

Том 517, Номер 2

ISSN 2686-7397  
Август 2024



# ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



НАУКА  
— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

Том 517, номер 2, 2024

## ГЕОЛОГИЯ

U–Pb (ID-TIMS) возраст перовскита из кимберлитов трубки манчары (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия)

*О. Б. Олейников, М. В. Стифеева, Н. А. Опарин, член-корреспондент РАН А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, М. Г. Ощепкова*

203

## ЛИТОЛОГИЯ

Содержание и состав псефитов на хребте Ломоносова (83° с. ш.):  
Индикация смены палеообстановок

*Е. А. Попова, В. А. Богин, С. А. Малышев, К. В. Фильчук, А. С. Макаров, академик РАН В. Д. Каминский*

208

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Позднепалеозойские калиевые интрузии в восточной части “линии Николаева” и ассоциирующая W–Mo–Cu–Au минерализация: первые данные изотопного U–Pb датирования циркона (метод LA-ICP-MS) из пород адырторских интрузий (Срединный Тянь-Шань, Восточный Кыргызстан)

*С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, академик РАН Н. С. Бортников*

217

Гидротермальное урановое оруденение в Туюканском рудном поле (Северное Забайкалье): время формирования настурановой минерализации и возраст источника вещества

*В. Н. Голубев, Н. В. Леденева, И. В. Рассохина, Л. А. Левицкая, А. М. Чепчугов*

229

## ГЕОХИМИЯ

Новые данные по оценке потенциальной мобильности техногенных радионуклидов в донных отложениях реки Енисей

*А. Я. Болсуновский, Р. В. Борисов, Д. В. Дементьев*

237

Природа углеводородов в донных осадках морей Европейской Арктики

*И. А. Немировская, А. В. Храмцова, член-корреспондент РАН С. К. Гулев*

245

## МИНЕРАЛОГИЯ

Минералы благородных металлов в ультрабазитах ариадненского массива (Сихотэ-Алинский орогенный пояс)

*Академик РАН А. И. Ханчук, В. П. Молчанов, Д. В. Андросов*

252

Минералогические индикаторы климата голоцена в осадках высокогорного озера Саган-Нур (Восточный Саян)

*Э. П. Солотчина, П. А. Солотчин, Е. В. Безрукова, А. Н. Жданова, А. А. Щетников, И. В. Даниленко, академик РАН М. И. Кузьмин*

262

## ГЕОДИНАМИКА

3D-моделирование и возраст коллизионного этапа метаморфизма блока Хан-Хухей (Северная Монголия)

*А. Н. Семенов, О. П. Полянский, академик РАН В. В. Реввердатто*

271

## ТЕКТОНИКА

Новейшие вертикальные движения юга Дальнего Востока России: результаты морфоструктурного анализа

*Д. А. Симонов, член-корреспондент РАН А. Н. Диденко, В. С. Захаров, Г. З. Гильманова*

278

---

## ГЕОФИЗИКА

- Поперечные деформационные волны в неизотермической системе литосфера—астеносфера  
*Академик РАН Л. И. Лобковский, М. М. Рамазанов* 302
- О мультимасштабных неоднородностях поверхности внутреннего ядра Земли  
*В. М. Овчинников, О. А. Усольцева* 309
- 

## ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

- Распознавание сигналов от импульсных источников на основе формы вейвлет-спектров, построенной методом главных компонент  
*М. Н. Закиров, С. Н. Куличков, А. И. Чуличков, Н. Д. Цыбульская* 314
- Моделирование влияния изменения параметров нейтральной атмосферы на электронную концентрацию в ионосфере  
*Академик РАН Г. А. Жеребцов, А. В. Тащилин, Н. П. Первалова, К. Г. Ратовский, И. В. Медведева* 319
- 

## ГЕОБИОЛОГИЯ

- Обнаружение новых видов динофлагеллят в пелагиали Северо-Восточной части Чёрного моря  
*Академик РАН Г. Г. Матишов, О. Н. Ясакова* 326
- 

## ГЛЯЦИОЛОГИЯ

- Напряжённое состояние и механика разрушения шельфовых ледников Антарктиды  
*И. А. Гарагаш, академик РАН Л. И. Лобковский, А. А. Баранов* 332
- Новые данные о величине дейтериевого эксцесса в ледниковом льду Камчатки  
*Ю. Н. Чижова, В. Н. Михаленко, И. А. Корнева, Я. Д. Муравьев, А. Г. Хайрединова, М. А. Воробьев* 339
- Конвективные вихревые течения, формирующиеся при таянии льда, в однокомпонентных средах  
*Т. О. Чаплина, В. П. Пахненко* 347
- 

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Мониторинг содержания хрома и никеля в агроэкосистемах Центрально-Чернозёмного района России  
*С. В. Лукин* 354
- Тепловые эффекты в матрице фракции редких земель  
*Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев, В. И. Мальковский* 361
- 
-

# CONTENTS

---

---

Vol. 517, no. 2, 2024

---

---

## GEOLOGY

U-Pb (ID-TIMS) Age of Perovskite from Kimberlites of the Manchary Pipe  
(Khompu-Maysky Kimberlite Field, Central Yakutia)

*O. B. Oleinikov, M. V. Stifeeva, N. A. Oparin, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, M. G. Oshchepkova* 203

---

## LITHOLOGY

Content and Composition of Psephites at the Lomonosov Ridge (83° N):  
Indication of Palaeoenvironmental Changes

*E. A. Popova, V. A. Bogin, S. A. Malyshev, K. V. Filchuk, A. S. Makarov, V. D. Kaminsky* 208

---

## GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Late Paleozoic Potassic Intrusions of the Eastern Part of the "Nikolaev Line"  
and Associated W-Mo-Cu-Au Mineralization: First Isotopic U-Pb Zircon Data (La-Icp-Ms Method)  
for Rocks from the Adyrtor Intrusions (Middle Tien Shan, Eastern Kyrgyzstan)

*S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov* 217

Hydrothermal Uranium Mineralization in the Tuyukan Ore Field (Northern Transbaikalian Region):  
Time of Formation of Pitchblende Mineralization and Age of the Source of the Matter

