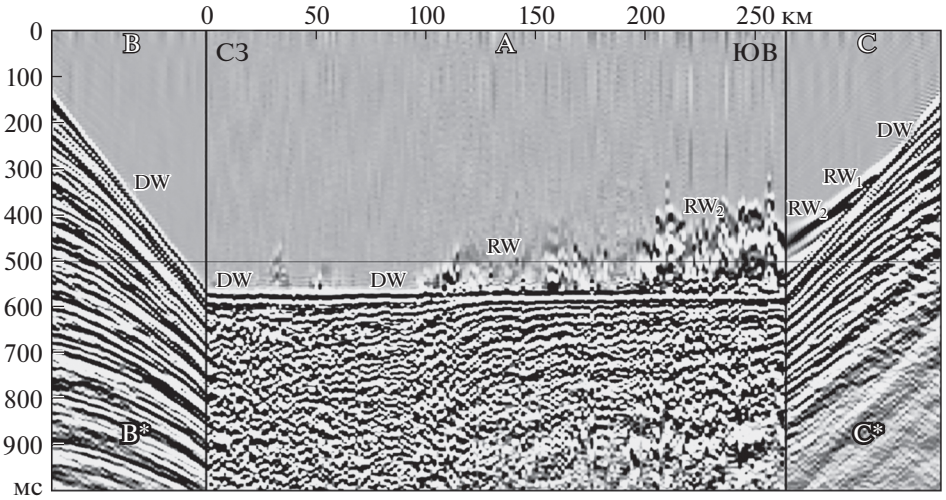

Рис. 3. Монтаж записей 50-го канала (A) сейсмопрофиля LS0907 (BB’ на рис. 1) с двумя крайними сейсмограммами ОПВ (B и C).

предпочтение более высокоскоростным волнам. С учетом выноса первого канала преломленные волны прослеживались на разных удалениях каналов регистрации: минимально – до 30–50 каналов (до 505–755 м), а максимально – до 100–150 каналов (до 1380–2005 м). На больших удалениях они не наблюдались из-за поглощающего воздействия среды.

На втором этапе по осям синфазности преломленных волн осуществлялся анализ кажущихся скоростей в ПО RadExPro с шагом по профилю 1500 м (каждая 40-я сейсмограмма ОПВ). Всего в ходе работы проанализировано 3950 сейсмограмм, при этом всем значениям скоростей были присвоены координаты середин интервалов регистрации записей преломленных волн для использования в единой геоинформационной системе “Арктика и Мировой океан” (ГИС “АМО” [3, 4, 12 и др.]).

Минимальным значением скорости распространения преломленных волн в ММП было принято 2.3 км/с, а для разделения ММП на более и менее стабильные принято второе ограничивающее значение скорости 2.8 км/с. Данные значения достаточно обоснованы в предыдущих исследованиях по морю Бофорта [13]. Отметим, что эти скорости справедливы для песчаных пластов–коллекторов, а в глинистых породах они несколько ниже. Картографическая схема распределения скоростей с цветовой кодировкой для всего полигона исследований построена в ПО ArcGIS и приведена на рис. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате анализа волновых полей сейсмограмм ОПВ обнаружены две кардинально различающиеся зоны. Северная зона (до изобаты 120 м – примерной береговой линии во время последнего оледенения [17]) характеризуется практически полным отсутствием преломленных волн от неглубоких (до 400–500 м) горизонтов за исключением двух небольших (около 25 × 25 км) площадей в западной части (возможно, островная мерзлота). Отсутствие преломленных волн объясняется отсутствием ММП и/или ГГ.

В южной зоне на сейсмограммах ОПВ выделяются преломленные волны от высокоскоростных горизонтов (2.3–4.0 км/с), акустические характеристики которых соответствуют породам с наличием ММП и/или ГГ, имеющим подобные физические характеристики [13]. Пониженные скорости (2.3–2.8 км/с), видимо, соответствуют участкам большей деградации ММП (возможно, это палеотермокарстовые озера). Здесь же имеются небольшие участки (до 2–9 км), отождествляемые нами со сквозными таликами, на которых преломленные волны отсутствуют.

Граница между двумя зонами проходит примерно по изобате 60 м, с отклонениями до изобат 85 и 45 м (удаления от берега в районе дельты Лены 250–330 км). Эти отклонения объяснимы литологическими неоднородностями придонных отложений и различиями в тепловых потоках. В частности, граница доходит до изобаты 45 м по направлению грабен-рифтов, продолжающих хребет Гаккеля в сторону материка. Переход из южной зоны в северную практически повсеместно сопровождается постепенным снижением скоростей, что, видимо, обусловлено увеличением уровня деградации ММП в северном направлении, связанным с ранней трансгрессией моря.

В целом результаты анализа волновых полей подобны полученным ранее для моря Бофорта

[13, 20]. Отличие заключается в положении границ северной и южной зон: на шельфе Аляски она находится вблизи изобаты 20 м [13], а на шельфе Канады – более 70 м [20]. Установленная в море Лаптевых граница между двумя зонами хорошо корреспондируется с результатами математического моделирования [14, 15], согласно которым ММП характеризуются сплошным распространением от берега до изобат 60 м [15] и 50/100 м [14] в зависимости от принимаемых условий по температурам и временным рамкам образования и оттаивания ММП.

Отметим, что анализ придонных температур в ЦЛЗСГ показал, что за последний век они стабильны (–1.5°С) и не проявляют тенденцию к увеличению [5]. Таким образом, современное потепление климата не влияет на тепловой режим придонных отложений в ЦЛЗСГ, но может сказываться на континентальном склоне [5].

Анализируя динамические характеристики волновых полей в целом, отметим различное качество прослеживания осей синфазности отраженных волн в нижних частях сейсмограмм ОПВ. Например, на рис. 3В–В* отраженные волны видны лучше, чем на рис. 3 С–С*. Снижение качества в части С*, вероятно, вызвано сильным поглощающим воздействием залежи свободного газа, экранированной толщей ММП и/или ГГ. Такая ситуация наблюдается на многих участках существования ММП и/или ГГ, но не на всех, что вполне понятно, так как газонасыщенность разреза может меняться от высокой до практически полного отсутствия.

Анализ положения 46 участков интенсивных сипов газа в ЦЛЗСГ (на каждом из них от одного до множества газовых факелов) [1, 5, 9, 10, 16] позволяет сделать вывод, что 94% этих участков находится в северной зоне отсутствия ММП и и/или ГГ (см. рис. 1). При этом в работе [5] и на рис. 2 показана приуроченность сипов газа к глубинным разломам. Кроме того, известные результаты анализа изотопного состава углерода метана проб газа из сипов свидетельствуют о его глубинном термогенном (категенетическом) генезисе ($\delta^{13}C$ (CH_4) от –55‰ до –42.6‰) [19]. Высокий термогенный потенциал образования газа подтверждается большой мощностью осадочного чехла в ЦЛЗСГ [5, 10].

Особо важно отметить, что район исследований ЦЛЗСГ расположен в зоне активных сейсмотектонических событий, приуроченных к зоне сочленения Лаптевоморской рифтовой системы с Хатангско-Ломоносовской зоной разломов и хребтом Гаккеля и обусловленных превалирующим региональным напряжением растяжения [5, 8, 9]. Вблизи ЦЛЗСГ (и даже прямо в ней) постоянно происходят землетрясения с магнитудой до 3–6 и даже 6.7 в 1964 г. в 110 км к северу от сипов (78.04° с.ш., 126.56° в.д.), способствующие увеличению проницаемости зон разломов и увеличению конвективного теплового потока. Также в зоне спрединга хребта Гаккеля имеются периодически извергающиеся стратовулканы [8], к которым также приурочены сильные землетрясения. В 470 км к северу от ЦЛЗСГ на хребте Гаккеля существует гигантская впадина (координаты центра – 81.517° с.ш., 120.0° в.д.), основное объяснение генезиса которой – кальдера супервулкана, образовавшаяся при извержении около 1.1 млн лет назад [8]. Очевидно, что гигантское извержение подводного супервулкана наряду с землетрясением и напряжением растяжения способствовало формированию сети хорошо проницаемых разломов.

Отсутствие современных термобарических условий существования гидратов метана в ЦЛЗСГ дополнительно подтверждается кривыми стабильности ГГ, рассчитанными в ПО CSMHYD (Hydoff) [18]. При этом существование гидратов метана теоретически возможно только при низких значениях геотермического градиента до 2.2°С на 100 м, которые практически невозможны при большом тепловом потоке. Согласно Глобальной базе данных теплового потока GHFD Международной комиссии по тепловому потоку IHFC (http://ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database), в 80 км к северо-востоку от ЦЛЗСГ, на континентальном склоне тепловой поток достигает 70–100 мВт/м^2 (глубины дна около 500 и 1500 м). Для рифтовых зон шельфа моря Лаптевых прогнозируется тепловой поток более 100 мВт/м^2 [14].

Совокупность отмеченных выше геолого-геофизических и криологических особенностей, включая разбитую активными разломами мощную толщу осадочных отложений, делает район ЦЛЗСГ одной из самых уникальных зон мелководного шельфа Арктики. По мнению авторов здесь образовалось крупное (возможно, более чем 80 × 200 км) окно длительной интенсивной дегазации Земли с прямой миграцией глубинного термогенного газа по системам разломов и субвертикальных трещин. При этом биогенный газ приповерхностных отложений, продуцированный метаногенными бактериями *in situ,* в зонах разломов, вероятно, мигрировал в гидросферу на ранних стадиях деградации ММП и диссоциации ГГ (или еще раньше), чему способствовали сильные потоки термогенного газа. А доля биогенного газа, продуцируемого *in situ* в настоящее время, мала по сравнению с мощными потоками глубинного газа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованный Центрально-Лаптевский район мелководного шельфа моря Лаптевых площадью около 55 тыс. км^2 включает две зоны, кардинально отличающиеся акустической жесткостью приповерхностных отложений. В южной зоне в первых вступлениях сейсмограмм ОПВ регистрируются преломленные волны от акустически жестких сейсмических горизонтов (скорости 2.3–4.0 км/с), отождествляемых с распространением ММП, возможно, также содержащих ГГ. В северной зоне преломленные волны в основном не наблюдаются из-за отсутствия акустически жестких горизонтов, что свидетельствует о завершившихся процессах деградации ММП и диссоциации возможных залежей ГГ.

Привлекающий внимание мирового научного сообщества район интенсивной эмиссии газа ЦЛЗСГ расположен в северной зоне исследованной части шельфа моря Лаптевых. В связи с этим можно считать доказанным отсутствие ММП и ГГ в данном районе и глубинный генезис газа, мигрирующего по тектоническим разломам. Это подтверждается установленным ранее термогенным происхождением метана. Можно ожидать дополнительной активизации сипов газа новыми сейсмическими событиями.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданию ИПНГ РАН по теме “Рациональное природопользование и эффективное освоение нефтегазовых ресурсов арктической и субарктической зон Земли” (№ АААА-А19-119021590079-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В.* Система разломов, контролирующих метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
2. *Богоявленский В.И.* Обработка данных МПВ на ЭВМ. В кн. Сейсморазведка. Справочник геофизика. Книга вторая, гл.2. М.: Недра, 1990. С. 90–115.
3. *Богоявленский В.И.* Природные и техногенные угрозы при освоении месторождений горючих ископаемых в криолитосфере Земли // Горная промышленность. 2020. № 1 (149). С. 97–118.
4. *Богоявленский В.И., Казанин Г.С., Кишанков А.В.* Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: море Лаптевых // Бурение и нефть. 2018. № 5. С. 20–28.
5. *Богоявленский В.И., Казанин А.Г., Кишанков А.В., Казанин Г.А.* Дегазация Земли в Арктике: комплексный анализ факторов мощной эмиссии газа в море Лаптевых. // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 2. С. 178–194.
6. *Бондур В.Г., Кузнецова Т.В.* Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // Иссл. Земли из космоса. 2015. № 4. С. 30–43.
7. *Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.Н.* О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразований льда на шельфе Печорского моря. // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск. Наука, 1997. С. 259–269.
8. *Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П. и др.* Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.
9. *Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Шахова Н.Е. и др.* Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 г. // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
10. *Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al.* Methane Seeps on the Outer Shelf of the Laptev Sea: Characteristic Features, Structural Control, and Benthic Fauna // Geo-Marine Letters. 2020. V. 40. P. 541–557.
11. *Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.V.* Features of Potential Free Gas Accumulations Distribution in the Upper Part of Sedimentary Cover of the Arctic and Subarctic Seas. 9th Conference “Saint Petersburg 2020 – Converting Knowledge into Resources”. EAGE. 2020. P. 1–6.
12. *Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I.* Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas // Geosciences. 2018. № 8. 453. P. 1–17.
13. *Brothers L.L., Hart P.E., Ruppel C.D.* Minimum Distribution of Subsea Ice-bearing Permafrost on the US Beaufort Sea Continental Shelf // Geoph. Res. Let. 2012. V. 39. № 15. P. 1–6.
14. *Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A.* Factors Affecting the Formation and Evolution of Permafrost and Stability Zone of Gas Hydrates: Case Study of the Laptev Sea // Geosciences. 2020. V. 10. 504.
15. *Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., et al.* Offshore Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone on the Shelf of East Siberian Seas // Geo-marine Let. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182.
16. *Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., et al.* The East Siberian Arctic Shelf: towards Further Assessment of Permafrost-related Methane Fluxes and Role of Sea Ice // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373. 20140451.
17. *Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E.* Understanding the Permafrost-hydrate System and Associated Methane Releases in the East Siberian Arctic Shelf // Geosciences. 2019. V. 9. № 6. 251. 23 p.
18. *Sloan E.D.* Offshore Hydrate Engineering Handbook; Center for Hydrate Research, Colorado School of Mines: Golden, CO, USA, 1998. 255 p.
19. *Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K., et al.* Source Apportionment of Methane Escaping the Subsea Permafrost System in the Outer Eurasian Arctic Shelf // PNAS. 2021, V. 118. № 10. e2019672118. P. 1–9.
20. *Weaver J.S., Stewart J.M.* In situ Hydrates under the Beaufort Sea Shelf / Proceedings, fourth Canadian permafrost conference. Ottawa, Ont., Natl. Res. Counc. of Canada. 1982, P. 312–319.

PERMAFROST, GAS HYDRATES AND GAS SEEPS IN THE CENTRAL PART OF THE LAPTEV SEA

Corresponding Member of the RAS V. I. Bogoyavlensky[a,#], A. V. Kishankov[a], and A. G. Kazanin[b]

[a] *Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Marine Arctic Geological Expedition (MAGE), Murmansk, Russian Federation*

[#] *E-mail: vib@pgc.su*

The objective of the research is the analysis of the causes of intensive gas emission in the central part of the Laptev Sea. Wave fields from seismic survey by JSC "MAGE" for 28 lines with total length of 5930 km are analyzed. Zones of occurrence of refraction waves from high-velocity layers, associated with frozen sediments and possible existence of gas hydrates, are revealed. For the first time for the region, a cartographic scheme of change in velocity of refraction waves propagation is created and a forecast of physical state of near-bottom sediments (frozen or thawed) is given. Absence of permafrost and gas hydrates in the area of active gas emission is proved and its deep genesis and migration through tectonic faults are justified.

Keywords: Earth degassing, Laptev Sea, tectonic faults, subaqual permafrost, gas seeps, gas hydrates, CDP seismic, refraction waves

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 77–82

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

УДК 551.510

СВЯЗЬ ОЗОНОВОЙ “МИНИ-ДЫРЫ” НАД СИБИРЬЮ В ЯНВАРЕ 2016 г. С АТМОСФЕРНЫМ БЛОКИРОВАНИЕМ

© 2021 г. С. А. Ситнов[1,*], академик РАН И. И. Мохов[1,2]

Поступило 27.04.2021 г.
После доработки 24.05.2021 г.
Принято к публикации 25.05.2021 г.

С использованием спутниковых данных и данных реанализа исследованы характеристики и механизмы формирования озоновой “мини-дыры” в атмосфере над Сибирью зимой 2015/2016 гг. Установлена связь региональной отрицательной аномалии общего содержания озона (ОСО), достигавшей –140 единиц Добсона, с атмосферным блокированием. Аномалия ОСО была обусловлена главным образом уменьшением содержания озона в нижней стратосфере, достигавшим 50% вблизи уровня 70 гПа. При ключевом вкладе атмосферных динамических процессов в формирование озоновой “мини-дыры” отмечена возможность вклада разрушения озона в гетерогенных реакциях на поверхности полярных стратосферных облаков вследствие сильного понижения температуры в стратосфере над областью блокирования.

Ключевые слова: атмосферный озон, аномалия, “мини-дыра”, атмосферное блокирование, Сибирь, зима 2015/2016 гг.

DOI: 10.31857/S2686739721090176

ВВЕДЕНИЕ

Озоновой “мини-дырой” (ОМД) принято называть глубокую нестационарную аномалию синоптического масштаба в поле общего содержания озона (ОСО). ОМД проявляется в средних и высоких широтах, причем чаще зимой, чем летом и чаще в Северном полушарии, чем в Южном [1]. В отличие от антарктической озоновой “дыры”, образование ОМД обусловлено главным образом динамическими факторами – горизонтальной адвекцией и вертикальными движениями [2–4], однако в ряде работ не исключается вклад процессов химического разрушения озона [4, 5].

Общепринятых критериев определения ОМД нет. В качестве нижних порогов принимаются как абсолютные величины ОСО (обычно 220 единиц Добсона (е.Д.)), так и аномалии ОСО величиной от –50 до –70 е.Д., рассчитанные относительно различных климатологических средних [4].

Формирование ОМД часто связано с блокированием зонального потока в среднеширотной атмосфере. Согласно [6], половина ОМД над Европой проявляется в условиях атмосферных блокирований, при этом связанные с блокингами ОМД отличаются наибольшей глубиной и устойчивостью. В связи с глобальным потеплением, на фоне увеличения вероятности более длительных атмосферных блокирований [7, 8], в Евро-Атлантическом секторе ожидается учащение зимних ОМД [6].

Целью данной работы является анализ характеристик и механизмов формирования озоновой “мини-дыры” на примере отрицательной аномалии ОСО, отмечавшейся над Сибирью зимой 2015/2016 гг., в том числе ее связи с атмосферным блокированием.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Использовались данные измерений общего содержания и профиля озона спутниковым ИК-зондировщиком AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) платформы Aqua. В алгоритме восстановления озона AIRS используются измерения ИК-радиации в области длин волн 9.3–10.1 мкм и сопутствующие измерения микроволнового радиометра AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), позволяющие восстанавливать атмосферные параметры при облачном покрытии до 80% [9]. Пространственное разрешение данных AIRS/AMSU по измерениям в надир ~ 45 км сканирующая система обеспечивает ежедневное покрытие данными 95% поверхности. Расчетная

[1] *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
**E-mail: sitnov@ifaran.ru*

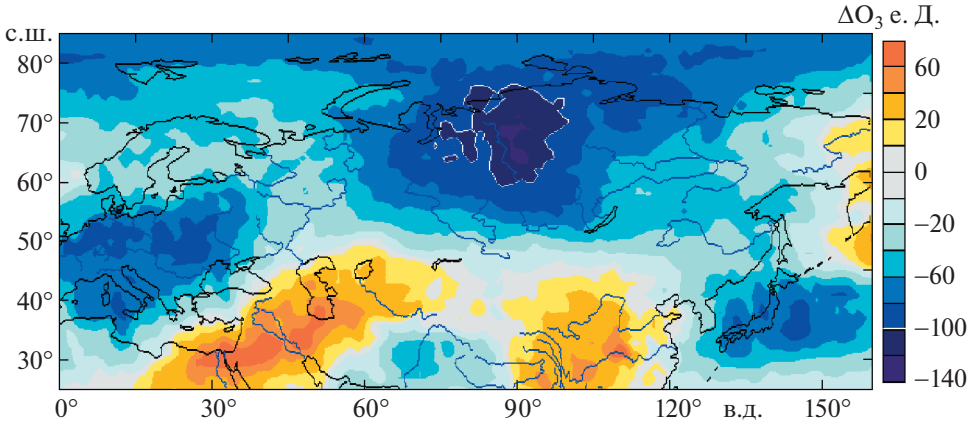

Рис. 1. Пространственное распределение аномалий ОСО над территорией Северной Евразии 26–30 января 2016 г.

точность определения общего содержания озона в атмосфере составляет 20%.

К анализу привлекались также измерения температуры на разных высотах и высоты тропопаузы спектрометром AIRS. Расчетная точность измерений температуры составляет 1 K в слое 1 км [9].

Ежедневные данные дневных измерений ОСО, высоты тропопаузы, а также профилей озона и температуры, доступные на 24 уровнях в атмосфере в диапазоне 1000–1 гПа, на широтно-долготной сетке 1° × 1° (AIRXSTD 006), получены с использованием системы сбора, анализа и визуализации данных Giovanni https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni, разработанной и поддерживаемой NASA GES DISC [10].

Для анализа региональных особенностей атмосферной циркуляции, в частности режима блокирования зональной циркуляции в среднеширотной тропосфере, использовались данные NCEP/NCAR реанализа [11]. Среднесуточные данные геопотенциальных высот, а также скорости ветра, доступны на 17 уровнях атмосферы в диапазоне 1000–10 гПа с широтно-долготным разрешением 2.5° × 2.5° (https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Основой работы являются расчеты аномалий атмосферных параметров. Пространственные распределения аномалий параметра X в период блокирования представлены отклонениями локальных (в разрешении 1° × 1°) средних значений X в период 26–30 января 2016 г. от соответствующих средних многолетних значений X для периодов 26–30 января 2003–2015 гг. Ежедневные аномалии рассчитывались как отклонения ежедневных пространственно осредненных величин X в 2016 г. от соответствующих данному дню пространственно осредненных величин X в период 2003–2015 гг. Высотно-временные распределения аномалий параметра X рассчитывались отдельно на каждом из 24 уровней давления как ежедневные отклонения усредненных по области атмосферного блокирования (60°–75° с.ш., 70°–100° в.д) величин X в 2016 г., от соответствующих данному дню усредненных по указанной области многолетних значений X в период 2003–2015 гг.