*V. N. Golubev, N. V. Ledeneva, I. V. Rassokhina, L. A. Levitskaya, A. M. Chepchugov* 229

---

## GEOCHEMISTRY

New Data on Potential Mobility of Artificial Radionuclides in Bottom Sediments of the Yenisei River

*A. Ya. Bolsunovsky, R. V. Borisov, D. V. Demytyev* 237

Nature of Hydrocarbons in Bottom Sediments of the Seas of the European Arctic

*I. A. Nemirovskaya, A. V. Khramtsova, Corresponding Member of the RAS S. K. Gulev* 245

---

## MINERALOGY

Precious Metal Minerals in the Ultrabasites of the Ariadne Massif (Sikhote-Alin Orogenic Belt)

*Academician of the RAS A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, D. V. Androsov* 252

Mineralogical Indicators of Holocene Climate in Sediments  
of the High-Mountain Lake Sagan-Nur (East Sayan Mountains)

*E. P. Solotchina, P. A. Solotchin, E. V. Bezrukova, A. N. Zhdanova, A. A. Shchetnikov, I. V. Danilenko,  
Academician of the RAS M. I. Kuzmin* 262

---

## GEODYNAMICS

3D Modeling and Age of the Collision Metamorphism  
of the Khan-Khukhei Block, Northern Mongolia

*A. N. Semenov, O. P. Polyansky, Academician of the RAS V. V. Reverdatto* 271

---

## TECTONICS

Late Tectonic Vertical Movements of the Far East of Russia

*D. A. Simonov, Corresponding Member of the RAS A. N. Didenko, V. S. Zakharov, G. Z. Gilmanova* 278

---

## GEOPHYSICS

Transverse Deformation Waves in the Non-Isothermal Lithosphere–Asthenosphere System

*L. Lobkovsky, M. Ramazanov* 302

Multiscale Inhomogeneities on the Surface of the Earth's Inner Core <i>V. M. Ovtchinnikov, O. A. Usoltseva</i>	309
---	-----

---

## ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Recognition of Signals from Pulsed Sources Based on the form of Wavelet Spectra Constructed by the Principal Component Method <i>M. N. Zakirov, S. N. Kulichkov, A. I. Chulichkov, N. D. Tsybul'skaya</i>	314
Modeling the Influence of Changes in Neutral Atmosphere Parameters on Ionospheric Electron Density <i>Academician of the RAS G. A. Zhreb'tsov, A. V. Tashchilin, N. P. Perevalova, K. G. Rato'vsky, I. V. Medvedeva</i>	319

---

## GEOBIOLOGY

Discovery of New Species of Dinoflagellates in the Pelagial of the Northeastern Part of the Black Sea <i>Academician of the RAS G. G. Matishov, O. N. Yasakova</i>	326
---	-----

---

## GLACIOLOGY

Stress State and Mechanics of Glacier Shelvescollapse <i>I. A. Garagash, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky, A. A. Baranov</i>	332
New Data of Deuterium Excess Values of Glacial Ice of Kamchatka <i>Yu. N. Chizhova, V. N. Mikhalenko, I. A. Korneva, Ya. D. Muravyov, A. G. Hayredinova, M. A. Vorobiev</i>	339
Vortex Convective Flows Formed During the Melting of Ice in Single-Component Media <i>T. O. Chaplina, V. P. Pakhnenko</i>	347

---

## GEOECOLOGY

Monitoring of Chrome and Nickel Contents in Agroecosystems of Central Chernozem Region of Russia <i>S. V. Likin</i>	354
Thermal Effects in the Matrix with the Rare Earth Fraction <i>Corresponding Member of the RAS S. V. Yudin'tsev, V. I. Malkovsky</i>	361

---

---

УДК 550.93/552.323.6

## U–Pb (ID-TIMS)-ВОЗРАСТ ПЕРОВСКИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ МАНЧАРЫ (ХОМПУ-МАЙСКОЕ КИМБЕРЛИТОВОЕ ПОЛЕ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

© 2024 г. О. Б. Олейников<sup>1</sup>, М. В. Стифеева<sup>2,\*</sup>, Н. А. Опарин<sup>1</sup>,  
член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>2</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>2</sup>, М. Г. Ощепкова<sup>1</sup>

Поступило 08.02.2024 г.

После доработки 16.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Представлены результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований перовскита из кимберлитовых пород трубки Манчары (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия). Полученная U–Pb-оценка возраста ( $472 \pm 1$  млн лет) указывает на раннепалеозойский возраст образования кимберлитов Хомпу-Майского поля и позволяет выделить в составе Алданской антеклизы новую Алданскую кимберлитовую субпровинцию.

*Ключевые слова:* Хомпу-Майское кимберлитовое поле, U–Pb (ID-TIMS), Якутская кимберлитовая провинция, Алданская антеклиза, перовскит, раннепалеозойский кимберлитовый магматизм

DOI: 10.31857/S2686739724080018

Хомпу-Майское поле (Центральная Якутия), расположенное в пределах северного склона Алданской антеклизы, является единственным кимберлитовым полем на юго-восточной окраине Сибирского кратона (рис. 1). Пространственно оно занимает обособленную позицию относительно Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), и, предположительно, приурочено к Учурскому террейну фундамента Сибирской платформы (рис. 1) [1, 2]. Данные о возрасте образования трубок Хомпу-Майского поля неоднозначны [3, 4]. Полученные ранее результаты Rb–Sr-геохронологических исследований основной “массы” кимберлитов позволяют предполагать, что кимберлиты трубки Манчары ( $358 \pm 42$  млн лет) [3] могут относиться к алмазносной среднепалеозойской эпохе кимберлитового образования. В то же время результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований перовскита и апатита из основной массы “вулканокластических лапиллей” кимберлитов трубки Атырдах и трубки им. А.П. Смелова (Хомпу-Майское поле), указывают на более ранний среднепалеозойский возраст ( $425–431$  млн лет)

их образования [4]. Таким образом, неопределённость оценок возраста потребовала проведения дополнительных геохронологических исследований. В настоящей работе приводятся результаты U–Pb (ID-TIMS)-исследований перовскита из основной массы кимберлитовых пород трубки Манчары.

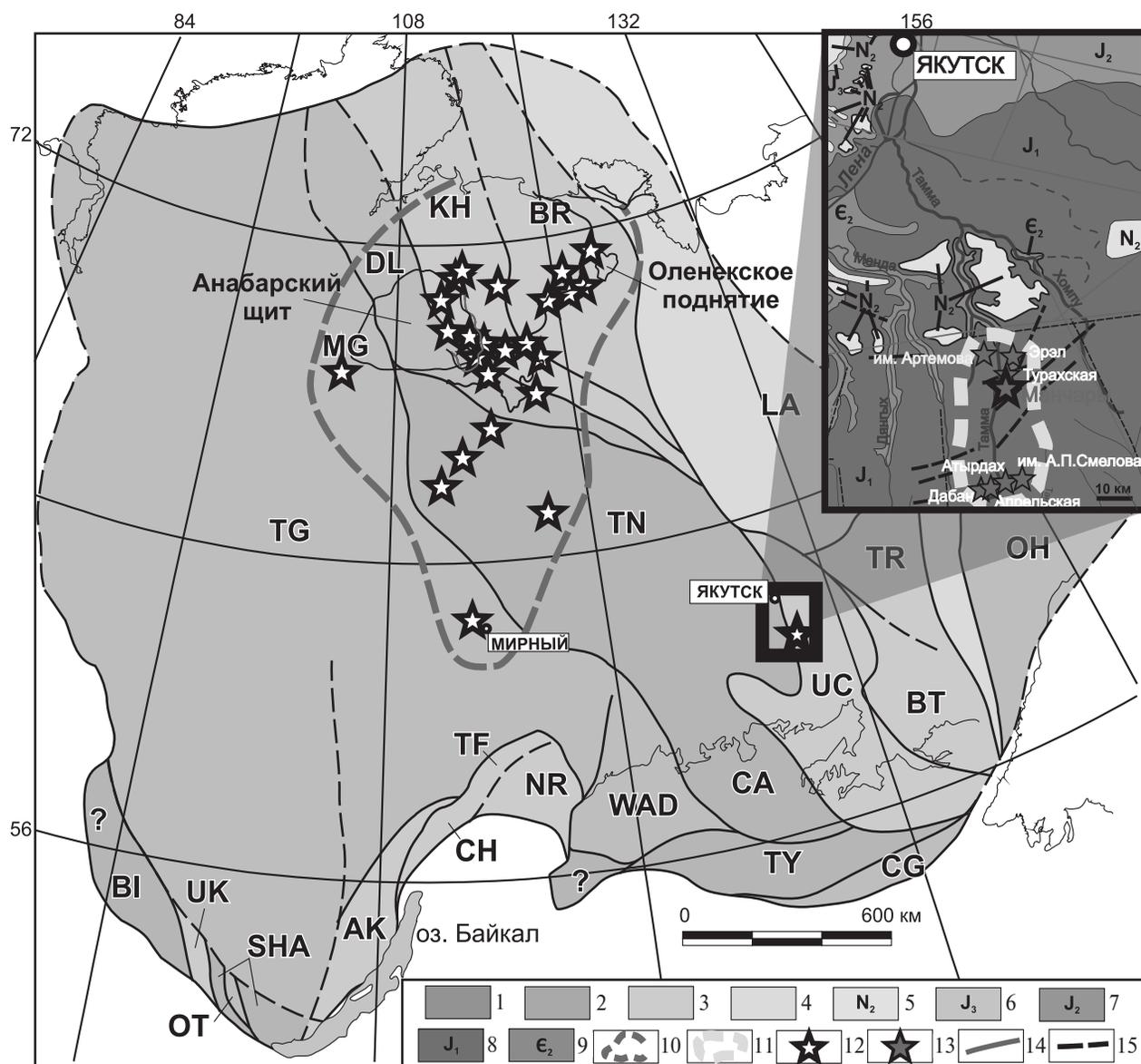
Хомпу-Майское кимберлитовое поле объединяет восемь кимберлитовых трубок (рис. 1). Наиболее крупной и хорошо изученной является трубка Манчары. Она прорывает карбонатные породы среднего кембрия и перекрыта юрскими терригенными толщами, мощность которых достигает 100 м. Кимберлитовая диатрема вскрыта скважинами на глубину до 287 м. В плане трубка имеет форму овала размером  $250 \times 300$  м.

Кимберлитовая трубка Манчары [5] сложена в различной степени карбонатизированными и серпентинизированными порфиrowыми кимберлитами, между которыми существуют постепенные переходы. Количество ксенолитов осадочных пород не превышает 10%. Верхняя часть диатремы выполнена неравномерно карбонатизированными кимберлитовыми породами. Там, где карбонатизация проявлена наиболее интенсивно, порода теряет свои первичные текстурно-структурные признаки. Ниже залегают наименее измененные вторичными процессами породы с серпентин-флогопит-карбонатным мезостазиом и порфиrowой структурой,

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской Академии наук, Якутск, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

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



**Рис. 1.** Положение Хомпу-Майского кимберлитового поля и Якутской кимберлитовой провинции (по работе [2]): 1 – архей; 2 – архей и палеопротерозой нерасчленённые; 3 – палеопротерозой; 4 – мезопротерозой; 5 – верхний неоген; 6 – верхняя юра; 7 – средняя юра; 8 – нижняя юра; 9 – средний кембрий; 10 – Якутская кимберлитовая провинция; 11 – Хомпу-Майское поле; 12 – кимберлитовые поля; 13 – кимберлитовые трубки; 14 – линейные элементы предположительно разломной природы; 15 – разломы неустановленной морфологии. Докембрийские террейны: Западно-Алданский (WAD), Центрально-Алданский (CA), Учурский (UC), Батомгский (BT), Чогарский (CG), Тындинский (TY), Далдынский (DL), Хапчанский (KH), Маганский (MG), Ачитканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Тонодский (TF), Шарыжалгайский (SHA), Онотский (OT), Охотский (OH), Урикско-Лийский (UK), Бирюсинский (BL), Тунгусский (TG), Тунгский (TN), Биректинский (BR), Тыринский (TR), Лено-Алданский (LA).