В качестве индекса блокирования использовался критерий, предложенный в работе [12], основанный на анализе меридиональных градиентов высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа (*H*500).

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зимой 2015/2016 гг., в атмосфере над Россией отмечалось существенное уменьшение содержания озона [13]. Согласно результатам анализа данных AIRS, средние пентадные аномалии ОСО в разрешении 1° × 1° над севером Сибири в конце январе 2016 г. достигали –140 е.Д. (–40% от соответствующего локального многолетнего среднего значения), при этом площадь с отрицательными аномалиями ОСО не менее –100 е.Д. превышала 1 млн км^2 (рис. 1). Размер, глубина и продолжительность озоновой аномалии свидетельствуют о формировании в атмосфере над Сибирью в январе 2016 г. озоновой “мини-дыры”.

Анализ топографии поверхности геопотенциальных высот на уровне 500 гПа (*H*500) свидетельствует об атмосферном блокировании над Сибирью во второй половине января–начале февраля 2016 г. Пространственное распределение *H*500 в конце января характеризовалось обширной малоподвижной областью высокого давления с максимумом вблизи 60° с.ш., 80° в.д. (значения *H*500 в центре которой превышали 5500 гпм) и двумя сопредельными областями низкого давления западнее и восточнее (рис. 2а). Подобные

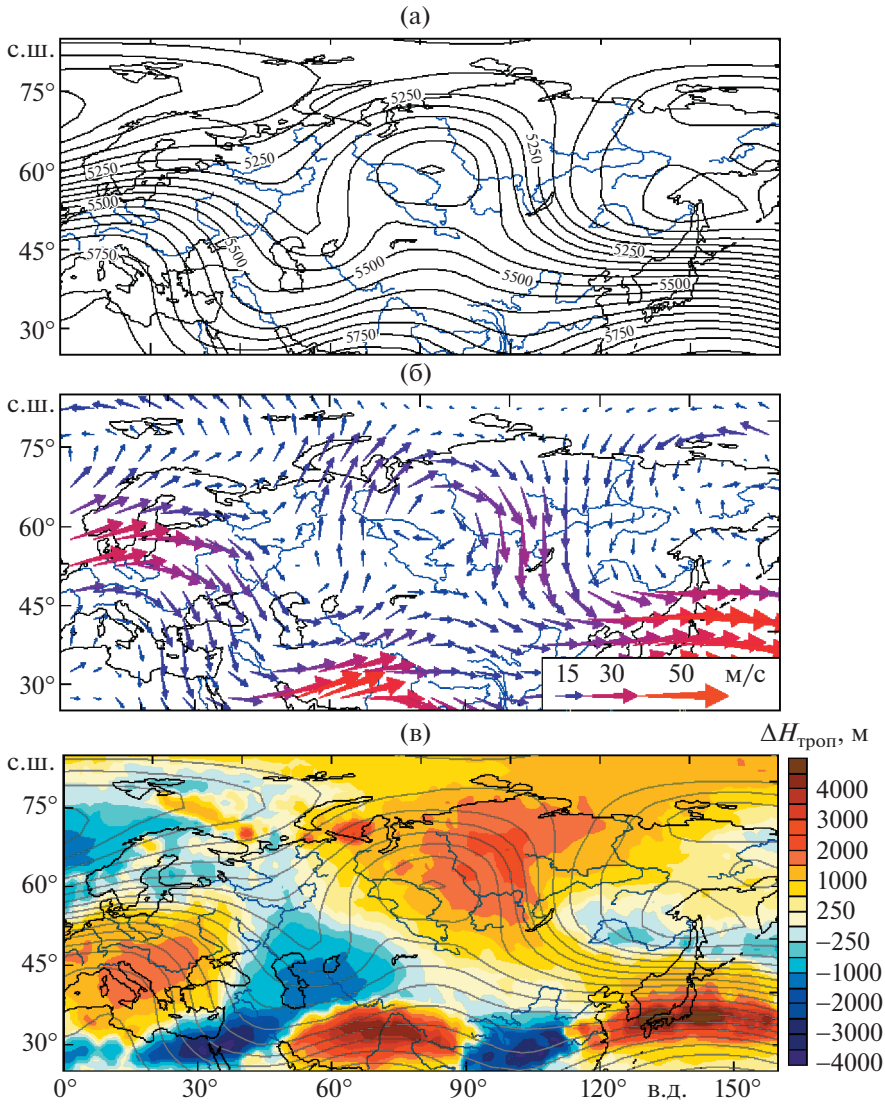

Рис. 2. Пространственные распределения над территорией России: *H*500 [гпм] (а), векторов ветра V_{500} на уровне 500 гПа [м/с] (б) и аномалий высоты тропопаузы $\Delta H_{троп}$ [м] (в) 26–30 января 2016 г.

особенности *H*500 характерны для атмосферного блокирования триплетного типа – омега-блокирования.

В рамках работы была исследована роль процессов атмосферной динамики в формировании озоновой “мини-дыры”. С атмосферным блокированием связаны интенсификация и стационирование планетарных волн типа волн Россби [14]. При этом с гребнями волн (отклонениями воздушного потока к северу) связаны восходящие движения воздуха, а с ложбинами – нисходящие [15]. Нисходящие движения в толще атмосферы способствуют увеличению ОСО, а восходящие – его уменьшению [16]. Формированию отрицательной аномалии ОСО в области блокирования могли способствовать восходящие движения воздуха в гребне волны над северной периферией блокирующего антициклона (ср. рис. 1 с рис. 2а).

Анализ атмосферной циркуляции свидетельствует, что воздушный поток при приближении к антициклонической области блокирования отклонялся к северу, огибал ее и далее отклонялся к югу (рис. 2б). По многолетним данным максимум ОСО над северными сибирскими регионами в зимний период отмечается вблизи 75° с.ш. [16]. Перенос воздуха с юга на север над западной периферией блокирующего антициклона приводит к замещению обогащенного озоном воздуха вблизи зимнего максимума ОСО обедненным озоном субтропическим воздухом. При этом замещение арктического воздуха субтропическим связано с подъемом высоты тропопаузы (рис. 2в), что также способствует уменьшению ОСО.

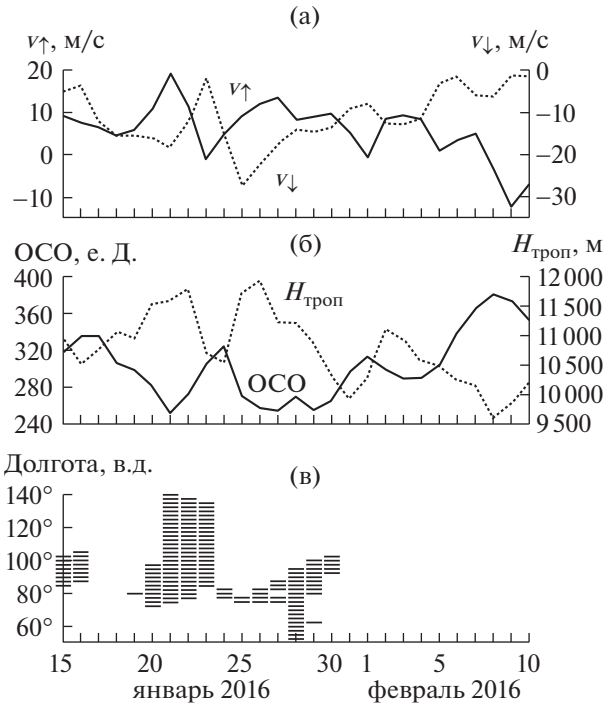

Рис. 3. Межсуточные вариации меридионального ветра над западной периферией области блокирования (50°–75° с.ш., 60°–75° в.д., сплошная линия, $v_\uparrow$) и над восточной периферией области блокирования (50°–75° с.ш., 100°–115° в.д., пунктирная линия, $v_\downarrow$) (а), а также вариации ОСО (сплошная линия) и высоты тропопаузы (пунктир) над областью блокирования (60°–75° с.ш., 70°–100° в.д.) (б) и индекса блокирования над Сибирью (в) в январе-феврале 2016 г.

При доминировании южного ветра в атмосфере на западе области блокирования и северного – на востоке отмечается тесная связь межсуточных вариаций меридионального ветра над западной и восточной периферия блокирующего антициклона (рис. 3а). Достаточно высокое (по модулю) значение коэффициента корреляции (r = = –0.69) между вариациями меридиональной компоненты ветра, усредненного по области (50°–75° с.ш., 60°–75° в.д.), и вариациями меридиональной компоненты ветра, усредненного по области (50°–75° с.ш., 100°–115° в.д.), характеризует общую связность атмосферных потоков в антициклоническом вихре. Усиление антициклонической циркуляции было отмечено в периоды 20–22 января, 25–30 января и 2–4 февраля 2016 г. (рис. 3а).

На рис. 3б показаны межсуточные вариации аномалий ОСО и $H_{троп}$ в области атмосферного блокирования (60°–75° с.ш., 70°–100° в.д.). Корреляционный анализ вариаций свидетельствует о тесной связи аномалий ОСО и $H_{троп}$ – с коэффициентом корреляции r = –0.73. В периоды усиления антициклонической циркуляции в атмосфере над областью блокирования отмечались уменьшение ОСО и увеличение $H_{троп}$, (см. рис. 3а и 3б). При этом выявлена статистически значимая антикорреляция аномалий ОСО в атмосфере над областью блокирования с меридиональным ветром над западной периферией блокирующего антициклона в период с 15 января по 10 февраля (с коэффициентом корреляции r = = –0.78). Согласно полученным результатам, более 60% дисперсии ОСО в рассматриваемый период можно объяснить процессами меридиональной адвекции озона. Анализ долготно-временных вариаций индекса блокирования (рис. 3в) свидетельствует о прямой связи отрицательных аномалий ОСО, отмечавшихся в атмосфере над севером Сибири в конце января 2016 г., с интенсивностью процессов блокирования в долготном секторе (60°–140° в.д.).

Согласно результатам анализа вертикальных профилей максимальная убыль озона над областью блокирования (60°–75° с.ш., 70°–100° в.д.) отмечалась в нижней стратосфере (рис. 4а). Локальные минимумы аномалий отношения смеси озона в атмосфере отмечались на уровне 70 гПа 21, 26 и 29 января, а также 4 февраля 2016 г. Наибольшая по абсолютной величине отрицательная аномалия (–1570 ppbv) была достигнута 26 января 2016 г. (–47% относительно многолетнего отношения смеси озона для данного дня и данного уровня в 2003–2015 гг.).

Сравнение вертикальных профилей аномалий озона и температуры в атмосфере свидетельствует о том, что в нижней стратосфере над областью блокирования отрицательные аномалии содержания озона соответствуют сильным отрицательным аномалиям температуры (ср. рис. 4а с рис. 4б). В частности, 30 января 2016 г. аномалия температуры уровне 10 гПа достигала –32°С. Согласно результатам анализа, в нижней стратосфере в период с 15 января по 5 февраля отмечались значения температуры ниже 78°С, а в период с 24 по 30 января 2016 г. – ниже 85°С (рис. 4б). Такие низкие значения температуры способствуют образованию в нижней стратосфере полярных стратосферных облаков (ПСО) I и II типов и интенсивному разрушению озона в гетерогенных реакциях на частицах ПСО [17]. Сопоставление рис. 4а с рис. 4б свидетельствует о том, что наиболее экстремальные отрицательные аномалии отношения смеси озона были отмечены при значениях температуры ниже –85°С в период 25–30 января 2016 г. Вместе с тем следует отметить, что экстремальные отрицательные аномалии отношения смеси озона в стратосфере и ОСО, отмечавшиеся 21 января 2016 г., не сопровождались экстремально низкими значениями температуры в стратосфере.

В феврале 2016 г. рост температуры в стратосфере (рис. 4б) и сопутствующее увеличение озо-

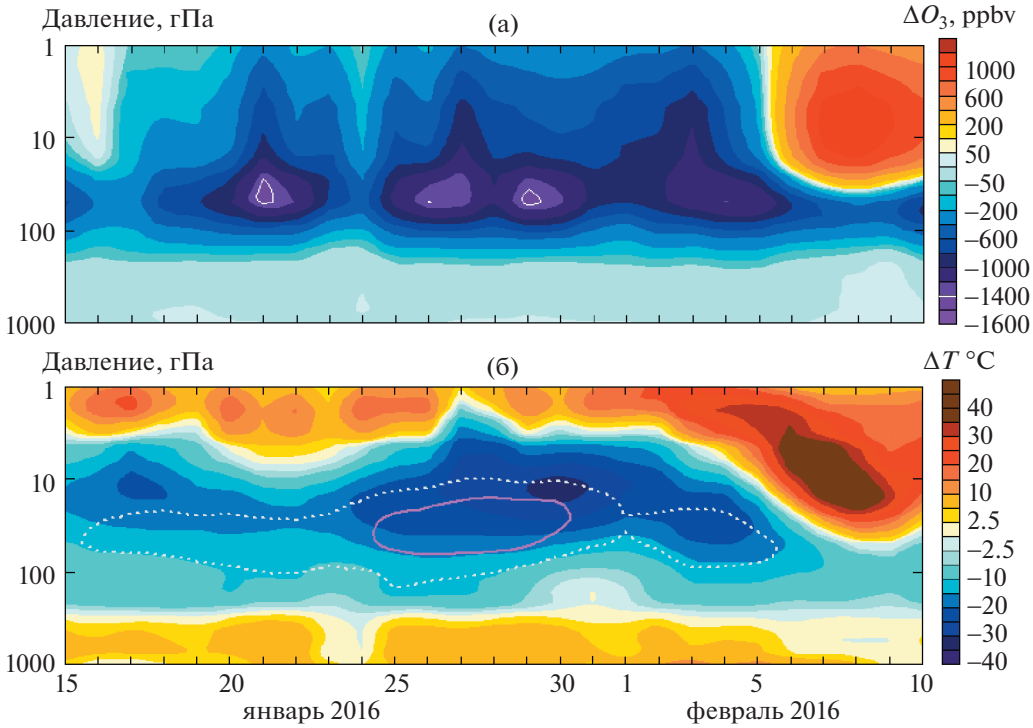

Рис. 4. Высотно-временные разрезы для аномалий отношения смеси озона (а) и аномалий температуры (б) в атмосфере над областью блокирования (60°–75° с.ш., 70°–100° в.д.) в январе–феврале 2016 г. Показаны также области значений температуры ниже –78°C (светлая пунктирная линия) и ниже –85°C (фиолетовая сплошная линия).

на (рис. 4а) были обусловлены внезапным стратосферным потеплением, развитие которого (как и озоновая “мини-дыра”) также могло быть следствием влияния атмосферного блокирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ характеристик и механизмов формирования озоновой “мини-дыры” над Сибирью зимой 2015/2016 гг. свидетельствует о связи ОМД с атмосферным блокированием. Уменьшение озона в атмосферном столбе (до 40%) было обусловлено главным образом уменьшением отношения смеси озона в нижней стратосфере. При ключевом вкладе динамических процессов в формирование озоновой “мини-дыры” определенный вклад в разрушение озона могли вносить процессы атмосферной химии вследствие усиления разрушения озона в гетерогенных реакциях на поверхности полярных стратосферных облаков, образовавшихся в связи с сильным понижением температуры в стратосфере над областью блокирования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 19-17-00240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *James P.M.* A Climatology of Ozone Mini-holes over the Northern Hemisphere // International Journal of Climatology. 1998. V. 18. P. 1287–1303.
2. *Peters D., Egger J., Entzian G.* Dynamical Aspects of Ozone Mini-hole Formation // Meteorology and Atmospheric Physics. 1995. V. 55. P. 205–214.
3. *Ситнов С.А., Мохов И.И.* Формирование озоновой “мини-дыры” в условиях продолжительного блокирующего антициклона в атмосфере над европейской территорией России летом 2010 года // ДАН. 2015. Т. 460. № 1. С. 74–78.
4. *Ситнов С.А., Мохов И.И.* Особенности поля общего содержания озона при атмосферном блокировании над европейской территорией России летом 2010 года (по спутниковым данным) // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 41–52.
5. *Petzold K.* The Role of Dynamics in the Total Ozone Deviations from their Long-term Mean over the Northern Hemisphere // Annales Geophysicae. 1999. V. 17. P. 231–241.
6. *Barriopedro D., Anto M., Garcia J.A.* Atmospheric Blocking Signatures in Total Ozone and Ozone Mini-holes // Journal of Climate. 2010. V. 23. P. 3967–3983.
7. *Мохов И.И., Акперов М.Г., Прокофьева М.А., Тимажев А.А., Лупо А.Р., Ле Трет Э.* Блокинги в Северном полушарии и Евро-Атлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчетам // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 582–586.

8. *Мохов И.И., Тимажев А.В.* Атмосферные блокирования и изменения их повторяемости в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей // Метеорология и гидрология. 2019. № 6. С. 5–16.
9. *Aumann H.H., Chahine M.T., Gautier C., Goldberg M.D., Kalnay E., McMillin L.M., Revercomb H., Rosenkranz P.W., Smith W.L., et al.* AIRS/AMSU/HSB on the Aqua Mission: Design, Science Objectives, Data Products, and Processing Systems // IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing. 2003. V. 41. P. 253–264.
10. *Acker J.G., Leptoukh G.* Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2007. V. 88. No 2. P. 14–17.
11. *Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., et al.* The NCEP-NCAR 50-year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation // Bulletin of American Meteorological Society. 2001. V. 82. P. 247–268.
12. *Tibaldi S., Molteni F.* On the Operational Predictability of Blocking // Tellus. 1990. V. 42A. P. 343–365.
13. *Никифорова М.П., Варгин П.Н., Звягинцев А.М.* Аномалии содержания озона над территорией России в зимне-весенний период 2015/16 гг. // Метеорология и гидрология 2019. № 1. С. 36–49.
14. *Мохов И.И.* Атмосферные блокинги и связанные с ними климатические аномалии / В сб.: “Нелинейные волны” 2016. Нижний Новгород. ИПФ РАН. 2017. С. 111–124.
15. *Matsuno T.* Lagrangian Motion of Air Parcels in the Stratosphere in the Presence of Planetary Waves // Pure and Applied Geophysics. 1980. V. 118. P. 189–216.
16. *Перов С.П., Хргиан А.Х.* Современные проблемы атмосферного озона Л: Гидрометиздат. 1980. 286 с.
17. *Solomon S.* Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History // Review of Geophysics. 1999. V. 37. P. 275–316.

RELATIONSHIP OF THE OZONE “MINI-HOLE” OVER SIBERIA IN JANUARY 2016 WITH ATMOSPHERIC BLOCKING

S. A. Sitnov[a,#] and Academician of the RAS I. I. Mokhov[b]

[a] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*
[#] *E-mail: sitnov@ifaran.ru*

Using satellite and reanalysis data, the mechanisms of the formation of the ozone “mini-hole” over Siberia in the winter of 2015/2016 have been investigated. A relationship is established between the regional negative anomaly of the total ozone content (TOC), reaching the value of –140 DU, with atmospheric blocking. The reason for the decrease in TOC was a decrease in the ozone mixing ratio in the lower stratosphere, which reached 50% near the level of 70 hPa. The key contribution of dynamic processes to the formation of the ozone “mini-hole” is shown. Possible contribution of heterogeneous reactions on the surface of polar stratospheric clouds in ozone destruction is also discussed.

Keywords: Atmospheric ozone, anomaly, “mini-hole”, atmospheric blocking, Siberia, 2016

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 83–87

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

УДК 551.51: 551.524.3: 551.581

ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

© 2021 г. Л. Х. Ингель[1,3], член-корреспондент РАН А. А. Макоско[2,3,*]

Поступило 04.03.2021 г.
После доработки 25.05.2021 г.
Принято к публикации 25.05.2021 г.

Неоднородности поля силы тяжести, деформируя поля давления, плотности и температуры воздуха, влияют на температурный режим пограничного слоя атмосферы, на теплообмен воздуха с подстилающей поверхностью. В работе рассмотрена стационарная аналитическая модель, призванная оценить амплитуды этих эффектов. Получены аналитические выражения для профилей температурных возмущений и амплитуд отклонений вертикальных потоков тепла на поверхности. Последние, помимо амплитуд неоднородностей поля силы тяжести, наиболее сильно зависят от фоновой стратификации среды. В высокоаномальных регионах амплитуды отклонений потоков тепла, согласно полученным оценкам, могут достигать и превышать 1 Вт/м^2, что дает основания к учету неоднородностей поля силы тяжести в климатических расчетах и численных моделях атмосферы.

Ключевые слова: неоднородности поля силы тяжести, пограничный слой атмосферы, турбулентный обмен, линейные возмущения, аналитическая модель, теплообмен, климат

DOI: 10.31857/S2686739721090115

ВВЕДЕНИЕ

В недавних теоретических работах Л.Х. Ингель и А.А. Макоско (см., в частности, [1, 2] и библиографию к этим работам) получены некоторые оценки атмосферных возмущений, связанных с неоднородностями поля силы тяжести (НПСТ). При этом основное внимание уделялось динамическим эффектам – возмущениям поля ветра под влиянием НПСТ. В настоящей работе обращается внимание на то, что в приземном слое атмосферы могут существовать и заметные термические эффекты НПСТ.