обусловленной присутствием псевдоморфоз серпентина по оливину и единичных макро-, мегакристаллов пикроильменита, граната и флогопита.

Для проведения U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований использован перовскит. Перовскит является распространённым

первичным порообразующим минералом мезостазиса кимберлитовых пород и надёжным минералом-геохронометром для определения возраста кристаллизации кимберлитовых тел [6]. Минерал был выделен из образца массивного порфирового кимберлита, отобранного с глубины 96 м от поверхности диатремы. В образце мелкозернистый мезостазис кимберлита

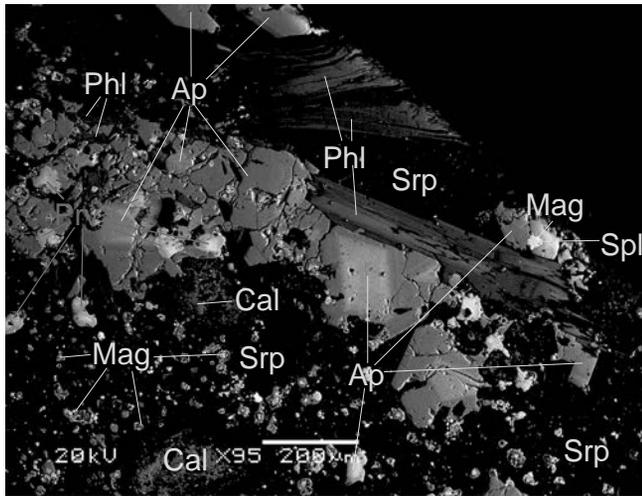


Рис. 2. BSE-изображение основной массы порфирирового кимберлита трубки Манчары, глубина 96 м. Минералы: Ap – апатит, Spl – минералы группы шпинели, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Cal – кальцит, Srp – серпентин, Phl – флогопит.

выполнен преимущественно серпентином, ксеноморфными выделениями карбоната, редкими зёрнами апатита и пластинками слюды ряда флогопит-киноситалит (рис. 2). Рудные минералы основной массы представлены магнетитом, минералами группы шпинели, пикроильменитом и перовскитом. Перовскит образует ксеноморфные и субидиоморфные зёрна. В единичных случаях хорошо кристаллографически оформленные зёрна перовскита размером до 10 мкм встречаются в виде включений в кристаллах апатита. Кроме того, перовскит (самостоятельно, либо в сростаниях с магнетитом) часто наблюдается в составе “микронных” реакционных кайм вокруг мега-, макрокристаллов пикроильменита и макрокристаллов хромшпинелидов. Размер отдельных кристаллов перовскита не превышает 100 мкм. Они имеют характерную кубическую форму и нередко образуют сростки с минералами группы шпинели (до 5 мкм).

U–Pb (ID TIMS)-геохронологические исследования перовскита выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Процедура предварительной обработки перовскита включала: ультразвуковую чистку в слабом растворе HCl и последующую кислотную обработку в 6–8 N HCl. Разложение перовскита и химическое выделение U и Pb осуществлялось в соответствии с модифицированными методиками, описанными в работе [7]. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счётчика

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований перовскита основной массы кимберлитов трубки Манчары

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		
					<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
1	0.30	9.25	33.38	0.21	78.4	0.0565±1	2.2692±1	0.5928±59	0.0761±3	473±5	473±2	473±20
2	0.23	13.03	45.48	0.21	77.9	0.0564±1	2.4163±1	0.58970±55	0.0759±2	471±4	471±2	467±18
3	0.20	15.37	51.02	0.24	75.6	0.0566±1	2.4267±1	0.5930±46	0.0760±1	473±4	472±1	476±16

Примечания: а изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U; Pbc – обычный Pb; Pbt – общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

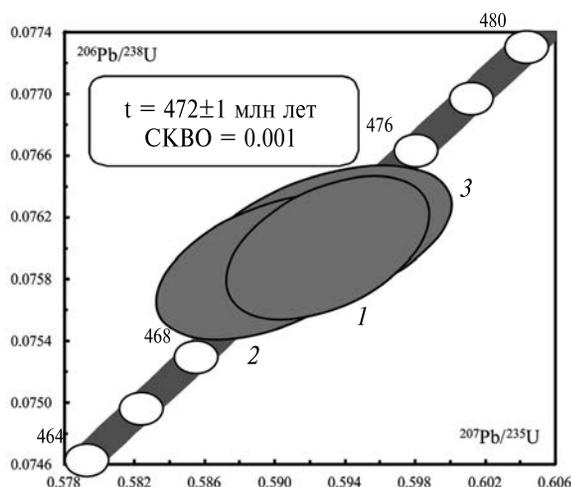


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для перовскита из кимберлитов трубки Манчары (Хомпу-Майское кимберлитовое поле). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ионов). Использовался изотопный индикатор  $^{235}\text{U}$ – $^{202}\text{Pb}$ . Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка полученных в ходе экспериментов данных осуществлялась в программах “PbDat” [8] и “ISOPLOT” [9]. При расчёте возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [10]. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [11]. Все ошибки приведены на уровне 2s.

Для U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований использованы три микронавески перовскита (табл. 1). Содержание урана в изученном перовските варьирует в пределах 33.38–51.02 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pbc/Pbt) не превышает 0.24 (табл. 1). Для перовскита из кимберлитов трубки Манчары получена конкордантная оценка возраст  $472 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.001) (рис. 3).