Для идеальной жидкой (газообразной) среды доказано, что в статическом состоянии в НПСТ изобары и изопикны (следовательно, и изотермы) совпадают с эквипотенциальными поверхностями [3]. Отклонения этих поверхностей от общего земного эллипсоида (высота геоида), могут, как известно, достигать значений порядка ±100 м. В приземном слое, где вертикальные перепады температуры в нижних 10–20 м могут достигать нескольких градусов, вертикальное смещение изотерм даже на 10 м должно приводить к заметным термическим эффектам. Правда, воздух в приземном слое атмосферы далек от идеальной среды. Поэтому существует содержательная задача – оценка отклонений температуры и потоков тепла в приземном слое, возникающих под влиянием НПСТ.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Математическая задача в ряде отношений аналогична известным исследованиям течений, возникающих в стратифицированной среде над неоднородно нагретой горизонтальной поверхностью (см., например, [4] и библиографию в этой работе). Но в последних возмущения в среде связаны с неоднородными краевыми условиями на нижней границе, а в настоящем случае эти условия могут быть однородными, но неоднородна система уравнений гидротермодинамики – в ней присутствуют дополнительные горизонтально-неоднородные силы, связанные с пространственной неоднородностью поля силы тяжести.

Ограничиваемся рассмотрением двумерной стационарной задачи, аналогичной работе [1], в которой, однако, анализируются только динамические возмущения. Для обобщения стандартных уравнений динамики с учетом НПСТ, введем в эти уравнения дополнительные силы (ускорения) $g_x(x, z)$, $g_z(x, z)$ – горизонтальную и вертикальную составляющие НПСТ (помимо обычно рассмат-

[1] НПО "Тайфун", Обнинск, Россия
[2] Российская академия наук, Москва, Россия
[3] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова, Российская академия наук, Москва, Россия
*E-mail: aamacosco@mail.ru

риваемой постоянной силы тяжести, обозначаемой через g) [1]. Из свойств гравитационного потенциала следует соотношение $\partial \mathbf{g}_x/\partial z = \partial \mathbf{g}_z/\partial x$. Соответствующая линеаризованная система уравнений гидротермодинамики для двумерной стационарной задачи в приближении Буссинеска имеет вид [1]:

$$0 = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial x} + f\mathbf{v} + \nu\Delta_2 u + \mathbf{g}_x, \quad 0 = -fu + \nu\Delta_{2v}, \quad \rho' = -\bar{\rho}\alpha\theta, \tag{1}$$

$$0 = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} + \nu\Delta_2 w - \mathbf{g}\frac{\rho'}{\bar{\rho}} + \mathbf{g}_z, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad \gamma w = \kappa\Delta_2\theta. \tag{2}$$

Здесь u, v, w – составляющие возмущения поля скорости вдоль горизонтальных осей x, y и вертикальной оси z соответственно; p', ρ' – возмущения давления и плотности соответственно; f – параметр Кориолиса; Δ_2 – символ двумерного лапласиана; θ – возмущение потенциальной температуры; $\gamma > 0$ – фоновый вертикальный градиент потенциальной температуры (предполагается устойчивая фоновая стратификация плотности); α – коэффициент теплового расширения; коэффициенты обмена κ и ν предполагаются постоянными.

На нижней горизонтальной границе (подстилающей поверхности) предполагается выполнение условий непротекания и прилипания, а также фиксированной температуры (отсутствия температурных возмущений):

$$u = v = w, \quad q = 0 \quad \text{при} \quad z = 0. \tag{3}$$

Вдали от поверхности предполагается выход на статический режим, существующий, согласно [3], при отсутствии вертикального теплообмена и без учета влияния подстилающей поверхности (горизонтальный теплообмен в рассматриваемой геометрии задачи незначителен). Последнее означает, что изобары, изопикны и изотермы вдали от нижней границы совпадают с эквипотенциальными поверхностями, а возмущения скорости затухают. Обозначим через Φ и η соответственно отклонения потенциала силы тяжести и вертикальные отклонения эквипотенциальных поверхностей, связанные с неоднородностями поля силы тяжести. По определению, $\eta = -\frac{\Phi}{\mathbf{g}} = \frac{\int \mathbf{g}_x dx}{\mathbf{g}}$, где нижний предел интегрирования – "отсчетная" точка, в которой упомянутые отклонения отсутствуют. Соответственно, верхнее граничное условие для температурного возмущения имеет вид:

$$\theta \to -\gamma\eta = -\frac{\gamma\int \mathbf{g}_x dx}{\mathbf{g}} \quad \text{при} \quad z \to \infty. \tag{4}$$

РЕШЕНИЕ

Исключая из системы уравнений все неизвестные, кроме w, получаем уравнение

$$\Delta_2^3 w + \frac{N^2}{\varkappa\nu}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \left(\frac{f}{\nu}\right)^2\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 0, \tag{5}$$

где $N = (\alpha\mathbf{g}\gamma)^{\frac{1}{2}}$ – частота плавучести (частота Брента-Вяйсяля).

Удобно анализировать модель с гармонической зависимостью неоднородностей поля силы тяжести от горизонтальной координаты:

$$\mathbf{g}_x = G\exp(-kz)\cos kx, \quad \mathbf{g}_z = -G\exp(-kz)\sin kx, \tag{6}$$

где G – амплитуда, k^{-1} – пространственный масштаб неоднородности соответственно. В этом случае решение также ищем в виде горизонтальной гармоники:

$$u(x,z) = U(z)\cos kx, \quad w(x,z) = W(z)\sin kx, \quad \text{и т.д.} \tag{7}$$

Уравнение (5) принимает вид

$$\left(\frac{d^2}{dZ^2} - 1\right)^3 W = -\mathrm{Ta}\frac{d^2}{dZ^2}W + RW, \quad R = \frac{N^2}{\kappa\nu k^4}, \quad \mathrm{Ta} = \frac{f^2}{\nu^2 k^4}. \tag{8}$$

Здесь введены безразмерная переменная $Z = kz$ и безразмерные параметры R, Ta, являющиеся некоторыми аналогами чисел Рэлея и Тейлора.

Решение последнего уравнения стандартным образом ищется в виде линейной комбинации экспонент типа $\exp(\sigma kz)$. Характеристическое уравнение имеет вид

$$\left(\sigma^2 - 1\right)^3 + \mathrm{Ta}\,\sigma^2 - R = 0. \tag{9}$$

В общем случае решение весьма громоздко. Но полезно иметь в виду, что значения параметров R, Ta в рассматриваемых условиях обычно весьма велики, так что имеет смысл проанализировать некоторые относительно простые предельные случаи. Например, если $\kappa = \nu = 10$ м^2/с (эффективные коэффициенты турбулентного обмена), $k = 5\times10^{-6}$ м$^{-1}$ (что соответствует длине горизон-

тальной полуволны около 600 км), $\gamma = 6\times10^{-3}$ К/м, $f = 7\times10^{-5}$ с$^{-1}$, то $N \approx 1.4\times10^{-2}$ с$^{-1}$, $R \approx 3\times10^{15}$, $\mathrm{Ta} \approx 10^{11}$. Корни характеристического уравнения σ_j в таких ситуациях велики по абсолютной величине по сравнению с единицей, и это существенно упрощает расчеты, которые аналогичны [1]. В частности, при выполнении условия

$$1 \ll R^{2/3} \ll \mathrm{Ta} \ll R$$

приближенное решение системы уравнений (1) и (2) имеет вид (в чем можно убедиться и прямой подстановкой в эти уравнения):

$$w \approx \nu k \frac{G}{\mathbf{g}}\left(\frac{N}{f}\right)^2\left[\exp\left(-\frac{z}{h_B}\right) - \right.$$
$$\left. - 2^{\frac{1}{2}}\exp\left(-\frac{z}{h_E}\right)\cos\left(\frac{z}{h_E}-\frac{\pi}{4}\right)\right]\sin kx,$$
$$u \approx \nu k\left(\frac{\nu}{\kappa}\right)^{1/2}\frac{G}{\mathbf{g}}\left(\frac{N}{f}\right)^3 \times$$
$$\times\left[-\exp\left(-\frac{z}{h_B}\right)+\left(4\frac{\mathrm{Ta}^3}{R^2}\right)^{\frac{1}{4}}\exp\left(-\frac{z}{h_E}\right)\sin\left(\frac{z}{h_E}\right)\right]\cos kx, \quad (10)$$
$$v \approx \left(\frac{\kappa}{\nu}\right)^{\frac{1}{2}} v\left[(1-\delta)\exp(-kz) - \exp\left(-\frac{z}{h_B}\right)+\right.$$
$$\left. + \delta\exp\left(-\frac{z}{h_E}\right)\cos\left(\frac{z}{h_E}\right)\right]\cos kx,$$
$$\theta \approx -\frac{\gamma G}{k\mathbf{g}}\left[\exp(-kz) - \exp\left(-\frac{z}{h_B}\right)\right]\sin kx,$$

где фигурируют масштабы длины

$$h_B = \frac{1}{k}\left(\frac{\mathrm{Ta}}{R}\right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{\kappa}{\nu}\right)^{\frac{1}{2}}\frac{f}{kN}, \quad h_E = \frac{1}{k}\left(\frac{\mathrm{Ta}}{4}\right)^{-\frac{1}{4}} = \left(\frac{2\nu}{f}\right)^{\frac{1}{2}},$$

а также безразмерный параметр δ и масштаб скорости v:

$$\delta = \frac{(2R)^{\frac{1}{2}}}{\mathrm{Ta}^{\frac{3}{4}}} = \frac{N\nu k}{\left(\kappa f^3/2\right)^{\frac{1}{2}}} \ll 1, \quad v = \frac{N}{k}\frac{G}{\mathbf{g}} \sim N\eta.$$

АНАЛИЗ РЕШЕНИЯ ДЛЯ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

При рассмотренных выше значениях параметров вторая экспонента в (10) убывает с высотой примерно в 200 раз быстрее, чем первая. При $z \gg h_B$ существенна лишь первая экспонента – температурные возмущения на достаточно высоких уровнях определяются лишь деформациями изотерм, которые следуют поверхностям равного потенциала. Из (4), с учетом (6), следует

$$\theta \to -\gamma\eta = -\gamma\int \mathbf{g}_x dx/\mathbf{g} = -\frac{\gamma G}{kg}\exp(-kz)\sin kx.$$

Выражение (10) отличается от последнего выражения лишь второй экспонентой, которая, как пояснено выше, быстро убывает с высотой. Поэтому, как и предполагалось, на больших высотах эти выражения совпадают.

Но ниже имеется относительно тонкий переходный слой, где сказывается температурное влияние подстилающей поверхности. Амплитуда обусловленного НПСТ возмущения потока тепла у этой поверхности:

$$\left|c_p\bar{\rho}\kappa\frac{d\theta}{dz}\right|_{z=0} \approx c_p\bar{\rho}\kappa\gamma\frac{G}{\mathbf{g}}\left(\frac{R}{\mathrm{Ta}}\right)^{\frac{1}{2}} = c_p\bar{\rho}(\nu\kappa)^{\frac{1}{2}}\gamma\frac{GN}{\mathbf{g}f},$$

где c_p – теплоемкость воздуха. Помимо амплитуды неоднородности поля силы тяжести, последнее выражение особенно сильно зависит от фоновой температурной стратификации (от γ зависит и N). Это и понятно, поскольку связанное с НПСТ вертикальное смещение изотерм особенно сильно сказывается при интенсивной стратификации. При $\frac{G}{\mathbf{g}} = 10^{-4}$ для приведенных выше значений остальных параметров выражение (18) превышает 1 Вт/м^2. Это значение может быть еще больше с учетом того, что в приземном и пограничном слоях фоновый градиент температуры γ может быть значительно больше, чем в приведенной выше оценке.

ОСОБЫЙ СЛУЧАЙ НИЗКИХ ШИРОТ

Низким широтам отвечают относительно малые значения параметра Кориолиса и числа Тэйлора. Поэтому представляет интерес аналогичная задача без учета кориолисовых сил. Можно показать, что в этом случае приближенное решение для температурного возмущения имеет вид

$$\theta(x,z) \approx \frac{\gamma G}{k\mathbf{g}}\left\{-\exp(-kz) + \frac{1}{2}\left[\exp\left(-R^{\frac{1}{6}}kz\right)+\right.\right.$$
$$+\left(\cos\left(\frac{3^{1/2}}{2}R^{1/6}kz\right)+\frac{1}{3^{1/2}}\sin\left(\frac{3^{1/2}}{2}R^{1/6}kz\right)\right)\cdot$$
$$\left.\left.\cdot\exp\left(-\frac{1}{2}R^{1/6}kz\right)\right]\right\}\sin kx.$$

Если в предыдущем решении толщина возникающего у поверхности пограничного слоя была порядка $\mathbf{h}_B$, то в данном случае она порядка $R^{-\frac{1}{6}}k^{-1}$. Это означает существование у поверхности

дополнительных потоков тепла амплитудой порядка

$$\left|c_p\bar{\rho}\kappa\frac{d\theta}{dz}\right|_{z=0} \sim c_p\bar{\rho}\kappa k R^{\frac{1}{6}}\theta \sim c_p\bar{\rho}\kappa\frac{\gamma G}{\mathbf{g}}R^{\frac{1}{6}} =$$

$$= c_p\bar{\rho}\frac{G}{\mathbf{g}}\left(\frac{\alpha\mathbf{g}\kappa^5\gamma^7}{\nu k^4}\right)^{\frac{1}{6}}.$$

Если $N = 10^{-2}$ с$^{-1}$, $\kappa = \nu = 3$ м^2/с, $k = 2\times10^{-5}$ м$^{-1}$ (что соответствует длине горизонтальной полуволны около 150 км), то $R^{\frac{1}{6}} \approx 200$. Толщина возникающего пограничного слоя $R^{-\frac{1}{6}}k^{-1}$ порядка первых сотен метров.

При $\frac{G}{\mathbf{g}} = 10^{-4}$ амплитуда дополнительных потоков тепла может достигать и превышать 1 Вт/м^2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная модель прозрачно демонстрирует, что неоднородности поля силы тяжести, деформируя поля давления, плотности и температуры воздуха, влияют на температурный режим пограничного слоя атмосферы, на теплообмен с подстилающей поверхностью. Полученные значения амплитуд возмущений потоков тепла, видимо, могут быть заметно больше, поскольку они сильно зависят от фоновой стратификации, а последняя в приземном и пограничном слоях бывает весьма значительной.

Полученный результат представляется достаточно значимым.

В формировании различных типов климата Земли существенная роль принадлежит круговоротам тепла и влаги, включая поток явного тепла, величина которого у Земли составляет до 20–30 Вт/м^2 (см., напр., [5, 6]), но при этом испытывает значительные вариации, в том числе суточные со сменой знака [7]. В таких случаях в высоко аномальных регионах, площадь которых составляет до нескольких млн кв. км (см. рис. 1.2–1.4 в [8]), роль НПСТ может быть очень заметна.

Отмеченные обстоятельства указывают на повод для оценки систематических погрешностей вследствие неучета НПСТ в процедурах определения потоков тепла и для возможного уточнения краевых условий в численных моделях атмосферы.

Если принять во внимание, что в используемых IPCC (Межправительственная группа экспертов по изменению климата) базовых климатических сценариях RCP величины дополнительного потока тепла (радиационного форсинга) составляют от 2.6 до 8.5 Вт/м^2 [9], возникает дополнительное основание к учету неоднородностей поля силы тяжести в климатических расчетах.

Рассмотренная выше теоретическая схема содержит ряд допущений, которые могут ограничивать пределы применимости результатов. В частности, предполагались постоянные значения коэффициентов турбулентного обмена. Отказ от приближения Буссинеска, скорее всего, не изменит порядков амплитуд, как и рассмотрение трехмерных возмущений. Температура поверхности предполагалась фиксированной. Не представляет принципиальной трудности обобщение задачи на случай более общих краевых условий города.

Представляется важным, что в любом случае рассмотренная аналитическая модель является необходимым шагом для понимания механизмов влияния неоднородностей силы тяжести на гидротермодинамику атмосферы и оценки амплитуд соответствующих эффектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ингель Л.Х., Макоско А.А.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 6. С. 635–640. https://doi.org/10.1134/S0002351518060081
2. *Ingel L.Kh., Makosko A.A.* // Geophys. and Astrophys. Fluid Dyn. 2021. V. 115. N 1. P. 35–43. https://doi.org/10.1080/03091929.2020.1762080
3. *Кочин Н.Е.* Изменение температуры и давления с высотой в свободной атмосфере. Собр. соч. Т. 1. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1949. С. 530–591.
4. *Ингель Л.Х., Макоско А.А.* // Вычислительная механика сплошных сред. 2020. Т. 13. № 3. С. 288–297. https://doi.org/10.7242/1999-6691/2020.13.3.23
5. *Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 339 с.
6. *Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. и др.*// Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 1. С. 22–29.
7. *Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Стонт Ж.И.* // Изв. РГО. 2019. Т. 151. Вып. 4. С. 15–26. https://doi.org/10.31857/S0869-6071151415-26
8. *Макоско А.А., Панин Б.Д.* Динамика атмосферы в неоднородном поле силы тяжести. СПб.: РГГМУ, 2002. 244 с.
9. О новых сценариях анализа выбросов, изменения климата, воздействий и стратегий реагирования. Техническое резюме. Доклад совещания экспертов МГЭИК 19–21 сентября 2007 года. Нордвейкерхаут, Нидерланды. https://archive.ipcc.ch/pdf/supporting-material/expert-meeting-ts-scenarios-ru.pdf.

ESTIMATES OF THE INFLUENCE OF GRAVITY INHOMOGENEITIES ON THE THERMAL REGIME OF THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

L. Kh. Ingel[a,c] **and Corresponding Member of the RAS A. A. Makosko**[b,c,#]

[a] *Research and Production Association "Typhoon", Obninsk, Russian Federation*

[b] *Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[c] *Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

The inhomogeneities of the gravity field, deforming the fields of pressure, density and air temperature, affect the temperature regime of the boundary layer of the atmosphere, on the heat exchange of air with the underlying surface. The paper considers a stationary analytical model designed to estimate the amplitudes of these effects. Analytical expressions for the profiles of temperature perturbations and amplitudes of deviations of vertical heat fluxes on the surface are obtained. The latter, in addition to the amplitudes of the inhomogeneities of the gravity field, most strongly depend on the background stratification of the medium. In highly anomalous regions, the amplitudes of deviations of heat fluxes, according to the estimates obtained, can reach and exceed 1 W/m^2, which gives grounds for taking into account the inhomogeneities of the gravity field in climatic calculations and numerical models of the atmosphere.

Keywords: gravity field inhomogeneity, atmospheric boundary layer, turbulent exchange, linear disturbances, analytical model, heat transfer, climate

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 88–94

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.583: 631.559 (470)

НОВЫЙ ПОДХОД К ВЫЯВЛЕНИЮ ВЛИЯНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ КЛИМАТА НА СНИЖЕНИЕ УРОЖАЙНОСТИ ПШЕНИЦЫ НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

© 2021 г. Е. А. Черенкова[1,2,*], член-корреспондент РАН В. А. Семенов[1,2]

Поступило 20.04.2021 г.
После доработки 02.06.2021 г.
Принято к публикации 04.06.2021 г.

Исследовано изменение сезонных экстремальных климатических условий, приводящих к низкой урожайности пшеницы на юге Европейской территории России, в период 1991–2019 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. Установлено, что экстремальные температурные режимы являются более важными с точки зрения оценки их влияния в целом за год на продуктивность пшеницы, чем экстремальные режимы осадков. Предложен новый интегральный показатель, учитывающий совокупное влияние сезонных экстремальных режимов температуры и осадков, наиболее часто сопровождающихся недобором пшеницы на исследуемой территории. Показано, что, несмотря на позитивные изменения зимой и весной, изменения экстремальных режимов температур и осадков в последние десятилетия были неблагоприятными для выращивания пшеницы на юге Европейской территории России за счет негативных статистически значимых их изменений, наблюдаемых летом и осенью.

Ключевые слова: экстремумы приземной температуры воздуха и атмосферных осадков, урожайность пшеницы, Европейская территория России

DOI: 10.31857/S2686739721090073

Глобальное потепление сопровождается увеличением повторяемости и интенсивности гидрометеорологических экстремумов во многих регионах. Задача обеспечения продовольствием населения Земли в условиях меняющегося климата является одним из важнейших современных вызовов, стоящих перед человечеством. В докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) подчеркивается, что засухи наносят огромный ущерб сельскохозяйственной отрасли во многих странах [1]. Помимо засух, другие погодные факторы, в том числе экстремальные климатические события, наблюдаемые в различные фазы вегетации сельскохозяйственных растений (культур), а также вне их вегетации, играют немаловажную роль в агропроизводстве.

В конце XX века Россия стала крупным экспортером зерна на мировом рынке. По данным Международного совета по зерну, Россия занимает первое место среди стран мира по экспорту пшеницы (http://www.igc.int/). Продолжающееся глобальное потепление может привести к пересмотру ключевых игроков на мировом зерновом рынке. В связи с этим при принятии управленческих решений, направленных на разработку мер по смягчению последствий изменений климата, повышается актуальность оценок сельскохозяйственных рисков, обусловленных этими изменениями.

Рост температуры воздуха на Европейской территории России (ЕТР) в 1976–2012 гг. составил 0.52°С/год, а наибольшим и статистически значимым он был летом и осенью [2]. В то же время на фоне незначительного роста осадков на ЕТР в тот же период существенное их увеличение отмечалось только весной. Наблюдаемые в последние несколько десятилетий изменения климата были позитивными для повышения продуктивности зерновых культур: потепление привело к росту теплообеспеченности посевов, повышению средней температуры холодного периода года, увеличению продолжительности вегетационного периода [3]. Вместе с тем отмечается, что агроклиматические изменения, связанные с засухами, не были одинаково благоприятными для всех регионов юга РФ [4]. Очевидно, что вариации урожайности не могут полностью определяться экстремальностью климата. Однако экс-

[1]*Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: cherenkova@igras.ru*

тремальные погодные события часто сопровождаются недобором урожая. При наблюдении нескольких неблагоприятных экстремальных погодных событий, как в течение вегетационного сезона, так и вне его, их кумулятивное влияние на продуктивность агроценозов может быть усилено.