Трубки Хомпу-Майского поля по петрографическому и химическому составу сложены кимберлитами [5, 12], что является доказательством существования кимберлитового магматизма на территории Алданской антеклизы. Ранее на территории Алданского щита выделялась Алданская кимберлитовая провинция докембрийского возраста [13], объединяющая Чомполинское, Тобук-Хатыстырское, Арбарастахское и Ингилийское поля, однако породы этих полей позднее были отнесены к лампроитам, миннетам [14, 15]. Результаты проведённых исследований указывают

на раннепалеозойский возраст образования трубки Манчары Хомпу-Майского поля, что согласуется с существованием на данной территории перерыва в осадконакоплении – “палеотектонической ниши”, соответствующей этапу длительного или контрастного воздымания больших частей Сибирской платформы [16]. В связи с открытием в пределах Алданской антеклизы Хомпу-Майского кимберлитового поля раннепалеозойского возраста, предлагается выделить в данном районе Алданскую субпровинцию, входящую в состав ЯКП. Основанием для выделения новой субпровинции является раннепалеозойский возраст и территориальная отдалённость поля от кимберлитоконтролирующих зон, в пределах которых расположены известные поля ЯКП [16]. Следует отметить, что эпоха кимберлитобразования такого возраста не отмечалась ранее в пределах ЯКП, что увеличивает перспективы обнаружения кимберлитовых трубок на новой территории, в том числе и алмазоносных, так как все известные коренные месторождения алмаза на Сибирской платформе не моложе среднепалеозойского возраста [17].

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках плановой темы ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0003) и рамках государственного задания ИГАБМ СО РАН (проект FUFUG-2024-0007).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смелов А. П., Белоусова Е. А., Зайцев А. И., Олейников О. Б., Павлушин А. Д., Опарин Н. А. Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 68–72.
2. Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 279–288.
3. Зайцев А. И., Смелов А. П., Алтухова З. А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 51–59.
4. Махоткин И. Л., Бекренев К. А., Кочнев В. Э., Хачатрян Г. К., Каменецкий В. С. Палеозойские Mg–Ti кимберлиты и Mg карбонаты Менда-Барылайского алмазоносного района Южной Якутии – новый петрологический ключ к пониманию формирования Якутской алмазоносной провинции /

- Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. 2021. Т. 2. С. 148–151.
5. *Смелов А. П., Андреев А. П., Алтухова З. А., Бабушкина С. А., Бекренев К. А., Зайцев А. И., Избеков Э. Д., Королева О. В., Мишин В. М., Округин А. В., Олейников О. Б., Сурнин А. А.* Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 1. С. 153–159.
  6. *Лепехина Е. Н., Ротман А. Я., Антонов А. В., Сергеев С. А.* SIMS SHRIMP U–Pb датирование перовскитов из кимберлитов Верхнемунского поля Сибирской платформы / *Геохимия магматических пород: Мат. Всерос. семинара*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. С. 92–94.
  7. *Стифеева М. В., Сальникова Е. Б., Арзамасцев А. А., Котов А. Б., Гроздев В. Ю.* Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
  8. *Ludwig K. R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991. 35 p.
  9. *Ludwig K. R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publications*. 2003. V. 4. 70 p.
  10. *Steiger R. H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
  11. *Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207–221.
  12. *Опарин Н. А., Олейников О. Б.* Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Хомпу-Майского поля (Центральная Якутия) // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2022. Т. 27. № 4. С. 486–498.
  13. *Каминский Ф. В., Потапов С. В.* Новая кимберлитовая провинция докембрийского возраста на восточной окраине Алданского щита / *Геология и условия образования алмазных месторождений: Труды II Всесоюзного совещания по геологии алмазных месторождений*. 1970. С. 128–133.
  14. *Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А., Махоткин И. Л., Новгородова М. И., Соловова И. П., Галускин Е. В., Ганеев И. И., Гирнис А. В., Еремеев Н. В., Когарко Л. Н., Кудрявцева Г. П., Михайличенко О. А., Наумов В. Б., Сапожникова Е. Н.* Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
  15. *Корнилова В. П.* Петрография и минералогия известково-щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий бассейна р. Чомполо // *Отечественная геология*. 1997. № 9. С. 6–9.
  16. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.
  17. *Зайцев А. И., Смелов А. П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

## U–Pb (ID-TIMS) AGE OF PEROVSKITE FROM KIMBERLITES OF THE MANCHARY PIPE (KHOMPU-MAYSKY KIMBERLITE FIELD, CENTRAL YAKUTIA)

**O. B. Oleinikov<sup>a</sup>, M. V. Stifeeva<sup>b,\*</sup>, N. A. Oparin<sup>a</sup>,  
Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>b</sup>, E. B. Salnikova<sup>b</sup>,  
M. G. Oshchepkova<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Peterburg, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

The results of U–Pb (ID-TIMS) geochronological studies of perovskite from kimberlite rocks of the Manchary pipe (Khompu-Mai kimberlite field, Central Yakutia) are presented. The U–Pb age estimate (472±1 Ma) indicates the Early Paleozoic age of formation of the Khompu-Mai field kimberlites and allows us to identify a new Aldan kimberlite subprovince within the Aldan antecline.

*Keywords:* Khompu-Mai kimberlite field, U–Pb (ID-TIMS), Yakut kimberlite province, Aldan antecline, perovskite, Early Paleozoic kimberlite magmatism

УДК 552.5

## СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ ДОННО-КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА (83° С. Ш.): ИНДИКАЦИЯ СМЕНЫ ПАЛЕООБСТАНОВОК

© 2024 г. Е. А. Попова<sup>1,2,\*</sup>, В. А. Богин<sup>1,2</sup>, С. А. Малышев<sup>1,2</sup>,  
К. В. Фильчук<sup>2</sup>, А. С. Макаров<sup>2</sup>, академик РАН В. Д. Каминский<sup>1</sup>

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 02.04.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

Представлены результаты изучения количественного, вещественного и морфометрического состава донно-каменного материала (ДКМ) в осадках, отобранных бокс-корером на хребте Ломоносова (83° с.ш.), Северный Ледовитый океан, в ходе экспедиции “Северный полюс – 41” (ААНИИ). Материал размером  $\geq 1$  см отбирался отдельно из каждого слоя, выделенного при литологическом описании. Возрастная модель создана путём литостратиграфической корреляции с датированными ранее колонками. Содержание крупных обломков ДКМ на восточном склоне и вершине на порядок выше, чем на западном склоне, что объясняется более высокой скоростью осадконакопления на западном склоне после пика таяния ледников. Смена состава пород с карбонатных на магматические и улучшение степени окатанности со временем указывают на увеличение доли привноса материала из Евразии в МИС 1.