В данной работе исследуются связи сезонных экстремумов температурно-влажностного режима с низкой урожайностью пшеницы в регионах юга Европейской территории России. Предлагается новый подход к оценке изменений характеристик экстремального климата, чье совокупное влияние на сезонном и годовом масштабах связано с пониженной агро-продуктивностью.

Положительный тренд урожайности пшеницы на юге ЕТР в последние десятилетия XX–начале XXI века [5] был связан, прежде всего, с агротехническими изменениями. О тесной связи временных рядов средней для юга ЕТР урожайности пшеницы с количеством внесенных минеральных удобрений (рис. 1б) свидетельствует коэффициент корреляции, равный 0.84. В данной статье используется статистика урожайности яровой и озимой пшеницы Федеральной службы государственной статистики (Росстат) РФ (https://rosstat.gov.ru/) в период 1995–2019 гг. Связь экстремальных сезонных климатических показателей и низкой по сравнению с нормой урожайности яровой и озимой пшеницы анализируется в 12 административных субъектах юга ЕТР (рис. 1а). Разделить агротехническую и климатическую составляющие урожайности достаточно сложно. Согласно известной в агроклиматологии методике, рекомендуется оценивать урожайность, удалив из нее тренд [6]. Вклад линейного тренда в изменчивость урожайности в период 1995–2019 гг. был достаточно существенным и варьировался от 16 до 83% в зависимости от рассматриваемого региона. При удалении тренда из временных рядов урожайности для каждого региона исследуемой территории предполагалось, что в целом исключается влияние агротехнических факторов (внесение минеральных удобрений, использование новых прогрессивных технологий и новых сортов с более высоким потенциалом продуктивности). При отрицательных значениях нормированной урожайности она классифицировалась как низкая. Отметим, что экстремальные климатические условия вне сезона вегетации воздействуют на формирование урожая яровой пшеницы опосредованно через формирование запасов весенней почвенной влаги.

Вариативность дат старта посевной кампании и климатические особенности в регионах исследуемой территории приводят к отличиям год от года календарных дат критических периодов развития сельскохозяйственных растений. Что затрудняет выявление прочных связей между урожайностью и влагообеспеченностью, а также и теплообеспеченностью посевов. В некоторые годы уборка урожая во многих субъектах юга ЕТР затягивается до июля, а сев озимых может начаться в сентябре. Август был исключен из рассмотрения как месяц вне сезона вегетации.

В современной мировой гидрометеорологической практике широко используются предложенные группой экспертов по обнаружению изменений климата и индексам МГЭИК (Expert Team on Climate Change Detection and Indices, ETCCDI) количественные показатели, характеризующие экстремальные режимы температуры воздуха, а также суточного количества атмосферных осадков [7]. Одна часть экстремальных показателей определяется на основе 10-го и 90-го перцентилей – “хвостов” функции распределения вероятности случайной величины температуры воздуха или атмосферных осадков за базовый период. Другая часть показателей рассчитывается с помощью пороговых значений, основанных на эмпирических оценках. 26 экстремальных показателей, рекомендованных ETCCDI, были рассчитаны за каждый год каждого сезона по данным минимальных, средних и максимальных температур воздуха, а также суточных сумм осадков из архива ВНИИГМИ-МЦД с данными наблюдений на метеостанциях сети Российской Гидрометслужбы (http://meteo.ru). Использованы данные 45 метеостанций, расположенных на юге ЕТР, для которых пропущенные наблюдения составляли не более 10%. Анализ сезонных изменений экстремальных показателей выполнялся для периода 1991–2019 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. В качестве базового периода для вычисления перцентилей использовался период 1961–1990 гг.

В данной статье предлагается новый интегральный индекс экстремумов температуры и осадков, созданный с учетом негативной реакции продуктивности пшеницы на совокупность таких экстремумов. Отбор рассмотренных экстремальных сезонных климатических показателей для включения в индекс осуществлялся на основе оценки влияния их изменений на областную урожайность на юге ЕТР (описание шести выбранных экстремальных показателей представлено в табл. 1). Показатель принимался во внимание, только если его влияние на урожайность было однонаправленным во всех рассмотренных субъектах, и нормированные отклонения показателя от среднего ассоциировались с пониженной урожайностью как озимой, так и яровой пшеницы на юге ЕТР не менее чем в 60% лет периода 1995–2019 гг. (табл. 2). Например, положительное отклонение от нормы показателя SU летом в 63 и 67% случаев приводило к низкой урожайности озимой (рис. 2а) и яровой пшеницы (рис. 2б) соответственно (табл. 2). Интегральный экстре-

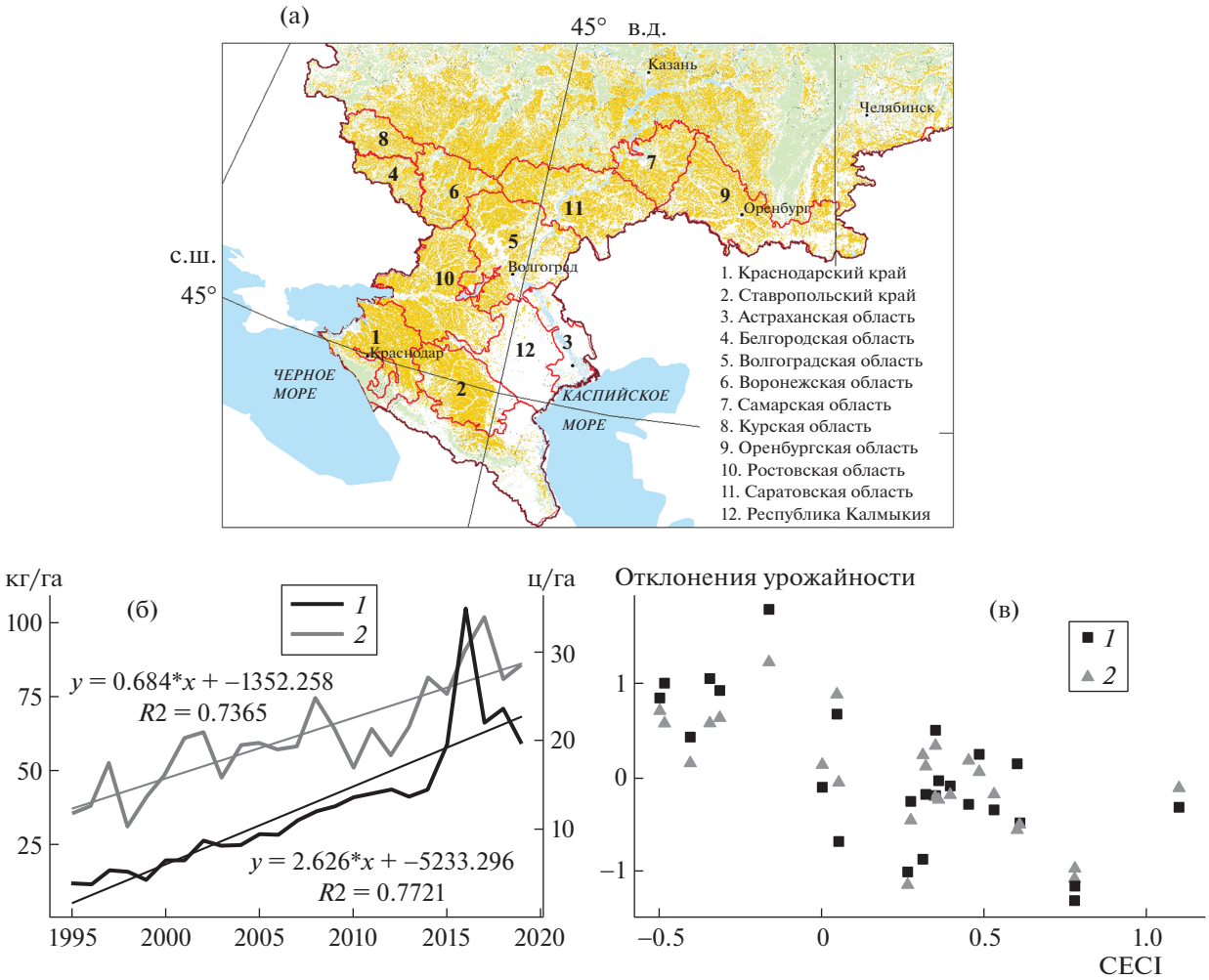

Рис. 1. Распределение пахотных земель в 2010 г. (заливка желтого цвета) по данным ИКИ РАН (http://smiswww.iki.rssi.ru/files/maps/croplands_of_russia_2010_ru_s.jpg) и расположение 12 субъектов на юге ЕТР (а); многолетние изменения количества (кг/га) внесенных сельскохозяйственными организациями минеральных удобрений в пересчете на 100% питательных веществ на 1 га посева (https://rosstat.gov.ru/) (*1*) и урожайности пшеницы (ц/га) (*2*) на юге ЕТР (б); связь индекса CECI с нормированными отклонениями урожайности озимой (*1*) и яровой (*2*) пшеницы в среднем на исследуемой территории в 1995–2019 гг. (в).

мальный климатический показатель (Cumulative Extreme Climate Indicator, CECI) рассчитывался следующим образом:

$$\mathrm{CECI}_s = \frac{1}{mn}\sum_{j=1}^{m}\sum_{i=1}^{ns}\mathrm{norm}\left(P_{ijs}\right), \qquad (1)$$

где P_{ijs} – экстремальный показатель, norm ( ) – нормирование показателя вычитанием среднего и делением на стандартное отклонение за базовый период, n_s – количество показателей, включенных в данный сезон года s, m – количество метеостанций в данном регионе, s – сезон года.

Перед получением интегральных оценок CECI на территории исследования сезонные областные показатели были усреднены для всех метеостанций в каждом из 12 рассмотренных регионов. Учет знака экстремального показателя при расчете CECI в формуле (1) осуществлялся на основе оценки наибольшей положительной (или отрицательной) его связи с урожайностью ниже нормы (табл. 2). Среди экстремальных сезонных климатических показателей, существенно коррелирующих друг с другом (т.е. если статистически значимые на уровне 0.05 коэффициенты корреляции по модулю превышали 0.6), отбирался только один показатель, наиболее часто сопровождающийся низкой урожайностью. Таким образом, положительные значения CECI отражают неблагоприятные экстремальные климатические условия во все сезоны года, в 80% случаев приводящие к низкой урожайности пшеницы на юге ЕТР в период 1995–2019 гг. (рис. 1в).

Таблица 1. Количественные показатели, характеризующие экстремальные режимы приземной температуры воздуха и атмосферных осадков, наиболее часто сопровождающиеся низкой урожайностью пшеницы на юге ЕТР

Обозначение	Описание показателя	Ед. измерений
CDD	Наибольшая продолжительность периода, в течение которого каждый день выпадало менее 1 мм осадков	сут
CSDI	Продолжительность холодных периодов, представляющих последовательность из не менее 5 холодных ночей подряд. Ночь считалась холодной, если минимальная суточная температура была ниже 10-го перцентиля для соответствующего календарного дня	сут
FD	Количество суток с минимальной суточной температурой менее 0°C	сут
TN90p	Количество суток с минимальной суточной температурой выше 90-го перцентиля для соответствующего календарного дня. Перцентиль рассчитывался в скользящем 5-дневном окне в базовый период	%
SU	Количество суток с максимальной суточной температурой более 25°C	сут
WSDI	Продолжительность теплых периодов, представляющих последовательность из не менее 5 теплых дней подряд. День считался теплым, если максимальная суточная температура превышала 90-й перцентиль для соответствующего календарного дня	сут

Результаты исследования выявили сезонные особенности влияющих экстремумов. Так, зимой экстремумы минимальной температуры являются наиболее важными для урожайности в текущем году. Установлено, что урожайность пшеницы ниже нормы на юге ЕТР чаще всего ассоциировалась с высокой продолжительностью очень холодных периодов зимой (CSDI), а также небольшой долей экстремально теплых минимальных температур (TN90p) (описание показателей климатических экстремумов приведено в табл. 2). Наблюдаемые низкие температуры в сочетании с малоснежными зимами являются сильным стрессом для озимых и способны привести к их вымерзанию. Поскольку даже кратковременное понижение температуры почвы на глубине узла кущения ниже критической, формирующейся под влиянием совместного действия температуры воздуха и снежного покрова, приводит к повреждению или в некоторых случаях даже гибели растений [8].

Таблица 2. Доля (%) лет периода, когда положительные (I, III) и отрицательные (II, IV) отклонения от климатической нормы показателей, характеризующих экстремальные режимы температуры и осадков, наиболее часто сопровождались низкой урожайностью озимой (I, II) и яровой (III, IV) пшеницы на юге ЕТР и при этом имели одинаковый знак во всех 12 субъектах юга ЕТР. Знак экстремального показателя в качестве слагаемого в формуле (1) расчета CECI приведен в (V)

Сезон	Показатель	I	II	III	IV	V
зима	TN90p	35.9	67.5	38.7	63.2	–
	CSDI	61.9	49.1	60.8	44.6	+
весна	CDD	61.8	47.0	61.6	44.5	+
	FD	67.2	39.4	61.8	41.9	+
	SU	66.5	42.7	63.3	41.7	+
лето	SU	63.7	41.6	68.1	32.3	+
осень	WSDI	60.3	47.9	62.1	43.2	+

Весной повышается роль климатических экстремумов, связанных с осадками. Установлено, что низкая урожайность пшеницы на юге ЕТР чаще всего сопровождалась положительными отклонениями от нормы продолжительности очень сухих периодов (CDD) весной. С другой стороны, пшеница чувствительна как к “холодным”, так и к “теплым” весенним температурным экстремумам. Так, переизбыток как экстремально холодных дней (FD), так и жарких дней (SU) приводил к низкой урожайности. Дефицит весенней почвенной влаги часто связан с существенным замерзанием почвы в особенно холодные зимы [9]. Кроме того, рост экстремально высоких температур весной вызывает бурное таяние снега, в результате чего из-за замерзшей почвы талая вода, не успевая просачиваться в почву, попадает в сток. Подобная ситуация сложилась весной в 2010 г. в южной половине ЕТР, что в дополнении к недостатку атмосферной влаги привело к формированию засушливых условий уже в мае [10]. Сильные атмосферные засухи с мая по июнь способны замедлить общую тенденцию роста зерновых культур вследствие повышения культуры земледелия, как это произошло в некоторых регионах Поволжья в 2005–2019 гг. по сравнению с 1990–2004 гг. [11]. Отмечается, что на фоне улучшения условий перезимовки озимой пшеницы, увеличения про-

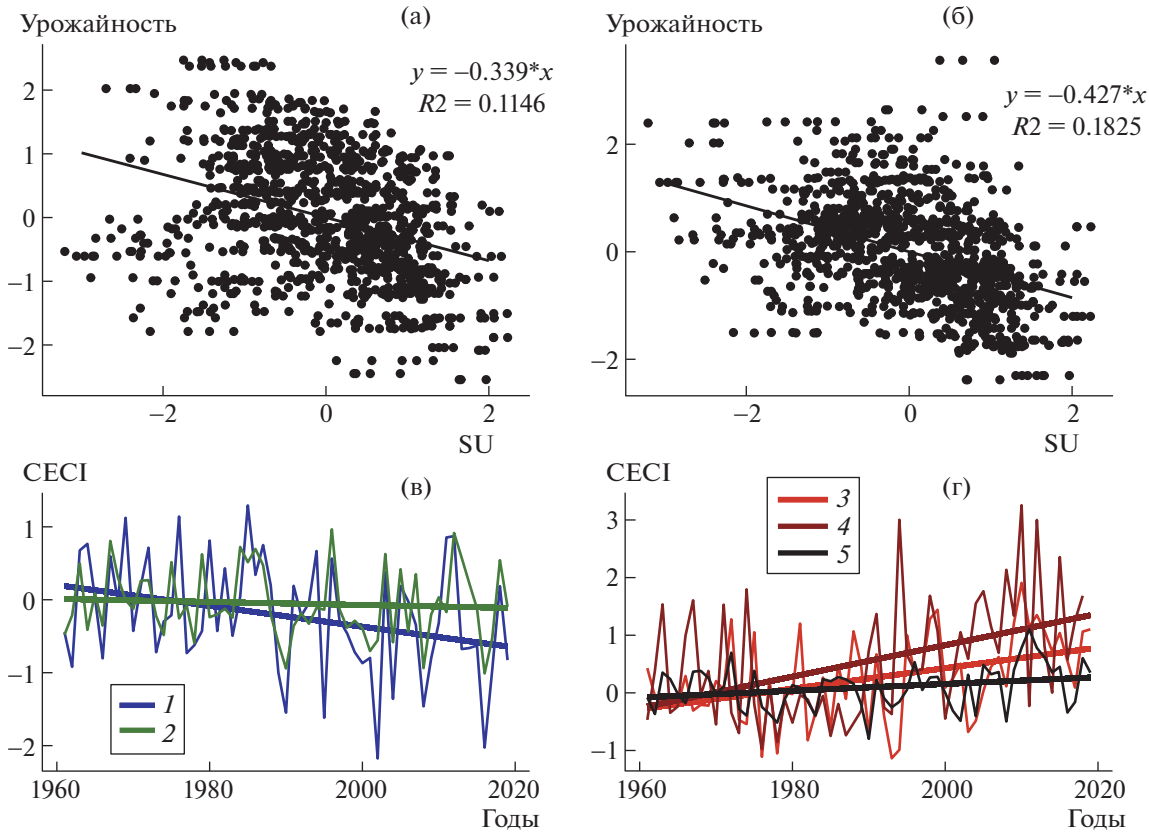

Рис. 2. Связь нормированных отклонений урожайности (ц/га) озимой пшеницы (а), а также яровой пшеницы (б) и количества дней (дни) с максимальной суточной температурой больше 25°C (SU) летом в период 1995–2019 гг., а также межгодовая изменчивость индекса CECI (тонкие линии) и его тренды (полужирные линии) зимой (*1*), весной (*2*) (в), летом (*3*), осенью (*4*) и за год (*5*) (г) в период 1961–2019 гг. на юге ЕТР.

должительности вегетационного сезона, засухи в сезон вегетации стали играть более существенную роль в формировании урожая на юге ЕТР [3]. Установлено, что среди летних экстремумов наибольший негативный отклик урожайности наблюдался на изменение числа жарких дней (SU). Значительные положительные отклонения продолжительности экстремально теплых периодов (WSDI) от нормы осенью, как правило, приводили к низкой урожайности пшеницы в следующем году. Экстремально теплый температурный режим может способствовать образованию сухого слоя почвы и формированию осенней почвенной засухи, что не позволяет получить полноценные всходы озимых и затрудняет их развитие осенью.

Отрицательные тренды CECI зимой и весной в период 1961–2019 гг. на рис. 2в свидетельствуют о том, что изменения экстремальных условий, наиболее важных для формирования урожайности пшеницы на юге ЕТР, были в целом благоприятными в последние десятилетия по сравнению с началом периода исследования. Полученные результаты согласуются с выводами, сделанными в [12, 13] о том, что повторяемость дней с экстремально высокими суточными температурами в зимний период в начале XXI века в регионах южной части ЕТР заметно выросла. С другой стороны, результаты анализа экстремальных сезонных температур свидетельствуют об увеличении с середины 1970-х годов абсолютных значений температуры и самых холодных, и самых теплых аномалий на большей части территории России (в том числе, на ЕТР) в соответствии с общим ростом средней сезонной температуры [14].

Как показано на графике на рис. 2г, тенденции изменений рассмотренных экстремальных показателей летом и осенью в последние десятилетия были неблагоприятными для продуктивности пшеницы на территории. Это согласуется с результатами, полученными в предыдущих работах авторов. В [15] установлено, что, начиная с середины 1990-х годов, сильные летние засухи на юге ЕТР стали наблюдаться чаще из-за увеличения повторяемости атмосферных блокингов при ослаблении зональной региональной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе [16]. Тренды изменений CECI были статистически значимыми во все сезоны года, кроме весны.

На том же рис. 2г показано, что положительный значимый тренд годового CECI свидетельствует о негативных изменениях экстремальных режимов в среднем за год в последние десятилетия. Наиболее отчетливо выделяется период 2006–2013 гг., в течение которого наблюдалась группировка следующих друг за другом лет (прервавшаяся лишь в 2008 г.) с неблагоприятными для продуктивности пшеницы экстремальными режимами температуры и осадков в течение нескольких сезонов (рис. 2г). В этот период сельскохозяйственная отрасль на исследуемой территории испытывала наибольшее давление меняющегося климата: практически во все года периода наблюдались отрицательные отклонения урожайности (в среднем –0.52 ц/га) как озимой, так и яровой пшеницы от тренда.

Продолжающееся антропогенное потепление заставляет, и будет далее вынуждать отрасль существовать и развиваться в условиях постоянного приспособления к изменениям климата, в первую очередь, продолжая улучшать культуру земледелия, разрабатывать новые селекционные программы и внедрять устойчивые к погодным экстремумам новые сорта пшеницы. Разработанная методика будет полезна как при заблаговременном прогнозировании урожайности на следующий год, так и при получении перспективных оценок на более длительные периоды с использованием численных экспериментов с климатическими моделями.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование аномалий характеристик экстремального климата выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 19-17-00242), анализ связи урожайности с климатическими экстремумами проведен в рамках научной темы 0148-2019-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.) // IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.

2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. М.: Росгидромет, 2014. 1008 с.

3. *Вильфанд Р.М., Страшная А.И., Береза О.В.* О динамике агроклиматических показателей условий сева, зимовки и формирования урожая основных зерновых культур // Труды Гидрометцентра РФ. 2016. Вып. 360. С. 45–78.

4. *Клещенко А.Д., Лебедева В.М., Гончарова Т.А., Найдина Т.А., Шкляева Н.М.* Оценка потерь урожайности от засухи с помощью динамико-статистической модели прогнозирования продуктивности сельскохозяйственных культур // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 94–102.

5. *Павлова В.Н.* Анализ и оценка влияния климатических условий последних десятилетий на урожайность зерновых культур в земледельческой зоне России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М.: ИГКЭ, 2010. Т. XXIII. С. 215–230.

6. *Пасов И.М.* Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 152 с.

7. *Zhang X., Alexander L., Hegerl G.C., Jones P., Klein Tank A., Peterson T.C., Trewin B., Zwiers F.W.* Indices for Monitoring Changes in Extremes Based on Daily Temperature and Precipitation Data // WIREs Clim. Chang. 2011. V. 2. P. 851–870.

8. *Куперман Ф.М., Пономарев В.И.* Диагностика зимостойкости озимых зерновых культур. М.: ВНИИТЭИСХ МСХ СССР, 1971. 133 с.

9. *Страшная А.И., Богомолова Н.А.* О каталоге сильных почвенных засух под ранними яровыми зерновыми культурами в черноземной зоне России // Труды Гидрометцентра России. 2005. Вып. 340. С. 35–47.

10. *Черенкова Е.А., Кононова Н.К.* Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории Европейской части России // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2012. № 565. С. 165–187.

11. *Страшная А.И., Береза О.В., Павлова А.А.* Агрометеорологические условия и прогнозирование урожайности зерновых и зернобобовых культур на основе комплексирования наземных и спутниковых данных в субъектах Приволжского федерального округа // Труды Гидрометцентра России. 2020. Вып. 377. С. 71–91.

12. *Коваленко О.Ю., Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н.* Изменения характеристик экстремальности температуры воздуха в причерноморском регионе и их изменчивость в связи с крупномасштабными климатическими процессами межгодового масштаба // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 2. С. 42–62.

13. *Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Семенов В.А.* Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. // Лед и снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 486–497.

14. *Бардин М.Ю., Платова Т.В.* Изменения порогов экстремальных значений температур и осадков на территории России в период глобального потепления // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем // Проблемы экологи-

ческого мониторинга и моделирования экосистем. 2013. № 25. С. 71–93.

15. *Черенкова Е.А., Бардин М.Ю., Платова Т.В., Семенов В.А.* Влияние долгопериодной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике и изменений атмосферной циркуляции на повторяемость сильных атмосферных засух летом на юге Восточно-Европейской равнины// Метеорология и гидрология. 2020. № 12. С. 5–19.

16. *Семенов В.А., Черенкова Е.А.* Оценка влияния атлантической мультидекадной осцилляции на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в атлантическом секторе в летний сезон // ДАН. 2018. Т. 478. № 6. С. 697–701.

A NEW APPROACH TO IDENTIFYING THE INFLUENCE OF CLIMATE EXTREME ON THE REDUCTION OF WHEAT YIELD IN THE SOUTH OF EUROPEAN RUSSIA

E. A. Cherenkova[a,b,#] and Corresponding Member of the RAS V. A. Semenov[a,b]

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

[b] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: cherenkova@igras.ru*

The change in seasonal extreme climatic conditions driving to low wheat yields in the south of European Russia in the period 1991–2019 compared to 1961–1990 was investigated. It was revealed that extreme temperature regimes are more important from the point of view of assessing their total yearly impact on wheat productivity than extreme precipitation regimes. A new integral indicator has been proposed that takes into account the cumulative effect of seasonal extreme temperature and precipitation regimes, most often accompanied by a shortage of wheat yield in the south of European Russia. It is shown that, despite positive changes in winter and spring, changes in extreme temperature and precipitation regimes in recent decades were unfavorable for growing wheat in the study area due to negative statistically significant changes observed in summer and autumn.

Keywords: extremes of surface air temperature and precipitation, wheat yield, European Russia

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 95–102

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 551.35

КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ И ВЗВЕСИ РЕКИ СЕВЕРНАЯ ДВИНА И ИХ ГОДОВОЙ ВАЛОВЫЙ СТОК В БЕЛОЕ МОРЕ

© 2021 г. В. В. Гордеев[1,*], В. П. Шевченко[1], В. Б. Коробов[1], А. И. Коченкова[1], Д. П. Стародымова[1], С. К. Белоруков[1], А. С. Лохов[1], А. Е. Яковлев[1], А. Л. Чульцова[1], Е. О. Золотых[1], академик РАН Л. И. Лобковский[1]

Поступило 24.03.2021 г.
После доработки 24.03.2021 г.
Принято к публикации 17.05.2021 г.

Представлены результаты непрерывных 4-летних исследований (с мая 2015 по апрель 2019 г.) элементного состава воды и взвеси реки Северная Двина, при которых отбор проб воды проводился ежемесячно в 2 точках нижнего течения реки. Определялось более 50 макро- и микроэлементов в фильтрованной через ядерные фильтры (с размером пор 0.45 мкм) воде и в пробах взвеси на фильтрах, а также органический углерод после фильтрации через фильтры GF/F. Использовали методы масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Важное отличие от большинства выполнявшихся ранее подобных работ в том, что нами получены средневзвешенные по водному стоку (растворенные формы) и твердому стоку (взвешенные формы) концентрации элементов, что дает основание считать их наиболее приближенными к реальности. Сравнение со средними концентрациями элементов в реках мира показало, что в воде Северной Двины повышены в несколько раз концентрации растворенного органического углерода и железа, что связано с природными причинами, в первую очередь с особенностями водосборного бассейна (широкое распространение болот). Наличие или отсутствие взаимосвязей микроэлементов с железоорганическими коллоидами во многом определяет уровень их концентраций. Содержания элементов во взвеси реки, кроме повышенных содержаний $C_{орг}$ и P, мало отличаются от глобальных средних значений. Определены стоки элементов в растворенном и взвешенном состоянии за каждый год из исследованных лет и средний сток за 4 года.

Ключевые слова: Северная Двина, макро- и микроэлементы, средневзвешенные концентрации элементов, годовые стоки элементов

DOI: 10.31857/S2686739721090097

Крупнейший морской геолог современности, к большому сожалению недавно ушедший от нас, академик А.П. Лисицын неоднократно подчеркивал, что в XXI веке научные исследования должны проводиться в системе 4D, в которой к трем координатам пространства добавляется четвертая – координата времени [1]. Реализация этой идеи в океанах и морях достигается применением автоматических глубинных седиментационных обсерваторий (АГОС) в сочетании с непрерывными спутниковыми и гидрооптическими наблюдениями и вертикальным зондированием водной толщи [2]. Примером применения такого подхода при изучении биогеохимии речного стока и процессов трансформации речного осадочного материала в зоне маргинального фильтра (МФ) (переходной зоне река–море) стало создание на базе Северо-Западного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в г. Архангельске “Обсерватории МФ реки Северная Двина” в мае 2015 г. Основная цель проекта заключается в получении максимально приближенных к реальности концентраций растворенных и взвешенных химических элементов и компонентов в реке Северная Двина, в том числе макро- и микроэлементов, органического углерода, биогенных элементов, углеводородов, их валовых годовых стоков, в также в изучении основных седиментационных и биогеохимических процессов в зоне МФ реки для установления так называемых чистых стоков элементов и компонентов, т.е. с учетом их потерь в этой зоне.

Настоящая работа посвящена представлению полученных за 4 года исследований в рамках проекта результатов, касающихся большой группы химических макро- и микроэлементов, содержащихся в воде и взвеси Северной Двины.

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: gord_vv@mail.ru*

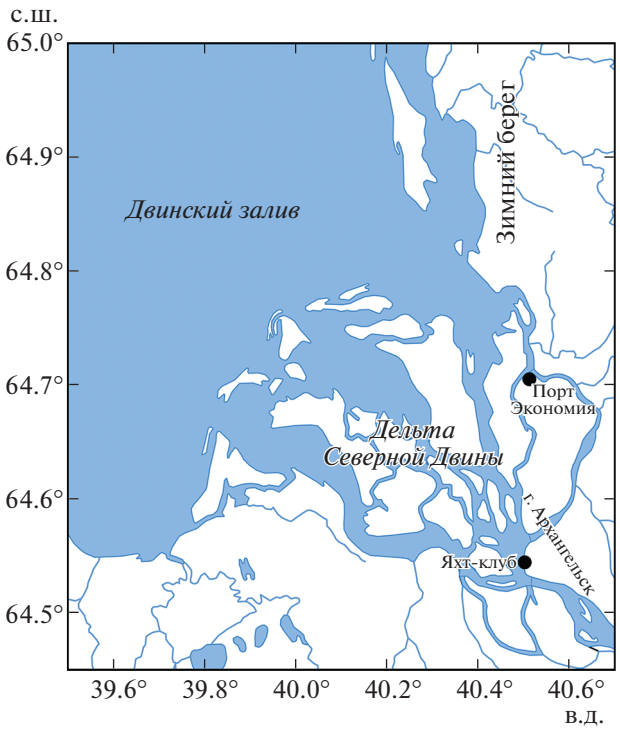

Рис. 1. Положение точек отбора проб воды в Северной Двине. I – причал яхт-клуба в г. Архангельске, II – выше порта Экономия.

Обзор исследований по данной тематике представлен в [3, 4]. Здесь упомянем только несколько важных публикаций, появившихся за последнее десятилетие. Работа [5] посвящена результатам определения большой группы элементов во взвеси Северной Двины. В том же году опубликована статья [6], в которой приведены данные о концентрациях более чем 50 химических элементов, находящихся в реке преимущественно в растворенном, отчасти и во взвешенном состоянии. Впервые для Северной Двины изучены не только общая растворенная форма элементов (<0.22 мкм), но и коллоидная и “истинно” растворенная составляющие. И, наконец, в 2020 г. была опубликована работа [7], содержащая данные по элементному составу воды Северной Двины, в которой пробоотбор выполнялся в 2012–2014 гг. с необычно высокой частотой в течение года (от 1–2 дней в период высокой воды до 2 нед в меженные периоды).

Пробы воды отбирались ежемесячно с мая 2015 по апрель 2019 г. в 2 точках – с причала яхт-клуба в черте г. Архангельска (I) и немного выше порта Экономия (II) (рис. 1). Использовали пластиковое ведро на капроновом фале.

Воду фильтровали через ядерные фильтры (с размером пор 0.45 мкм и диаметром 47 мм) для определения концентрации взвеси и химических анализов. Подкисленный HNO_3 до pH 2 фильтрат использовали для определений растворенной формы элементов методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на приборе Aglient 7500 и пламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии (ААС) (Fe, Zn, Mn) на спектрофотометре Квант 2А. Контроль качества осуществлялся с помощью анализа канадского стандарта речной воды SLRS-4. Взвешенные формы определялись теми же методами после растворения взвеси на фильтрах с использованием китайских стандартных образцов прибрежных осадков GSD-2 и GSD-6. Si, Al, P во взвеси определялись фотометрически. Взвешенный органический углерод (ВОУ) анализировали на анализаторе углерода АН-7529М после фильтрации воды через стекловолокнистые фильтры GF/F, растворенный органический углерод (РОУ) определяли в подкисленных HCl до pH 2 фильтратах методом высокотемпературного сжигания на анализаторе фирмы “Shimadzu”.

Объемы годовых стоков воды и взвеси были подсчитаны нами на основе ежедневных замеров расхода воды, выполненных в системе Росгидромета, и ежемесячных наших и Росгидромета измерений концентраций взвеси. Детально об этом, с указанием на источник, говорится в нашей статье [4]. Годовой водный сток Северной Двины был равен 88.75 км^3 в 2015 г. (с мая по декабрь – 78.24 км^3), 96.27 км^3 в 2016 г., 127.08 км^3 в 2017 г., 109.77 км^3 в 2018 г. и с января по апрель 2019 г. – 42.97 км^3, в среднем за 4 года – 105.34 км^3/г. (среднее многолетнее значение за период 1882–1998 гг. равно по данным (Иванов, Брызгало, 2007 – ссылка в [3]) – 108.15 км^3/г). Твердый сток составлял соответственно 0.99×10^6 т в 2015 г. (с мая по декабрь – 0.92×10^6 т), 1.59×10^6 т в 2016 г., 2.15×10^6 т в 2017 г., 2.58×10^6 т в 2018 г. и 0.14×10^6 т за первые 4 месяца 2019 г., в среднем за 4 года – 1.83×10^6 т/г (среднее многолетнее значение по данным (Михайлов, 1997 – ссылка в [3]) равно 4.4×10^6 т/г).

Средневзвешенные по водному стоку концентрации растворенных элементов и средневзвешенные по твердому стоку их содержания, а также годовые стоки, полученные по результатам 4 лет непрерывных исследований Северной Двины, представлены в табл. 1. На рис. 2 показаны отношения концентраций растворенных в воде Северной Двины микроэлементов к их средним концентрациям в реках мира.

Видно, что концентрации большинства микроэлементов в реке близки по уровню концентраций к глобальному уровню, хотя некоторые элементы выделяются повышенными значениями. Как известно, поведение многих растворенных в речных водах микроэлементов во многом зависит от их элементов-носителей, к которым относятся

Таблица 1. Средневзвешенные концентрации растворенных элементов и средневзвешенные содержания элементов во взвеси Северной Двины и их годовые стоки в Белое море в обеих формах

Элемент (1	Диапазон концентраций (с мая 2015 по апрель 2019 г.)	Средневзвешенная по водному стоку концентрация (в скобках – количество проб) (±25–30%)(2	Северная Двина [6]	Глобальное среднее(3 [9]	Диапазон содержаний (с мая 2015 по апрель 2019 г.)	Средневзвешенное по твердому стоку содержание (±40–50%)(2	Северная Двина [5]	Глобальное среднее(4 [12]	Годовые стоки	
									в растворе(5 (±30%)(2	в составе взвеси(6 (±40–50%)(2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		мг/л				%			10^4 т/г	
$C_{орг}$	10.4–20.8	17.7 (90)	11.345	5.75	9.73–12.8	9.84 (96)	3	2.1	186	18.3
$P\text{-}PO_4$	0.017–0.031	0.028 (90)	0.034	0.01	0.24–0.54	0.32 (102)	0.17	0.1	0.294	0.597
Si	1.61–5.35	3.32 (90)	3.336	4.85	10.7–22.2	20.5 (102)	27	25.6	35	37.3
Al	–	–	0.054	0.054	3.37–6.6	5.85 (102)	5.96	8.63	–	11.7
Mn	0.027–0.071	0.041 (104)	0.039	0.034	0.32–0.45	0.33 (104)	0.185	0.168	0.43	0.615
Fe	0.289–0.453	0.34 (96)	0.252	0.066	5.51–8.69	5.8 (96)	4.15	5.03	3.58	10.82
		мкг/л				мкг/г			т/г	
Ti	1.22–3.37	1.26 (103)	1	0.49	0.31–0.4	0.35 (98)	0.36	0.39	133	6530
Li	2.05–3.24	2.78 (96)	4	1.84	28.8–57.4	47 (96)	39.8**	35	292	876
Be	0.009–0.034	0.021 (96)	–	–	1.56–2.44	2.09 (96)	–	–	2.1	3.9
Sc	0.07–0.23	0.16 (104)	–	1.2	9.1–16.8	13 (84)	–	18.2	16.8	24.2
V	0.73–1.16	0.89 (103)	0.6	0.71	100–253	140 (102)	101.4	129	94	261
Cr	0.61–1.08	0.72 (98)	0.3	0.7	121–164	140 (98)	75.1	130	75	261
Co	0.12–0.17	0.17 (98)	0.07	0.148	11.5–29.2	20.8 (98)	16.8	22.5	18	39
Ni	0.95–1.69	1.37 (98)	0.7	0.8	52–92	74 (98)	50.5	74.5	144	78
Cu	1.49–1.92	1.65 (98)	0.7	1.48	31–85	50 (98)	29.4	75.9	174	93
Zn	1.48–3.58	2.31 (79)	6	0.6	230–394	248 (67)	186	208	243	462
Ga	0.005–0.047	0.02 (63)	0.015	0.03	16.3–27.2	20.5 (93)	14.8	18.1	2.1	38
Ge	0.006–0.01	0.008 (68)	0.008	0.007	1.66–3.5	2.18 (93)	1.12	1.23	0.25	4.06
As	0.92–2.04	1.06 (40)	0.7	0.62	26–67	36 (49)	11.6	36.3	111	0.67
Rb	0.41–2.37	1.28 (96)	1	1.68	16–108	84.6 (89)	85.3	78.5	134	157
Sr	200–517	295 (53)	464	60	230–430	301 (84)	155.8	187	31000	560
Y	0.37–0.61	0.35 (95)	0.14	0.04	13–29	23 (97)	16.5	21.9	37	43
Zr	0.14–0.42	0.36 (98)	0.17	0.039	54–297	240 (93)	113.2	160	38	448
Nb	0.005–0.019	0.013 (87)	0.01	0.002	5.8–14.6	11.7 (69)	12.2	13.5	1.26	21.8
Mo	0.24–0.38	0.29 (97)	0.4	0.42	1.7–4.3	2.3 (97)	0.94	2.98	30.5	4.29
Cd	0.03–0.1	0.039 (74)	0.006	0.08	0.46–0.93	0.69 (92)	0.63	1.55	4.1	1.28
Cs	0.0090.017	0.01 (66)	0.003	0.011	1.9–6.3	5 (90)	3.64	6.25	1.05	9.32
Ba	13–61	25.6 (92)	37	23	465–676	544 (98)	424	522	2690	1015
La	0.075–0.423	0.323 (100)	0.1	0.12	23.7–45	34.2 (100)	25.2	37.4	33.9	83.2
Ce	0.126–0.773	0.628 (100)	0.2	0.262	54.4–72.5	61.6 (100)	58.1	73.6	65.9	122.1
Pr	0.018–0.153	0.104 (98)	0.03	0.04	5.9–12.7	7.9 (98)	6.12	7.95	10.9	13.8
Nd	0.078–0.617	0.42 (98)	0.2	0.152	10.2–39.2	22.5 (98)	23.5	32.5	44.1	43.8
Sm	0.014–0.188	0.108 (100)	0.03	0.036	3.9–6.5	5.4 (100)	4.2	6.12	11.3	10.1
Eu	0.008–0.035	0.024 (91)	0.01	0.0098	0.92–1.37	1.11 (91)	1.02	1.29	2.52	2.26

Таблица 1. Продолжение

Элемент [1]	Диапазон концентраций (с мая 2015 по апрель 2019 г.)	Средневзвешенная по водному стоку концентрация (в скобках – количество проб) (±25–30%)[2]	Северная Двина [6]	Глобальное среднее[3] [9]	Диапазон содержаний (с мая 2015 по апрель 2019 г.)	Средневзвешенное по твердому стоку содержание (±40–50%)[2]	Северная Двина [5]	Глобальное среднее[4] [12]	Годовые стоки	
									в растворе[5] (±30%)[2]	в составе взвеси[6] (±40–50%)[2]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Gd	0.016–0.13	0.078 (100)	0.03	0.04	5.1–9.3	6.8 (100)	4.55	5.25	8.19	10.07
Tb	0.013–0.022	0.014 (100)	0.02	0.0055	0.33–0.81	0.67(100)	0.58	0.82	1.44	1.25
Dy	0.013–0.079	0.058 (98)	0.03	0.03	2.8–4.5	3.5 (98)	3.4	4.25	6.09	7.46
Ho	0.0017–0.02	0.0129 (100)	0.005	0.007	0.57–9.6	0.7 (100)	0.62	0.88	1.35	1.44
Er	0.008–0.085	0.043 (98)	0.01	0.02	1.8–2.8	2.1 (98)	1.85	2.23	4.51	4.29
Tm	0.0011–0.018	0.0074 (100)	0.002	0.003	0.21–9.26	0.27 (100)	0.26	0.38	0.78	0.63
Yb	0.0062–0.065	0.035 (100)	0.012	0.017	1.32–2.6	1.78 (100)	1.73	2.11	3.67	3.82
Lu	0.0011–0.007	0.0041 (100)	0.002	0.002	0.24–9.27	0.29 (100)	0.26	0.35	0.43	0.63
Hf	0.002–0.0125	0.008 (81)	0.006	0.006	1–5.8	4.8 (58)	2.96	4.04	0.84	8.96
W	0.0016–0.037	0.023 (61)	0.01	0.1	0.5–2.7	2.2 (61)	1.12	1.99	2.41	4.1
Tl	0.0026–0.012	0.006 (81)	–	0.007	0.15–9.28	0.45 (87)	–	0.53	0.63	0.84
Pb	0.067–0.29	0.18 (88)	0.08	0.079	11.5–29.2	25 (88)	28.8	61.1	18.9	38.8
Bi	0.0025–0.026	0.006 (87)	–	–	0.1–1.37	0.74 (87)	0.19	0.85	0.63	1.38
Ta	0.002–0.015	0.0066 (63)	–	0.001	0.2–1.53	1.3 (63)	–	1.27	0.69	2.42
Th	0.003–0.04	0.026 (99)	0.01	0.041	2.7–13.9	8.8 (102)	6.9	12.5	2.73	16.4
U	0.15–0.27	0.2 (103)	0.3	0.37	1–3.06	2.1 (97)	1.62	3.3	21	3.92

Примечание. [1] – отсутствие данных. [2] – ошибка при подсчете средневзвешенных концентраций, содержаний и годовых стоков элементов складывается из удвоенной среднеквадратичной ошибки анализа и ошибок определения водного стока и твердого стока (ошибка последнего выше из-за меньшего количества измерений). [3] – для $C_{орг}$ и P-PO_4 значения взяты из [8], для Si из [3] [4] – для $C_{орг}$, P, Si, Ti, Fe, Li значения взяты из [13]. [5] – годовой сток растворенных элементов рассчитывался при среднем за 4 года водном стоке 105.3 км^3/г. [6] – годовой сток взвешенных элементов при среднем за 4 года твердом стоке – 1.865×10^6 т/г.