*Ключевые слова:* материал ледового разноса, поздний плейстоцен, Северный Ледовитый океан, хребет Ломоносова

DOI: 10.31857/S2686739724080025

Данные по распределению, петрографическому и количественному составу материала ледового разноса в Северном Ледовитом океане (СЛО) позволяют провести реконструкцию ледовой обстановки и циркуляции в Арктике в прошлом [4, 6, 11]. СЛО имеет свою специфику, связанную с полярным расположением, вследствие чего осадконакопление здесь обладает рядом особенностей. Одна из них – привнос большого количества материала ледового разноса (ice-rafted debris – IRD) – как с морским льдом, так и с айсбергами, откалывающимися от ледников [7]. Более спокойное осадконакопление на хребтах по сравнению с глубоководными котловинами, подверженными воздействию склоновых процессов, даёт возможность достаточно детально изучить изменения обстановок осадконакопления в СЛО. Именно вблизи хр. Ломоносова проходит раздел между двумя основными

системами ледяной циркуляции в Арктике – Трансарктическим течением и круговоротом Бофорта [3], поэтому рассмотрение осадконакопления по профилю поперёк хребта представляет собой особый интерес. Распространённый подход к работе с крупными обломками в осадках – отбор обломков определённого размера из разрезов, позволяет получить данные по качественному и количественному составу [5, 6, 10]. В некоторых исследованиях рассматривается вся масса материала из бокс-корера, в то время как в данной работе обломки были отобраны отдельно из каждого литологического слоя, отражающего смену обстановок осадконакопления. Так как материал отобран на хребте вне зон обнажённого фундамента, обломки, изученные в данной работе, приравниваются к материалу ледового разноса. Новые данные по составу, количеству и форме частиц ледового разноса помогут уточнить палеообстановки и циркуляцию в Арктике в позднем плейстоцене.

Материал был отобран в октябре-ноябре 2022 г. в ходе экспедиции “Северный полюс – 41” (ААНИИ), проводившейся на борту ЛСП “Северный Полюс”. Работа основана на материале

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: lena-porova-l@mail.ru

из 13 станций, взятых при помощи бокс-корера и слагающих профиль поперёк хребта Ломоносова в районе  $83^\circ$  с. ш. на глубинах от 2630 до 1212 м (табл. 1, рис. 1). Материал был разделён согласно литологическим слоям (при описании использовалась цветовая шкала [9]), просеян через сито с диаметром ячеек 0.5 мм в мокром состоянии и высушен, после чего все обломки размером  $\geq 1$  см были отобраны и изучены. Определение качественного состава обломков проводилось при помощи бинокля путём первичной идентификации минералов на основе окраски, твёрдости, формы зёрен, определения структуры и текстуры обломков, размера частиц в случае осадочных пород. Карбонатные породы дополнительно идентифицировались путём проведения реакции с соляной кислотой различной концентрации: в случае яркой реакции уже с 1Н-раствором порода была отнесена к известняку, слабой реакции даже с 3Н-раствором — к доломиту. Для предварительного изучения вещественного состава осадков из материала каждого литологического слоя были изготовлены смер-слайды и изучены при помощи микроскопа. Степень окатанности определялась с использованием визуальных трафаретов Хабакова [2] и Ваделла [15]. Обломки были поделены на пять классов: 1) неокатанные (класс 0 по шкале Хабакова, коэффициент 0.11–0.20 по методу Ваделла), 2) угловатые (1 и 0.27–0.40), 3) полуокатанные (2 и 0.41–0.60), 4) хорошо окатанные (3 и 0.61–0.80), 5) отлично окатанные (4 и 0.81–0.90). Форма обломков описывалась по методу Цинга [16]: были измерены три главных оси (длинная, средняя и короткая) и подсчитаны отношения средней оси к длинной (с/д) и короткой к средней (к/с) для характеристики степени удлиненности и уплощенности соответственно. Все обломки были поделены на четыре группы: 1) дисковидные/уплощенные — с/д  $> 0.66$ , к/с  $< 0.66$ ; 2) изометричные — с/д  $> 0.66$ , к/с  $> 0.66$ ; 3) пластинчатые — с/д  $< 0.66$ , к/с  $< 0.66$ ; 4) удлиненные — с/д  $< 0.66$ , к/с  $> 0.66$ . Привязка станций к различным морфоструктурам хребта осуществлялась при помощи глубинного параметрического профилографа PARASOUND P70 ICE (“Teledyne Marine”, США). Магнитная восприимчивость в длинной колонке СП41-23Т была измерена при помощи измерителя MS2E (“Bartington”).

В разрезах мощностью от 32 до 54 см выделено пять слоёв, литологическое описание которых приведено ниже (сверху вниз, рис. 2). 1. “Коричневый-1” — алевропелит с примесью песка, имеющий оливково-коричневый цвет (2.5Y 4/3 olive brown) на восточном склоне и вершине и более

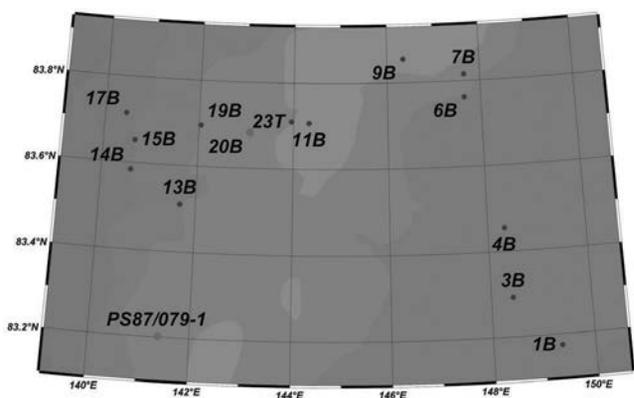


Рис. 1. Схема расположения геологических станций.