$C_{орг}$ и Fe. Эти элементы, а также и Mn, были недавно рассмотрены в статье [4]. Средневзвешенная концентрация РОУ в воде Северной Двины (табл. 1) составляет 17.7 ± 5 мг/л. Это почти в 3 раза выше глобального среднего – 5.75 мг/л [8]. В 5 раз выше глобальной концентрация $Fe_{раств.}$ – 340 ± 100 мкг/л (66 мкг/л в реках мира [9]). Причины высоких концентраций – природные. Это особенности водосборного бассейна, заключающиеся, в первую очередь, в широком распространении болот и поступлении в реку подземных вод, и, во-вторых, в низкой биодоступности РОУ при переносе рекой, что существенно снижает его потери на этапе транспортировки в море. Особенно важным фактором влияния РОУ и $Fe_{раств.}$ на микроэлементы являются железоорганические коллоиды, составляющие до 80–95% и более от общей растворенной формы каждого из них. В период летне-осенней и зимней межени доля снижается до 20–40% [8].

Наши результаты показывают, как и в работе [7], что у следующей группы микроэлементов корреляция с РОУ отрицательная – Sr, Ba, Li, Rb, Ge, Mo, U. Это щелочные и щелочноземельные элементы, коллоидная фракция которых очень незначительна, как и у Ge и Mo. Концентрация U в Северной Двине в 2 раза ниже глобальной, но в зимний период может достигать обычных для рек мира 0.2–0.4 мкг/л. Выделяется высокой концентрацией, в 5 раз превышающей глобальную, Sr. Как и для других элементов группы, основным источником поставки его в реку являются карбонатные породы водосбора. Но только Sr содержится в карбонатах на довольно высоком уровне (0.06%), тогда как содержания остальных элементов (Ba, Li, Rb, Ge) ниже 0.001% [10]. Выщелачи-

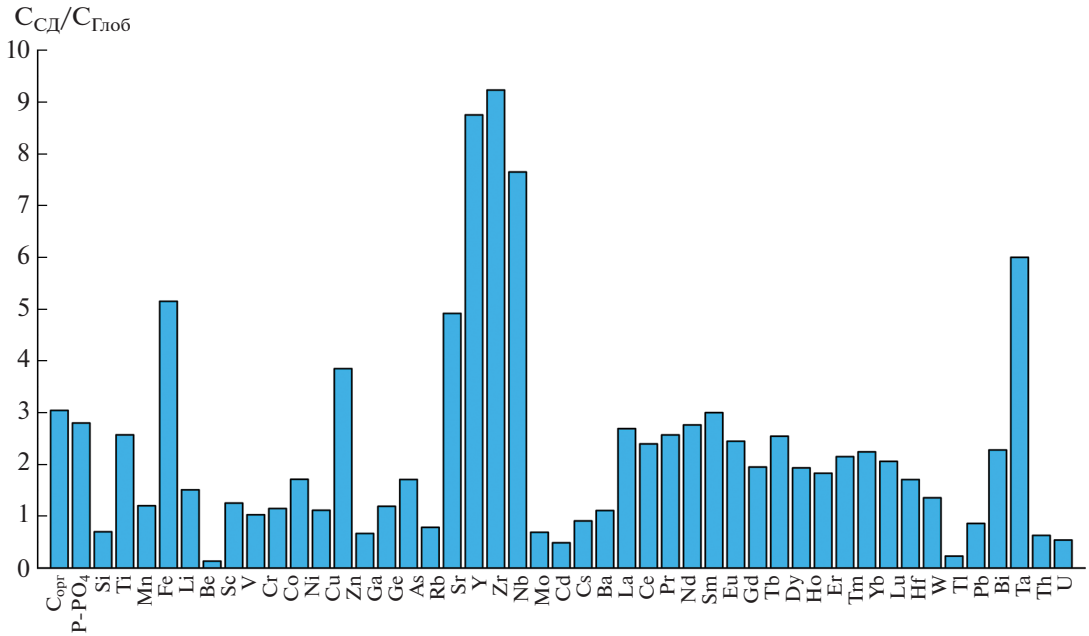

Рис. 2. Сравнение концентраций растворенных форм элементов в воде Северной Двины и в реках мира [9].

вание его из пород и приводит, по-видимому, к такому результату.

В группу элементов, имеющих положительную корреляцию с РОУ, входят Fe, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Ti, Ga, Y, Zr, Hf, Th, Nb, Cs, As, РЗЭ. В основном это тяжелые металлы (ТМ) и элементы-гидролизаты, включающие 14 РЗЭ. К ТМ относятся также Mn, Zn, Co, Cd, связь которых с РОУ слабая или отсутствует. ТМ относятся к числу наиболее серьезных загрязнителей внешней среды, особенно Cd, Pb, Zn. На рис. 2 показано, что только Zn в 4 раза превышает фоновую для речных вод концентрацию (в [6] превышение достигает 10 раз). В данном случае мы не можем исключать влияние антропогенного фактора. Коэффициент корреляции Fe с РОУ составляет 0.63–0.66 на пике весеннего половодья и зимой, понижаясь в летне-осеннюю межень до 0.29 (0.45 в среднем за год), что подтверждает их тесную связь. Элементы-гидролизаты включают Zr и Y, концентрации которых в реке превышают глобальный уровень почти в 9 раз. У этих элементов очень высок уровень коллоидной фракции – до 95–99% весной и 80–90% в период межени [6]. Между Zr, а также Ti, Hf, Th и Fe имеется четкая положительная связь с коэффициентом корреляции до 0.9 и выше. И именно во время весеннего паводка их концентрации достигают самого высокого уровня. Отсюда следует вывод – именно связь с железоорганическими коллоидами является основной причиной повышенных концентраций элементов – гидролизатов в реке. По-видимому, по этой же причине высока концентрация Nb (6–7 кратное превышение глобального уровня), имеющего положительную связь с РОУ. Концентрации всех редкоземельных элементов превышают глобальный уровень в 1.5–3.5 раза (рис. 2). Общая растворенная форма как легких, так и тяжелых РЗЭ содержит до 80–99% коллоидов и все РЗЭ демонстрируют тесную связь с Fe. У легкого La коэффициент корреляции за каждый из 4 лет колеблется от 0.46 до 0.98, составляя для всех 4 лет вместе 0.50. Близкие величины коэффициента демонстрируют и средний Eu, и тяжелый Lu. Все это дает основания считать, что относительно высокие концентрации всех РЗЭ прямо связаны с железоорганическими соединениями. Об этом же свидетельствуют и данные об активной коагуляции РЗЭ в зонах МФ уже на начальной стадии смешения пресных и соленых вод, что приводит к переходу растворенных РЗЭ во взвешенные и осаждению из воды до 90–95% этих металлов [11].

Ряд металлов не показал ясных зависимостей от РОУ – Mn, As, W, Bi. Коэффициент корреляции Mn с РОУ близок к нулю в период зимней межени, и отрицателен (–0.25) в целом за год. Средневзвешенная концентрация металла за 4 года лишь немного превышает глобальный уровень. Опасный для биоты As присутствует в воде Северной Двины в концентрации лишь слегка выше глобальной. Для сильно рассеянных элементов – Be, Bi, W, Tl, Ta, Sc – средние для рек мира концентрации либо не установлены (Bi), либо даны предварительные значения, вызывающие в ряде случаев сомнения. Так, Be и Tl близки к глобальному уровню, тогда как Ta в 6 раз выше глобаль-

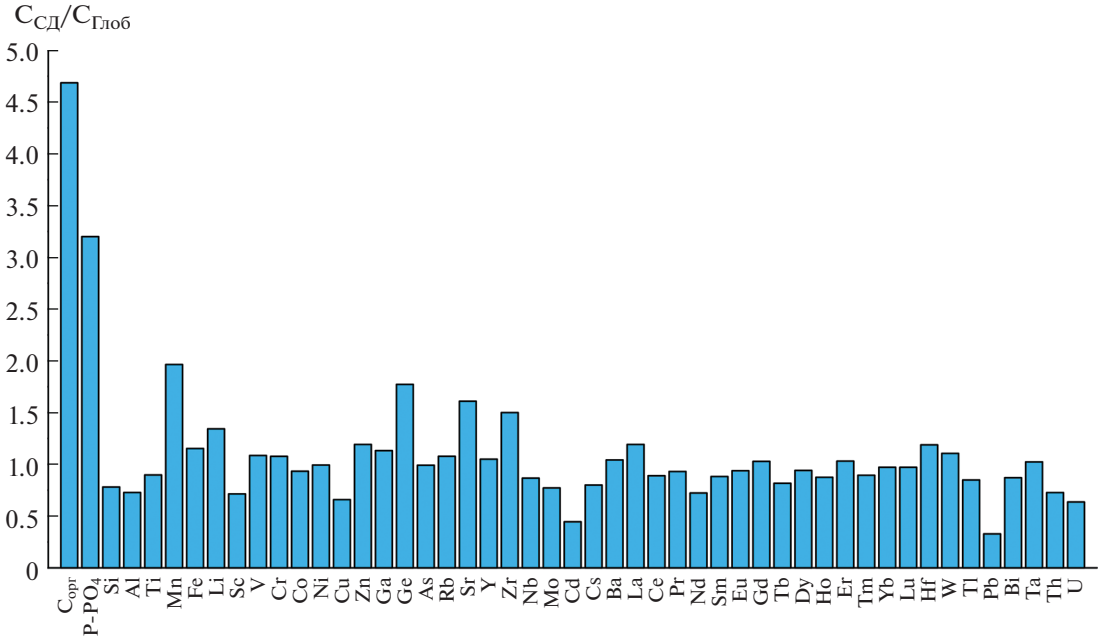

Рис. 3. Сравнение содержаний элементов во взвеси Северной Двины и взвеси рек мира [12].

ного. Этот результат требует уточнений. В то же время W и Sc, по нашим определениям, сильно уступают рекам мира. Мы полагаем, что последняя сводка глобальных концентраций [9] включает завышенные данные по W и особенно Sc. Более ранние оценки давали 0.03 мкг/л первого против нынешних 0.1 и 0.04 мкг/л второго против 1.2 мкг/л (!) [11].

Содержания взвешенных форм элементов показаны в таблице, а их отношения к содержаниям в глобальном речном стоке на рис. 3.

Только ВОУ и P во взвеси Северной Двины заметно (в 4.7 и 3.2 раза соответственно) превышают средние для рек мира значения. Для остальных элементов никаких существенных отличий от химического состава взвесей рек мира не выявляется. Отметим, что в последней сводке среднего химического состава взвесей рек мира [12] присутствуют некоторые сомнительные, на наш взгляд, значения. Речь идет о Li, Cd и Pb. Содержание Li в этой сводке равно 8.5 мкг/г, что в 3–4 раза ниже более ранних оценок (25–35 мкг/г), тогда как для Cd и Pb в последней сводке повышены в 2–3 раза [13]. В целом, с учетом представленных выше данных по растворенным элементам, нет никаких оснований говорить о сколь-нибудь заметном антропогенном загрязнении вод Северной Двины металлами. Важно подчеркнуть, что состав взвеси заметно изменяется по сезонам. Целый ряд элементов (Mn, P, Cu, Zn, Co, Pb) существенно повышают содержания от весны к концу лета, тогда как другие (Al, Si, Fe, Ti), напротив, снижают содержания в меженный период. Этот факт ранее отмечался в работе [5]. Связано это, в первую очередь, с увеличением ВОУ в период активного развития фитопланктона, что приводит к росту ассоциированных с органикой элементов и разбавлению литогенных элементов. В нашей работе о формах нахождения элементов во взвеси Северной Двины [14] четко показано, что более развитые биогеохимические процессы в августе по сравнению с маем приводят к усилению геохимической подвижности металлов во взвеси реки.

Значительный интерес представляет информация о том, какие формы нахождения элементов более значимы в переносе их рекой в море. На рис. 4 показаны, выраженные в %, доли взвешенной формы от суммы обеих форм – растворенной и взвешенной.

Органический углерод более чем на 90% переносится рекой в растворенном состоянии. Наиболее нерастворимые элементы, в основном элементы-гидролизаты, присутствуют в речной воде на 80% и более во взвешенном состоянии, тогда как у наиболее геохимически подвижных Sr, Mo и U доминирует растворенная форма (более 90%). Эти результаты значительно отличаются от выводов, сделанных нами [15] еще в 70-х годах прошлого века для глобального речного стока. Подавляющая часть химических элементов, в соответствии с теми выводами, в реках мира транспортируется водами во взвешенном состоянии. Это дало основание А.П. Лисицыну назвать речные воды “царством взвешенных форм элементов”, в отличие от океанских вод – “царства растворенных форм”. Причины таких расхожде-

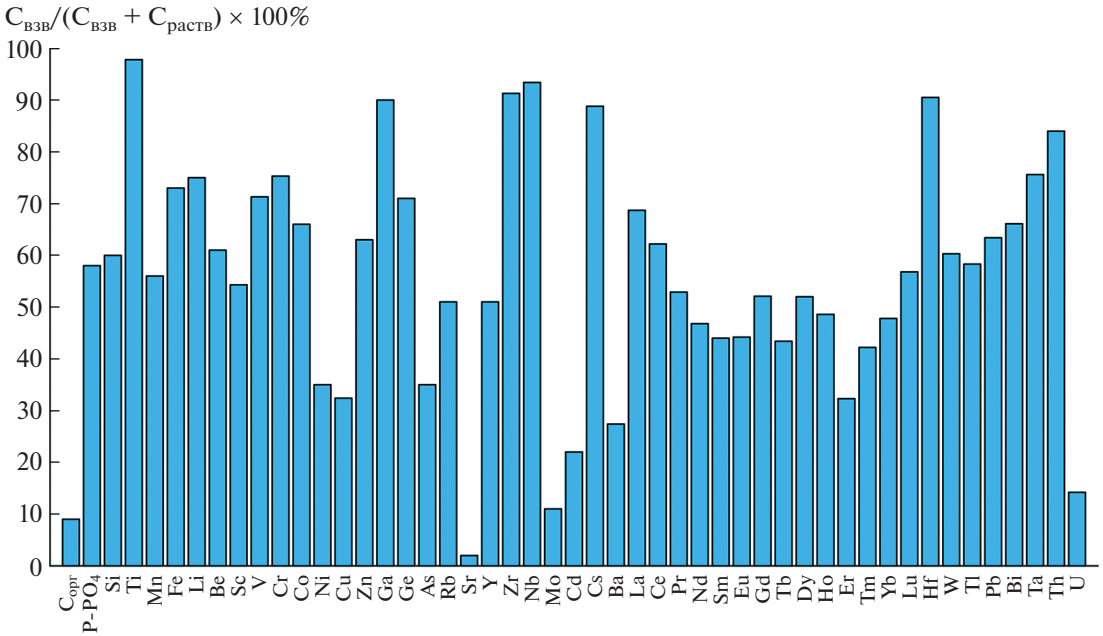

Рис. 4. Доля элементов во взвеси (в %) от суммы взвешенных и растворенных форм в воде Северной Двины.

ний в очень низкой концентрации взвеси в Северной Двине (500 мг/л в мировом речном стоке против 17 мг/л в Северной Двине) и уже упоминавшихся выше особенностях водосборного бассейна реки. В табл. 1 приведены также основанные на наших данных оценки годовых объемов стока каждого из элементов отдельно в растворенном и взвешенном состоянии. Учитывая использование средневзвешенных концентраций элементов, основанных на непрерывных 4-летних измерениях, мы полагаем, что можно считать полученные в работе оценки стоков элементов в море (без учета потерь в зоне смешения река–море) наиболее приближенными к реальности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны В.Ю. Гордееву за определение растворенного органического углерода.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Результаты получены в рамках государственного задания (тема № 0128-2021-0006), обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ проект 19-17-00234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лисицын А.П.* Система Белого моря. Т. 3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир. 2013. С. 25–38.
2. *Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.* Система Белого моря. Т. 3. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир. 2013. С. 201–289.
3. *Gordeev V.V., Pokrovsky O.S., Shevchenko V.P.* The Geochemical Features of the River Discharge to the White Sea // Biogeochemistry of the atmosphere, ice and water of the White Sea. The White Sea environment. Part I. A.P. Lisitsyn, V.V. Gordeev – vol. eds. Switzerland: Springer, 2018. P. 47–82.
4. *Гордеев В.В., Коченкова А.И., Лохов А.С., Яковлев А.Е., Белоруков С.К., Федулов В.Ю.* Сезонные и межгодовые вариации концентраций и стоков рекой Северная Двина в Белое море // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 42–54.
5. *Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С., Лисицын А.П., Бобров В.А., Богунов А.Ю., Завернина Н.Н., Золотых Е.О., Исаева А.Б., Кокрятская Н.М., Коробов В.Б., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В.* Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (бассейн Белого моря) // ДАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
6. *Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S., Shevchenko V.P., Filippov A.S., Dupre B.* Dissolved, Suspended, and Colloidal Fluxes of Organic Carbon, Major and Trace Elements in the Severnaya Dvina River and its Tributary // Chem.Geol. 2010. V. 273, P. 136–149.
7. *Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Moreva O.Y., Shirokova L.S., Neverova N.V., Chupakova A.A., Kotova E.I., Vorobyeva T.Y.* High Resolution Multi-annual Riverine Fluxes of Organic Carbon, Nutrient and Trace Element from the Largest European Arctic River, Severnaya Dvina // Chem. Geol. 2020. V. 538. Article 119491.

8. *Meybeck M.* Carbon, Nitrogen and Phosphorus Transport by World Rivers // Amer. J. Sci. 1982. V. 282. P. 401–450.
9. *Gaillarde J., Viers J., Dupre B.* Trace Elements in River Waters // Treatise of Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, J.L. Drever – volume editor. V. 5. Amsterdam: Elsevier Pergamon. 1994. P. 225–272.
10. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–577.
11. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река-море. М.: И.П. Матушкина И.В. 2012. 452 с.
12. *Viers J., Dupre B., Gaillarde J.* Chemical Composition of Suspended Sediments in World Rivers: New Insight from a New Database // Sci. Total Environ. 2009. V. 407. P. 853–868.
13. *Савенко В.С.* Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС. 2006. 175 с.
14. *Гордеев В.В., Шевченко В.П.* Формы нахождения некоторых металлов во взвеси Северной Двины и их сезонные вариации // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 282–291.
15. *Гордеев В.В.* Черты геохимии речного стока в океан. М.: Наука. 1983. 160 с.

CONCENTRATIONS OF CHEMICAL ELEMENTS IN THE WATER AND SUSPENDED MATTER OF THE SEVERNAYA DVINA RIVER AND THEIR ANNUAL GROSS RUNOFF INTO THE WHITE SEA

V. V. Gordeev[a,#], V. P. Shevchenko[a], V. B. Korobov[a], A. I. Kochenkova[a], D. P. Starodymova[a], S. K. Belorukov[a], A. S. Lokhov[a], A. E. Yakovlev[a], A. L. Chultsova[a], E. O. Zolotyh[a], and Academician of the RAS L. I. Lobkovsky[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#] *E-mail: gord_vv@mail.ru*

The results of uninterrupted during 4 years investigations (from May of 2015 till April of 2019) of the Severnaya Dvina water elemental composition with water sampling every month all year around in two points in the lower river course are presented. More than 50 major and trace elements were determined in filtered through Nuclepore filters (with 0.45 μm pore size) water and suspended matter on filters and also C_{org}. after filtration through GF/F filters. The ICP MS and AAS methods were used. The important point of this work is that in contrast to majority of the similar previous publications the average weighted to water discharge (dissolved forms) and to suspended matter discharge (suspended form) concentrations of elements were obtained that allowed us to consider these results to be as the most approximated to reality. The comparison with average concentrations in the World Rivers shows that in Severnaya Dvina water the C_{org}. and Fe concentrations are higher in 3–5 times. The reason is natural one, in the first place this is the watershed basin features (widespread distribution of bogs). Presence or absence of correlation between elements and organoferric colloids determines significantly their level of concentration. The average content of elements in river suspended matter is very similar to the global river level, except organic carbon and P. The annual element discharges for every year of investigations and the average for 4 years discharge in two forms were calculated.

Keywords: Severnaya Dvina, macro- and microelements, average content of elements, annual element discharges

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, с. 103–110

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 621.039.7

ИЗУЧЕНИЕ МАТРИЦ ДЛЯ ИММОБИЛИЗАЦИИ ^{99}Tc МЕТОДОМ ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев[1,*], М. С. Никольский[1], Б. С. Никонов[1]

Поступило 26.05.2021 г.
После доработки 13.06.2021 г.
Принято к публикации 14.06.2021 г.

Самораспространяющимся высокотемпературным синтезом (СВС) изготовлены матрицы с имитаторами актинидов (Sm, Nd) и технеция (Re). Образцы сложены алюминатом РЗЭ со структурой граната, стеклом и сплавами на основе Fe, Re, Ni, Cr. Для их характеристики использованы СЭМ/ЭДС-анализ в сочетании с дифракцией отраженных электронов (ДОЭ). Выделения сплавов имеют сложное строение, что выявляется при элементном картировании. По данным ДОЭ они сложены фазами структурных типов: σ, ε, bcc (основные) и fcc, A13 и P-фаза (второстепенные). Причинами их образования являются неоднородность образца и его локальное обогащение разными элементами, а также скоротечность и неравновесность СВС-процесса.

Ключевые слова: радиоактивные отходы, технеций, иммобилизация, сплавы, дифракция отраженных электронов

DOI: 10.31857/S2686739721090218

При регенерации облученного ядерного топлива (ОЯТ) образуются высокоактивные отходы (ВАО). Разработка технологии обращения с ВАО – одно из условий безопасного и устойчивого развития ядерной энергетики. Для этого предлагается выделять из них группы элементов для использования, трансмутации в реакторах или захоронения в составе особых матриц [1–11]. Наиболее токсичные радиоизотопы (продукты деления: ^{79}Se, ^{99}Tc, ^{129}I, ^{135}Cs и трансурановые актиниды: Pu, Np, Am, Cm) имеют большие периоды полураспада и способны мигрировать в водах в растворенном состоянии или с коллоидными частицами. Технеций – искусственный элемент, все изотопы которого радиоактивны. Периоды полураспада самых долгоживущих ^{97}Tc (2.6 млн лет) и

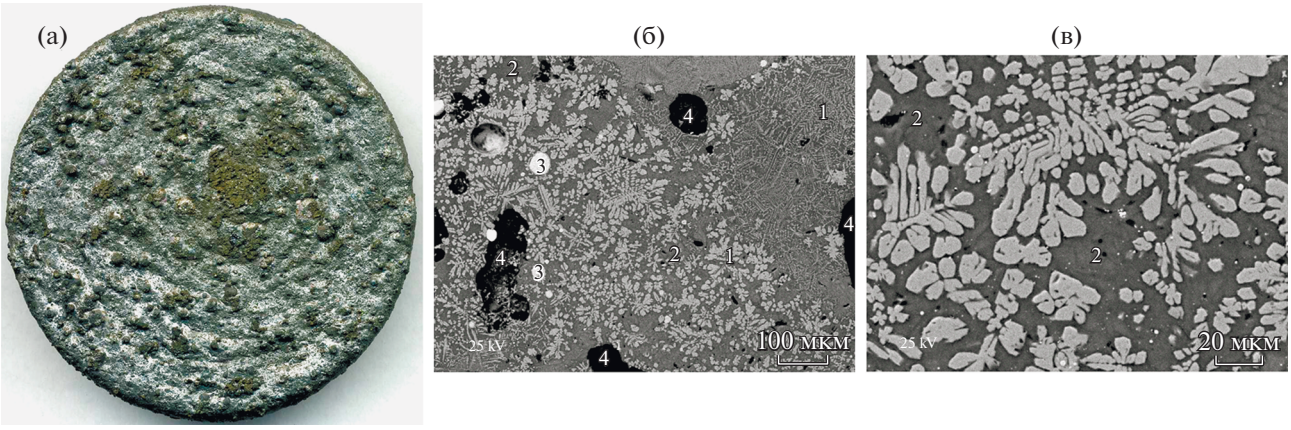

Рис. 1. Фотография образца ((а) – диаметр 5 см) и СЭМ-изображение основной массы, состоящей из фаз граната (1), стекла (2) и сплава (3). Черное (4) – поры. Метки: (б) 100 мкм, (в) 20 мкм.

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: yudintsevsv@gmail.com*

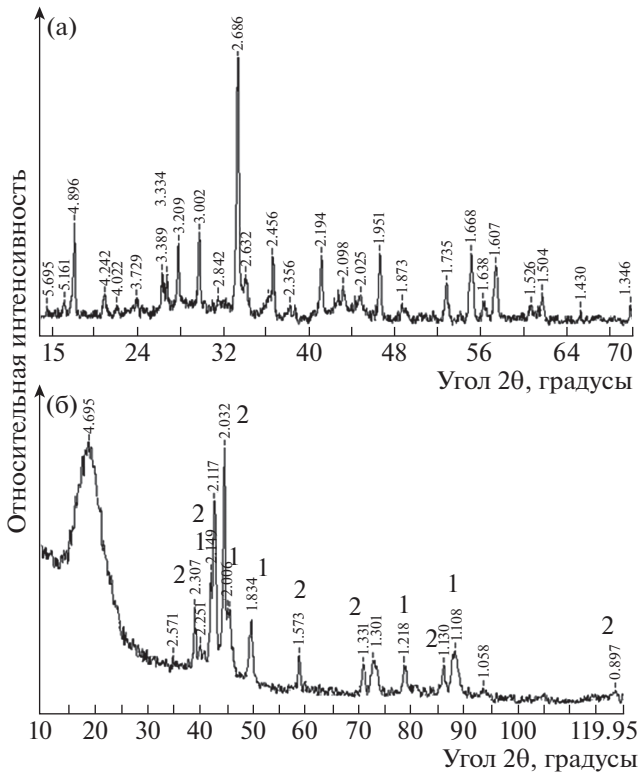

Рис. 2. Рентгенограммы алюмосиликатной массы (а) и сплавов (б) для образца на рис. 1. Числа у пиков – межплоскостные расстояние в Å. Фазы с низким (1) и высоким (2) содержанием Re.

^{98}Tc (4.2 млн лет) намного меньше возраста Земли, поэтому технеций не встречается в природе. Главную опасность представляет ^{99}Tc ($T_{1/2}$ = = 213000 лет), образующийся при делении актинидов. В тонне ОЯТ содержится до 1 кг ^{99}Tc [1–5], один 1000 МВт (э) реактор генерирует до 20 кг ^{99}Tc в год, а общая его наработка в мире близка к 10 т. Технеций можно извлекать из жидких ВАО от переработки ОЯТ в процессе ПУРЕКС [1–3].

Экологическая опасность технеция связана с его миграцией в виде TcO_4^-. Одним из путей утилизации ^{99}Tc служит перевод в стабильный изотоп ^{100}Ru при облучении нейтронами [2–4]. Скорость процесса мала, поэтому необходимо растворять Tc–Ru-мишени для извлечения и повторного облучения технеция в реакторе. Другой способ состоит во включении ^{99}Tc в материалы, устойчивые в воде, и их последующем захоронении. Для этого предложены минералоподобные матрицы – оксиды и титанаты со структурой шпинели, перовскита, цирконолита или пирохлора [5–7], в которых Tc^{4+} замещает катион Ti^{4+}. Еще один их тип – это сплавы Zr и Fe, содержащие технеций [7–9]. Перспективная матрица для ^{99}Tc – нержавеющая сталь (сплав на основе Fe–Ni–Cr). Она включает большое количество отходов и может быть получена различными способами. Ее коррозионная устойчивость в восстановительных слабощелочных гидрохимических условиях, обычных для глубоких хранилищ, очень высока. Даже в случае разрушения матрицы будут образовываться различные вторичные продукты – гидроксиды, карбонаты закисного железа (зеленая ржавчина – “green rust”, сидерит, чукановит и др.) с высокой сорбционной способностью в отношении технеция [11].

Выбор матрицы радионуклидов происходит в несколько стадий: синтез образцов с имитаторами радиоизотопов; определение структуры, состава фаз и распределения между ними элементов–имитаторов; анализ их поведения при облучении и взаимодействии с водой и, наконец, получение образцов с радионуклидами и изучение их свойств. Основная задача первой стадии состоит в изучении кристаллохимических характеристик фаз и матриц. Ниже рассмотрены осо-

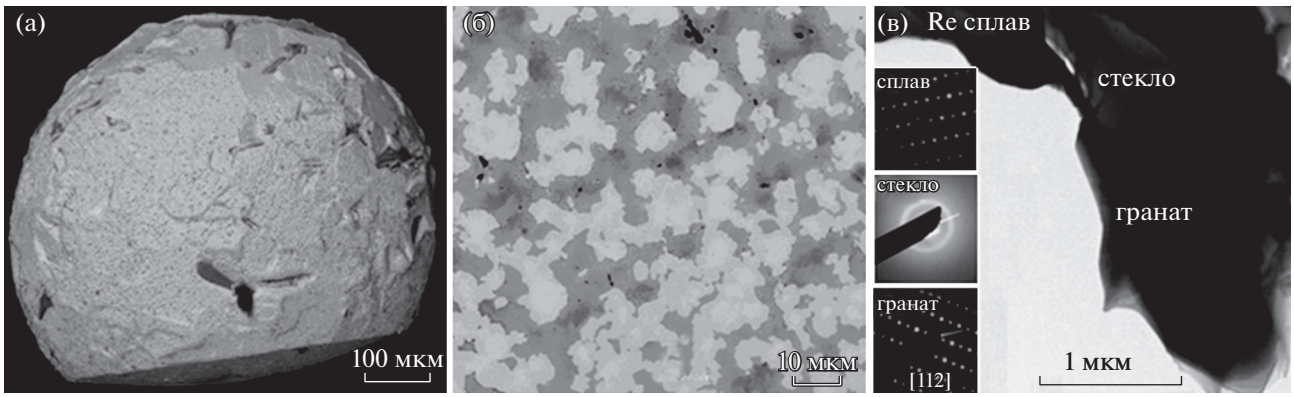

Рис. 3. Фотография металлического включения, состоящего из двух Fe–Re–Ni–Cr-сплавов (а), его СЭМ-изображение (б) и снимок частиц граната, стекла и сплава в высокоразрешающем электронном микроскопе с картинами их электронной дифракции (в). Черное (б) – поры.

Таблица 1. Составы сплавов в грануле на рис. 3 б, данные СЭМ/ЭДС, среднее из 5 анализов

Элемент	Светлая фаза, мас. %/ат.%	Темная фаза, мас. %/ат.%
Cr	0.5/1.3	1.6/2.7
Fe	14.9/34.6	36.9/55.2
Ni	3.3/7.5	14.7/21.0
Re	81.3/56.6	46.8/21.1

бенности строения матриц с имитаторами актинидов и Tc, полученных методом самораспространяющегося высокотемпературного синтеза (СВС). В основе СВС лежит скоротечная (несколько минут) экзотермическая реакция окислителя (оксиды Mo, Cu, Fe, Ni) и восстановителя (металлы Al, Ti, Zr). Восстановитель подбирают с учетом целевых фаз матрицы [5, 9, 10]: так, при изготовлении титанатов и цирконатов используют Ti и Zr, а для синтеза алюминатов применяют Al. Температура СВС-реакций зависит от типа и количества окислителя, она меняется от 1200 до 2000°C. При синтезе стеклокерамических матриц для Tc и актинидов [5, 9] использовали смесь Al, Fe_2O_3, Cr_2O_3, Ni_2O_3, $KReO_4$ (имитатор Tc), Ln_2O_3 (Nd_2O_3 или Sm_2O_3 – имитаторы америция и кюрия), а для получения стекла добавляли SiO_2. Реакцию СВС инициировали электроразрядом. Состав шихты (мас.%): 13.3 Al, 19.2 $KReO_4$, 26.2 $(Fe_2Cr_{0.6}Ni_{0.27})O_{4.17}$, 10.7 Sm_2O_3, 13.9 Y_2O_3, 14.6 SiO_2 и 2.1 CaO нацелен на синтез образца с 40% граната, 30% стекла и 30% сплава. С учетом строения системы Fe–Re [12] температура СВС-процесса была выше 1550°C. В общем виде синтез матриц можно описать реакцией:

восстановитель (Al) + окислитель (оксиды Fe, Cr, Ni) + имитатор ВАО ($KReO_4$, Ln_2O_3) + компоненты граната и стекла (CaO, Y_2O_3, SiO_2) → Re–Fe–Ni–Cr-сплав + Ln–Al-гранат + стекло.

В итоге проведения экспериментов нами были получены образцы массой 50–100 г в форме дисков диаметром 50–70 мм и высотой до 20 мм (рис. 1). Их рентгенофазовый анализ (РФА) выполнен на приборе Rigaku D/Max 2200 (Cu-излучение, 40 кВ, 40 мА) раздельно для алюмосиликатной массы и сплава. Все рефлексы на рентгенограмме (рис. 2а) отвечают РЗЭ–Al-гранату, что согласуется с данными просвечивающей электронной микроскопии (рис. 3). “Горб” в диапазоне углов 24°–34° по 2θ связан с наличием аморфной фазы стекла. Высокая прочность Re-сплавов осложняет подготовку порошкового препарата для РФА, в связи с чем их съемка проводилась с плоской поверхности распиленной металлической гранулы. Из-за этого проявлены эффекты текстурирования (неравномерного распределения ориентировок зерен в образце) и размерные эффекты (рис. 2б), а соотношения интенсивностей пиков не позволяют достоверно определить фазовый состав. Особенность РФА заключается еще и в том, что это валовый метод, и в случае многофазного образца диагностика фаз, особенно второстепенных, затруднена. Несмотря на сложную картину дифракции (высокий фон, перекрывание рефлексов) на ней выделены отражения двух фаз одного структурного типа с гексагональной симметрией (ε-фаза) с разными параметрами элементарной ячейки (рис. 2).

Анализ образцов в сканирующем электронном микроскопе JSM-5610lv (“JEOL”) с ЭДС-приставкой X-Max 100 показал, что они сложены РЗЭ–Al-гранатом, стеклом и сплавами (рис. 1–3, табл. 1). Зерна граната размером от 2–3 до 30 мкм (рис. 1б–1в) имеют состав (мас. %): 31.5–35.0 Sm_2O_3; 13.1–17.3 Y_2O_3; 23.2–32.2 Al_2O_3; 9.3–13.1 Cr_2O_3; 4.3–7.6 SiO_2; 2.7–3.8 FeO; 0.4–1.0 CaO (Σ = 100%), усредненная формула $(Y_{2.07}Sm_{0.42}Cr_{0.27}Ca_{0.13}Fe_{0.05})(Al_{4.66}Si_{0.34})O_{12.0}$. Между ними находится стекло (мас. %): 28.5–44.1 Al_2O_3; 19.8–30.3 SiO_2; 13.7–20.8 Sm_2O_3; до 20.7% Y_2O_3; менее 1% Cr_2O_3 и FeO. Сплавы образуют гранулы диаметром от 3–5 мкм до 5–7 мм. Гранулы размером более 200 мкм обычно состоят из двух фаз (рис. 3, табл. 1), более поздние выделения имеют меньшие размеры и сложены, как правило, тремя и более сплавами разного состава.

Железо и рений – основные элементы этих сплавов, и для их идентификации необходимы

Таблица 2. Фазы в системе Fe–Re, данные работы [16]

Фаза	Структурный тип	Обозначения	Пр. группа	*a*, нм	*b*, нм	*c*, нм
Fe	Cu	γ-Fe, fcc	$Fm\bar{3}m$	0.365	–	–
Fe	W	α-Fe, δ-Fe, bcc	$Im\bar{3}m$	0.289	–	–
Fe_3Re_2	CrFe	σ	$P4_2/mnm$	0.908	–	0.472
Fe_3Re_2	$Cr_{18}Mo_{42}Ni_{40}$	P	$Pnma$	1.7	0.5	0.9
Fe_2Re_3	β-Mn	A13	$P4_132$	0.643	–	–
Re	Mg	ε, hcp	$P6_3/mmc$	0.276	–	0.446

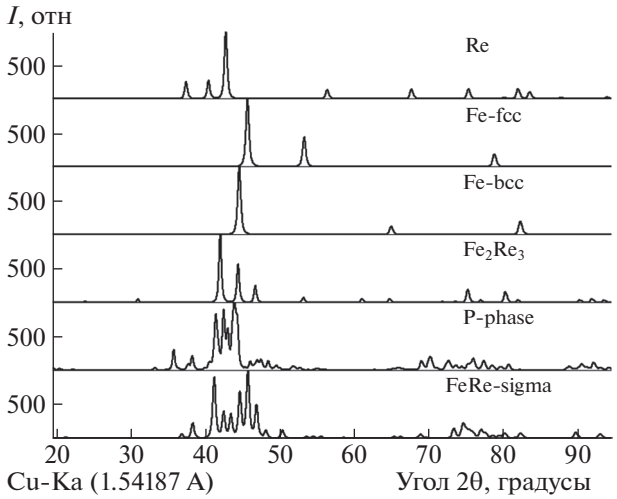

Рис. 4. Вычисленные рентгеновские дифракционные картины для фаз системы Fe–Re.

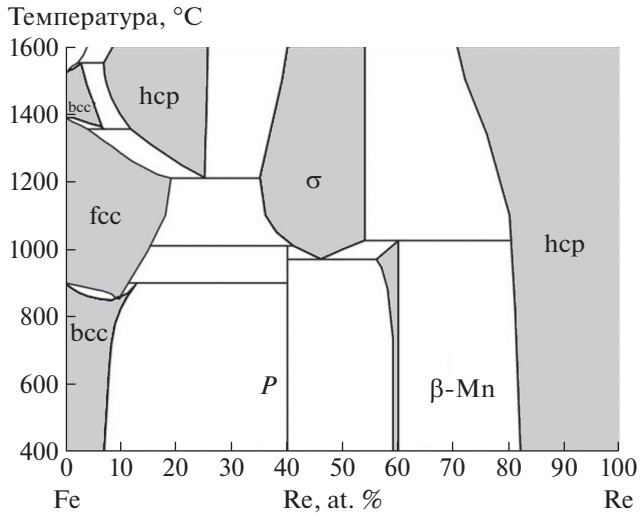

Рис. 5. Фазовая диаграмма системы Fe–Re по данным работы [16].

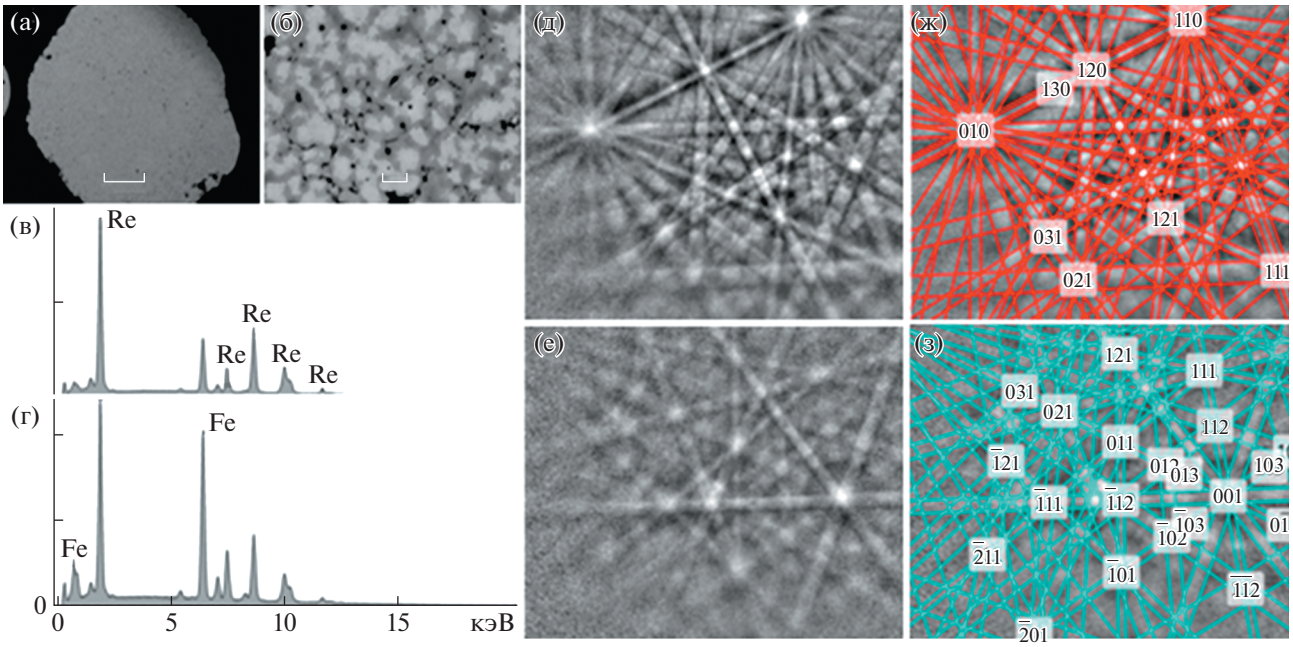

Рис. 6. СЭМ-изображение гранулы сплава: общий вид (а), увеличенный фрагмент (б), ЭДС-спектры (в, г) сплавов с высоким и низким содержанием Re и картины ДОЭ с исходными (д, е) и индицированными линиями Кикучи (ж, з), указывающие на их гексагональную симметрию.

данные о строении системы Fe–Re. Несмотря на долгую историю ее изучения [12–16] все еще остаются вопросы о типах Fe/Re–фаз и областях их гомогенности. Так, в статье [12] описаны интерметаллиды: χ-фаза (A12) и фаза типа β-Mn (A13), а в работе [16] фаза A12 не найдена, но доказано существование ромбической P-фазы. Все возможные в этой системе фазы сведены в табл. 2, а на рис. 4 приведены их расчетные рентгенограммы. В металлургии полиморфные модификации железа известны как феррит (низкотемпературная α-фаза) и аустенит (γ-фаза) с границей между ними около 900°C при 1 атм. Фаза α-Fe обладает объемно-центрированной кубической решеткой (тип W), а γ-Fe – гранецентрированной кубической решеткой (тип Cu).