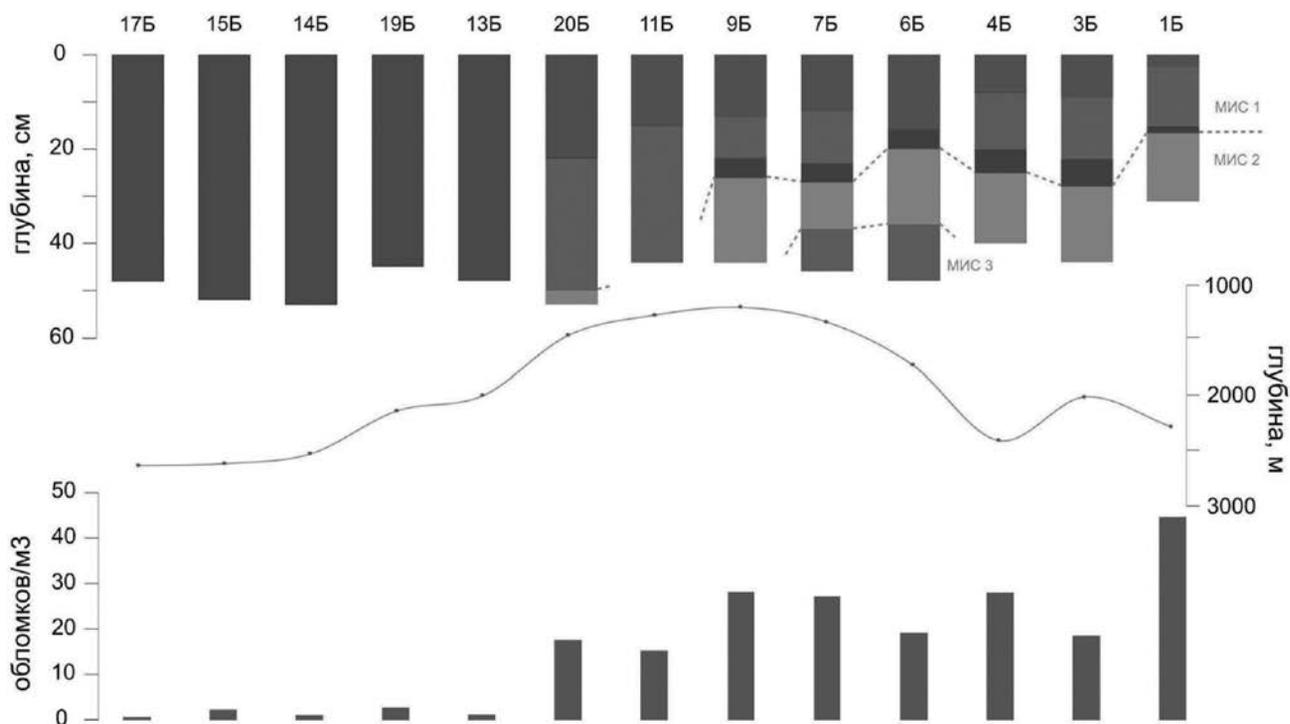
тёмный оттенок (10YR 4/3 brown) на западном склоне. Текстура массивная, осадок мягкий с признаками биотурбации. Контакт постепенный по цвету. Мощность слоя постепенно увеличивается по профилю от 2 см на восточном склоне до 54 см на западном, где он представляет весь разрез. 2. “Серо-коричневый” — алевропелит тёмно-серо-коричневого цвета (2.5Y 4/2 dark grayish brown), плотный, с нижним контактом чётким по цвету. Текстура преимущественно массивная. Его мощность колеблется от 9 см на восточном склоне до 30 см на вершине хребта; как и последующие слои, он не представлен в колонках западного склона. 3. “Тёмно-серо-коричневый” — алевропелит очень тёмно-серо-коричневого цвета (2.5Y 3/2 very dark grayish brown), плотный, с нижним контактом чётким или постепенным по цвету. Текстура массивная. Мощность невелика, 4–6 см. 4. “Бежевый” — алевропелит, пелит с примесью песка светло-оливково-коричневого цвета (2.5Y 5/3 light olive brown), очень мягкий, чем отличается от других слоёв; встречаются комочки осадков. Текстура, как правило, массивная. Контакт с нижним слоем постепенный по цвету. Слой отличается высоким содержанием частиц карбонатных пород в смер-слайдах. Мощность составляет от 10 см в колонке 7Б, где слой граничит снизу со следующим, до видимых 18 см в колонке 9Б. 5. “Коричневый-2” — алевропелит с примесью песка оливково-коричневого цвета (2.5Y 4/3 olive brown) с массивной текстурой, чуть более плотный, чем верхний “коричневый” слой. Замечен лишь в колонках 7Б и 6Б, где его видимая мощность достигает 12 см.

Обломки в количестве 164 штук распределены неравномерно как вдоль профиля, так и в пределах разрезов. На восточном склоне и вершине хребта, наблюдается стабильно высокое

**Таблица 1.** Список всех станций и информация о содержании ДКМ

Станция*	Широта, N	Долгота, E	Глубина воды, м	Положение на хребте	Объём, м <sup>3</sup>	Количество обломков (N)	N/м <sup>3</sup>
SP41-1B	83.1744	149.3446	2278	Восточный склон	0.6	25	44.6
SP41-3B	83.292333	148.4349	2012		0.8	14	18.6
SP41-4B	83.4546	148.3389	2401		0.6	18	28.1
SP41-6B	83.7627	147.6448	1730		1.2	23	19.2
SP41-7B	83.8155	147.6538	1344	Вершина	0.7	20	27.2
SP41-9B	83.854767	146.3522	1212		1.1	31	28.2
SP41-11B	83.706733	144.3279	1282		0.7	11	15.3
SP41-20B	83.68285	143.0702	1462		0.8	15	17.7
SP41-23T	83.70988	143.95419	1340		—	—	—
SP41-13B	83.5095	141.6805	2002	Западный склон	0.8	1	1.3
SP41-19B	83.6958	142.0391	2128		0.7	2	2.8
SP41-14B	83.5843	140.62	2523		0.8	1	1.2
SP41-15B	83.653367	140.6643	2611		0.8	2	2.4
SP41-17B	83.714267	140.4438	2630		1.2	1	0.8