С учетом данных о строении диаграммы Fe–Re (рис. 5), можно предположить, что сплав, содержащий 21 ат. % Re, является гексагональной фазой (ε), а сплав с 57 ат. % Re представлен тетра-

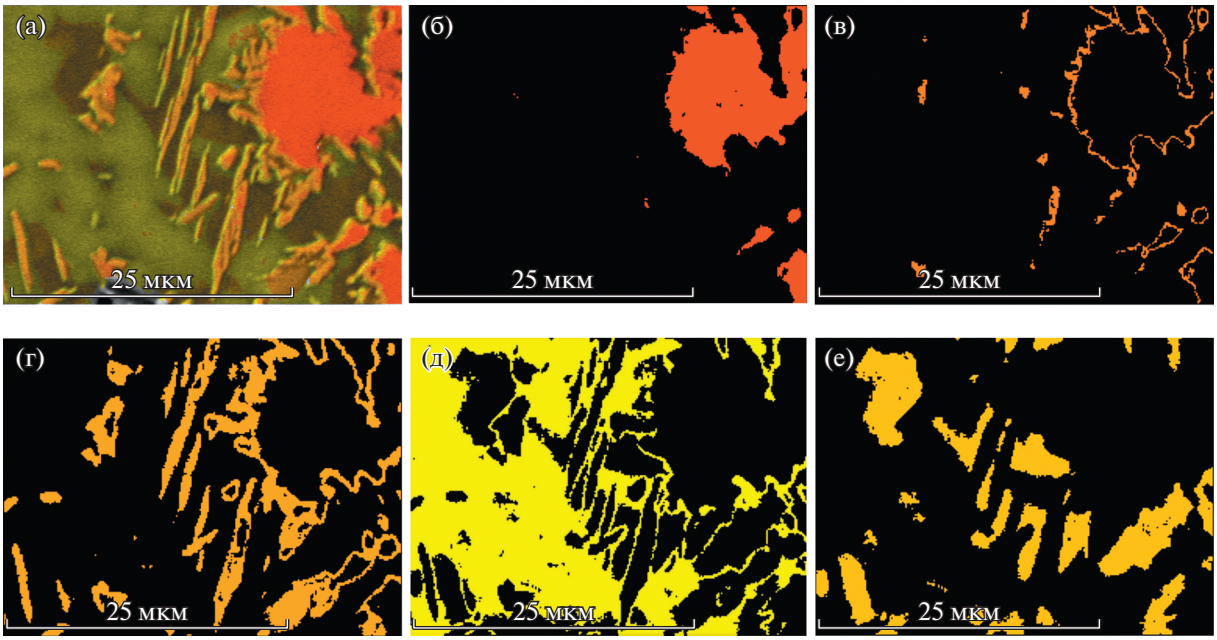

Рис. 7. Неоднородность сплавов по данным картирования элементов (а), цветом (б–е) показаны фазы с разным Re/Fe/Ni-соотношением (в мас. %): (б) 60.33/27.35/2.83, (в) 49.81/33.07/5.50, (г) 37.82/40.53/8.99, д) 18.99/49.91/15.05, (е) 8.09/40.53/8.99. Масштабная метка равна 25 мкм.

гональной фазой (типа σ). Однако это противоречит данным рентгенофазового анализа, согласно которым обе фазы обладают гексагональной симметрией. Для проверки мы применили дифракцию отраженных электронов, ДОЭ (electron backscatter diffraction, EBSD). Метод ДОЭ позволяет определить структуру локальных участков размером в первые микроны. Получение картин дифракции происходит для области вещества глубиной в десятки нм, что определяет особые требования к подготовке поверхности образца. С середины 1990-х годов метод ДОЭ применяется в минералогии [17], он используется также в ядерной энергетике для изучения исходного и облученного топлива, матриц отходов [18, 19]. В этих работах изучались размеры зерен фаз и их ориентация, что составляет лишь малую часть возможностей ДОЭ. Нами он впервые применен для определения структуры фаз в матрицах ВАО [20], что, в сочетании с СЭМ/ЭДС-данными об их составах, позволяет дать полную характеристику фаз в этих образцах.

ДОЭ-анализ структуры сплавов в матрицах, изготовленных СВС, выполнен в 2 этапа. Первая попытка сделана в ЦКП МИСИС на приборе JSM-6700F с микроанализатором фирмы “JEOL” (Япония) для включения простого двухфазного строения (рис. 6). ДОЭ-картины сплавов анализировали с помощью комплекса программ AZtec (“Oxford Instruments”). В результате индицировании картин ДОЭ и сравнения их с эталонами имеющейся базы данных оба сплава отнесены к соединениям с одинаковым гексагональным структурным типом Mg- или ε-фазы (рис. 6). Это

Таблица 3. Составы светлой и темной фаз сплавов в ат. % и мас. % (в скобках)

Элемент	Светлая фаза сплава		Темная фаза сплава	
	центр	край	темные участки	светлые участки
Fe	43.9 (22.5)	46.6 (25.7)	62.6 (50.5)	50.0 (43.9)
Re	40.3 (69.1)	35.1 (64.1)	10.9 (29.3)	9.4 (27.1)
Ni	3.8 (2.1)	4.7 (2.7)	12.4 (10.6)	12.8 (11.8)
Cr	12.0 (5.7)	13.6 (7.0)	8.6 (6.5)	11.0 (9.0)
Al	нпо	нпо	1.1 (0.5)	1.3 (0.5)
Si	нпо	нпо	4.3 (1.8)	15.6 (6.9)

Примечание. нпо – ниже предела обнаружения, составляющего 0.3–0.5 мас. %.

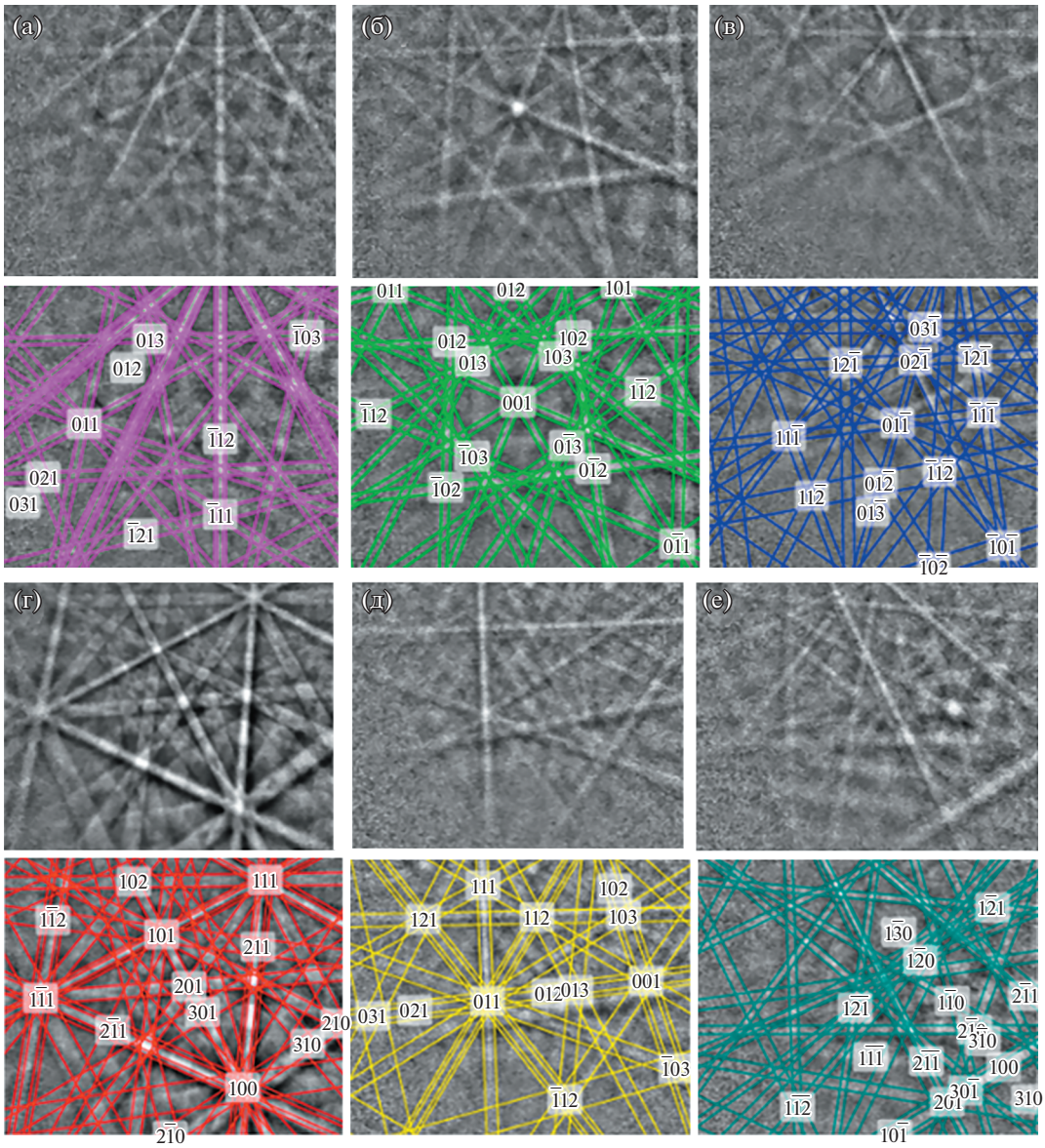

Рис. 8. Исходные (вверху) и проиндицированные (внизу) картины ДОЭ: (а) σ-фаза; (б) фаза A13 (тип β-Mn); (в) ε-фаза (hcp); (г) тип bcc; (д) тип fcc; (е) P-фаза.

совпадает с результатами изучения гранулы сплава рентгенофазовым методом. Хотя данные ДОЭ подтвердили присутствие в образце двух ε-фаз, однако часть рефлексов на дифрактограмме (рис. 2а) им не соответствует, что указывает на возможное присутствие в образце и других фаз, в частности σ- и P-фазы (рефлексы в интервале 40°–50° по 2θ). Определение bcc- и fcc-модификаций и фазы A13 (структурный тип β-Mn) методом РФА осложнено тем, что их главные рефлексы перекрываются (рис. 4). Состав фазы с 57 ат. % рения (табл. 1) попадает в область σ-фазы на фазовой диаграмме (рис. 5), поле ε-фазы начинается с ~70 ат. % Re при 1600°C, а при более низких температурах – с 83 ат. % Re. Наличие двух фаз ε-типа (низко- и высокорениевой) и отсутствие промежуточной σ-фазы вызывает вопросы. Одно из объяснений – отсутствие соединения (фазы σ) в базе эталонов, что делает невозможной его диагностику. Вероятность некорректного определения структуры фаз методом ДОЭ из-за неполноты базы AZtec была выявлена нами ранее на примере сложных оксидов со структурой муратаита [20].

Более детальное изучение сплавов этого образца проведено в ИГЕМ РАН с учетом СЭМ/ЭДС-данных, картин ДОЭ (система Symmetry, “Oxford Instruments”) и базы данных AZtec, дополненной кристаллографическими параметрами фаз системы Fe–Re [16]. Картирование участка размером 25 на 35 микрон (рис. 7) показало его сложное

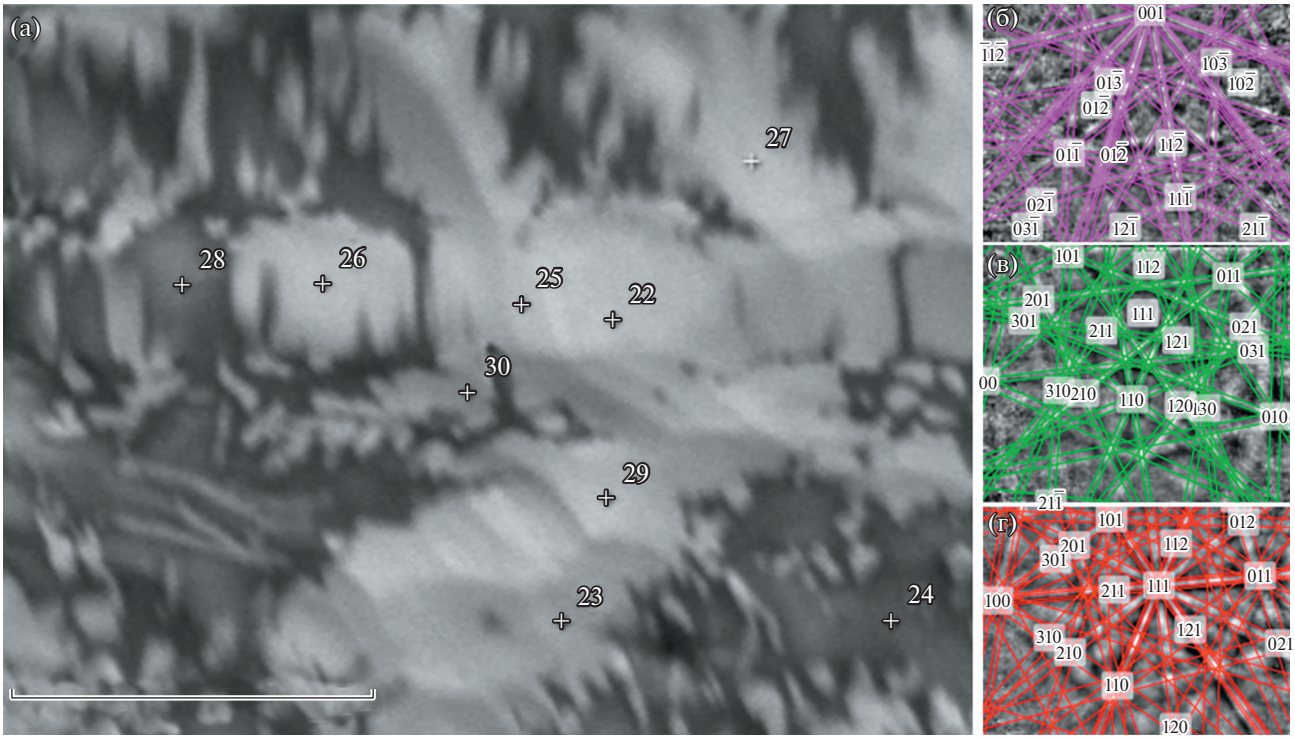

Рис. 9. Изображение участка сплава и положение точек анализа (а), индицированные картины ДОЭ (б–г) для фаз сплава с разной структурой: (б) σ-типа (т.т. 22, 23, 27), (в) A13, структурный тип β-Mn (т. 29), (г) bcc-типа (т.т. 24, 28). Масштабная метка равна 25 мкм.

строение. В светлых зернах выявлены три области разного цвета и состава и игольчатые выделения, близкие по составу к краям светлых зерен. В некоторых участках сплавов, наиболее темных на СЭМ-снимках, в заметных количествах найдены кремний и алюминий (табл. 3). Это свидетельствует о том, что окислительно-восстановительные условия в процессе СВС не были постоянны, а менялись в сторону снижения парциального давления кислорода (роста восстановительного потенциала) со временем. С учетом данных табл. 3 и рис. 8–9 темные области с низким содержанием Re сложены bcc-фазой, для нескольких точек лучшее решение дифракционных картин – это фазы A13, ε и P. Поскольку, согласно (рис. 5), ε-фаза стабильна при содержаниях Re от 7 до 24 ат. %, а фаза A13 – выше 60 ат. %, ее появление можно объяснить локальным обогащением Re в сильно неравновесных условиях скоротечного СВС-процесса. Фаза типа P обнаружена в более светлых зонах темной фазы. Яркие светлые области зерен, наиболее богатые рением, сложены σ-фазой, в них найдены второстепенные фазы: bcc, ε, A13, fcc. В качестве примера показано их распределение в пределах одного из изученных участков образца матрицы (рис. 9).

Таким образом, впервые использована комбинация методов СЭМ/ЭДС и ДОЭ для изучения матриц технеция (Tc) и актинидов, полученных методом СВС. Образец с имитаторами радионуклидов (Re, Sm) состоит из граната, стекла и сплавов с рением, среди которых по данным элементного картирования и ДОЭ найдены фазы: σ, ε, bcc (основные) и fcc, A13, P (второстепенные). Причины сложного строения определяются высокой скоростью синтеза, варьирующимися окислительно-восстановительными условиями, неравновесностью реакций с локальным обогащением образца теми или иными элементами. Хотя Re находится в шихте в виде летучего перрената, его испарения в процессе СВС не происходит из-за высокой скорости синтеза матрицы, быстрого восстановления элемента и его локализации в сплавах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Синтез образцом методом СВС выполнен в Физико-энергетическом институте им. А.И. Лейпунского, г. Обнинск (Э.Е. Коновалов). Авторы благодарны рецензентам за замечания, позволившие улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по проекту № 18-29-12032 Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баторшин Г.Ш., Кириллов С.Н., Смирнов И.В., Сарычев Г.А., Тананаев И.Г., Федорова О.В., Мясоедов Б.Ф.* Комплексное выделение ценных компонентов из техногенных радиоактивных отходов как вариант создания рентабельного ЗЯТЦ // Вопросы радиационной безопасности. 2015. № 3. С. 30–36.
2. Implications of Partitioning and Transmutation in Radioactive Waste Management. Technical reports series No. 435. Vienna: IAEA, 2004. 140 p.
3. State-of-the-Art Report on the Progress of Nuclear Fuel Cycle Chemistry. Paris: NEA, 2018.
4. Physics and Safety of Transmutation Systems. A Status Report. Paris: OECD NEA, 2006. 120 p.
5. *Лаверов Н.П., Юдинцев С.В., Омельяненко Б.И., Никонов Б.С., Никольский М.С.* Геохимические условия изоляции долгоживущего радиоизотопа технеций-99 // Геохимия. 2011. Т. 49. № 10. С. 1011–1024.
6. *Bailey D.J., Lawson S.M., Sun S.K., Stennett M.C., Lee T.-H., Ravel B., Corkhill C.L., Heo J., Hyatt N.C.* A New Approach to the Immobilisation of Technetium and Transuranics: Co-disposal in a Zirconolite Ceramic Matrix // Journal of Nuclear Materials. 2020. V. 528. Paper ID 151885.
7. *Westsik J.H., Cantrell K.J., Serne R.J., Qafoku N.P.* Technetium Immobilization Forms Literature Survey. PNNL-23329. Richland, USA: Pacific Northwest National Laboratory. 2014. 64 p.
8. *Janney D.E., Keiser D.D.* Actinides in Metallic Waste from Electrometallurgical Treatment of Spent Nuclear Fuel // JOM. 2003. September. P. 59–60.
9. *Laverov N.P., Yudintsev S.V., Konovalov E.E., Nikol'skii M.S., Mishevets T.O., Nikonov B.S., Omel'yanenko B.I.* Self-propagating High-temperature Synthesis and Characteristics of Cermet Matrices for Isolation of Wastes with Long-lived Radionuclides // Radiochemistry. 2012. V. 54. P. 511–515.
10. *Podbolotov K.B., Barinova T.V., Khina B.B., Velichko M.V.* Thermodynamic Analysis of the $CaO–Y_2O_3–ZrO_2–Ti–Fe_2O_3$ System as a Precursor for SHS-produced Pyrochlore-based Ceramics // Intern. Journal of Self-Propagating High-Temperature Synthesis. 2019. V. 28. N 4. P. 239–244.
11. *Schmeide K., Rossberg A., Bok F., Shams S., Azzama A., Weiss S., Scheinost A.C.* Technetium Immobilization by Chukanovite and its Oxidative Transformation Products: Neural Network Analysis of EXAFS Spectra // Science of The Total Environment. 2021. V. 770. 145334.
12. *Eggers H.* Das zweist off system eisen–rhenium // Mitt. Kaiser-Wilhelm-Inst. Eisenforsch. 1938. V. 20. P. 147–153.
13. *Iyutina I.A.* PhD Thesis. 1974. Michigan State University, Department of Chemistry.
14. *Okamoto H.* Fe–Re (Iron-Rhenium) Phase Diagrams of Binary Iron Alloys / In: Monograph Series on Alloy Phase Diagrams. Materials Park, OH: ASM International, 1993. V. 54.
15. *Karup-Møller S., Makovicky E.* The Phase System Fe–Re–S at 1200°, 1100°, 1000° and 900°C // N. Jb. Miner. Monat. 1999. V. 6. P. 265–80.
16. *Breidi A., Andasmas M., Crivello J.C., Dupin N., Joubert J.M.* Experimental and Computed Phase Diagrams of the Fe–Re System // Journal of Physics: Condensed Matter. 2014. V. 26. 485402.
17. *Cook N.J., Ciobanu C.L., Ehrig K., Slattery A., Verdugo-Ihl M.R., Courtney-Davies L., Gao W.* Advances and Opportunities in Ore Mineralogy // Minerals. 2017. V. 7. 233.
18. *Jadernas D., Gan J., Keiser D., Madden J., Bachhav M., Jue J.-F., Robinson A.* Microstructural Characterization of As-fabricated and Irradiated U-Mo Fuel Using SEM/EBSD // J. Nucl. Mater. 2018. V. 509. P. 1–8.
19. *Tumurugoti P., Clark B.M., Edwards D.J., Amoroso J., Sundarama S.K.* Cesium Incorporation in Hollandite-rich Multiphasic Ceramic Waste Forms // J. Solid State Chem. 2017. V. 246. P. 107–112.
20. *Никольский М. С., Юдинцев С. В.* Дифракция отраженных электронов в исследовании матриц для иммобилизации актинидов на основе фаз муратаитового типа // Кристаллография. 2021. Т. 66. № 1. С. 123–134.

STUDY OF MATRICES FOR IMMOBILIZATION OF ^{99}Tc WITH METHOD OF ELECTRON BACKSCATTER DIFRACTION

Corresponding Member of the RAS S. V. Yudintsev[a, #], M. S. Nickolsky[a], and B. S. Nikonov[a]

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

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

Matrices with simulators of actinides (Sm, Nd) and technetium (Re) were fabricated by self-propagating high-temperature synthesis (SHS). The samples are composed of rare-earth aluminate with a garnet structure, glass, and alloys based on Fe, Re, Ni, Cr. SEM/EDS analysis in combination with electron back scatter diffraction (EBSD) was used for characterization of their compositions and structures. Alloy segregations have a complex structure, which is revealed during their elemental mapping. According to EBSD data, they are composed of phases of few structural types: σ, ε, bcc (main) and fcc, A13 and P-phase (minor). The reasons for their formation are the heterogeneity of the sample and its local enrichment in elements, as well as the transience and non-equilibrium of the SHS.

Keywords: radioactive waste, technetium, immobilization, alloys, electron backscatter diffraction