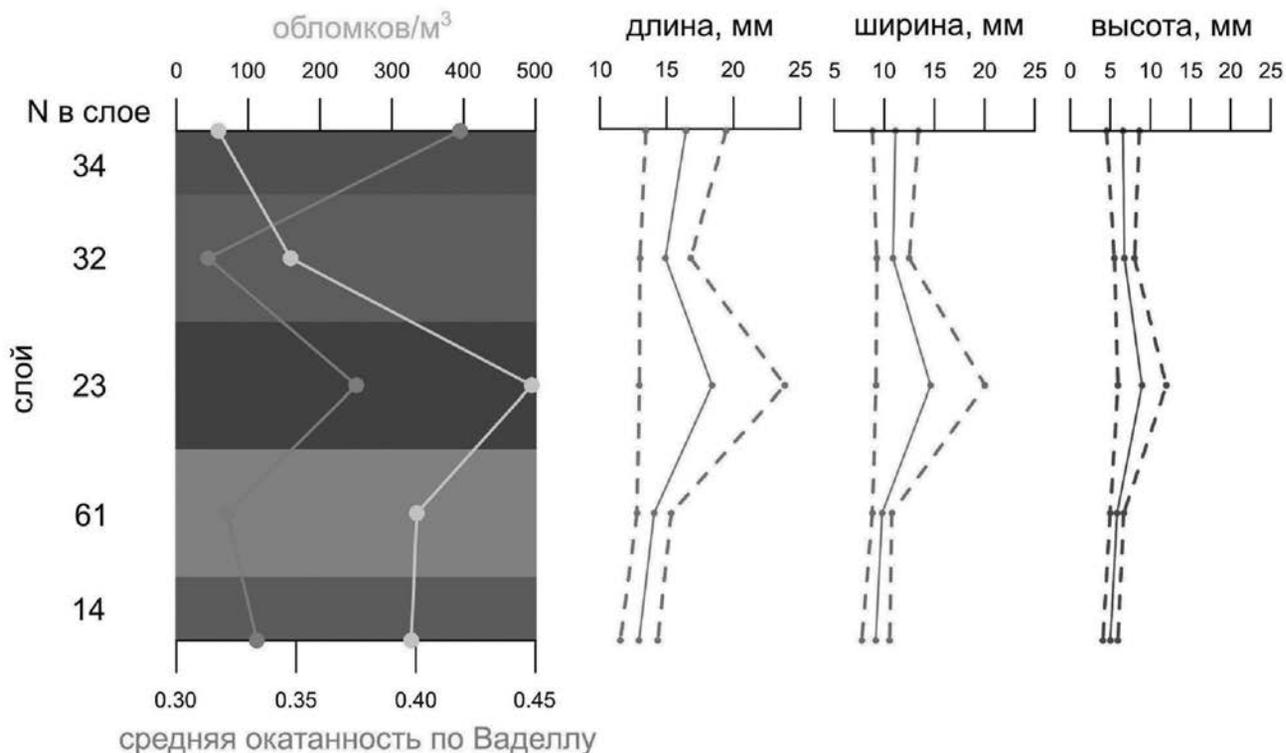
Примечание. \* В – бокс-корер, Т – гравитационная трубка.



**Рис. 2.** Схематичное литологическое строение разрезов, глубина отбора материала и содержание обломков в объёме бокс-корера. Розовым пунктиром показаны предполагаемые границы МИС

содержание ДКМ (15–45 обломков/м<sup>3</sup>), в то время как на западном склоне встречаемость не превышает 3 обломков/м<sup>3</sup> в бокс-корере (рис. 2). При этом содержание достигает своего пика в

495 обломков/м<sup>3</sup> в “тёмно-серо-коричневом” слое, после чего снижается на порядок к поверхностному слою (рис. 3).



**Рис. 3.** Изменение количества, размеров и формы обломков в зависимости от слоя: количество и содержание обломков в объёме каждого слоя, средняя окатанность по Ваделлу и три измерения (длина, ширина и высота): сплошной линией показано среднее по слою, пунктиром – границы доверительного интервала для 95%. Слева приведено количество обломков в каждом слое (сумма). Слои отображены без вертикального масштаба.

Обломки небольшие: наибольшее (ось д) измерение 67% обломков колеблется в пределах 10–15 мм, 26% – от 15 до 25 мм, и лишь 7% от 25 до 60 мм. Вдоль разреза их размер варьирует незначительно за исключением явного пика по всем трём измерениям в “тёмно-серо-коричневом” слое (рис. 3). По форме обломки достаточно разнообразны, тем не менее, наиболее активно представлены дисковидные обломки – 37%, изометричные составляют 27%, удлинённые и пластинчатые – примерно по 18%. Можно отметить, что здесь обнаружено больше плоских обломков, чем, например, в жёлобе Франц-Виктория, расположенном ближе к материка [1]. Содержание дисковидных обломков несколько снижается к поверхности, а то время как изометричных – увеличивается в подповерхностных слоях (“тёмно-серо-коричневом” и “серо-коричневом”). Материал окатан достаточно слабо – чуть больше половины всех обломков (54%) составляют угловатые, 22% – полуокатанные, 17% – неокатанные, 6% – хорошо окатанные и 1% – отлично окатанные. Рассмотрение степени окатанности вдоль разреза позволяет

отметить наилучшую окатанность обломков в поверхностном горизонте: 0.42 по шкале Ваделла в среднем, что эквивалентно классу полуокатанных, в то время как в нижерасположенных слоях средняя окатанность соответствует классу угловатых (рис. 3).

По составу обломки разделены на терригенные осадочные, карбонатные, магматические и метаморфические породы и аутигенные компоненты, представленные железомарганцевыми образованиями (ЖМО). Заметно доминирование карбонатных пород (38%). Содержание обломков магматических, терригенных осадочных и метаморфических пород примерно равно и составляет по 18–22%; ЖМО слагают около 3%. При движении снизу вверх по разрезу карбонатные и метаморфические породы замещаются магматическими; содержание терригенных осадочных пород достаточно стабильно (рис. 4).

На западном склоне вскрыт исключительно поверхностный коричневый слой (рис. 2), небогатый обломками вне зависимости от расположения. Можно предположить, что слой,

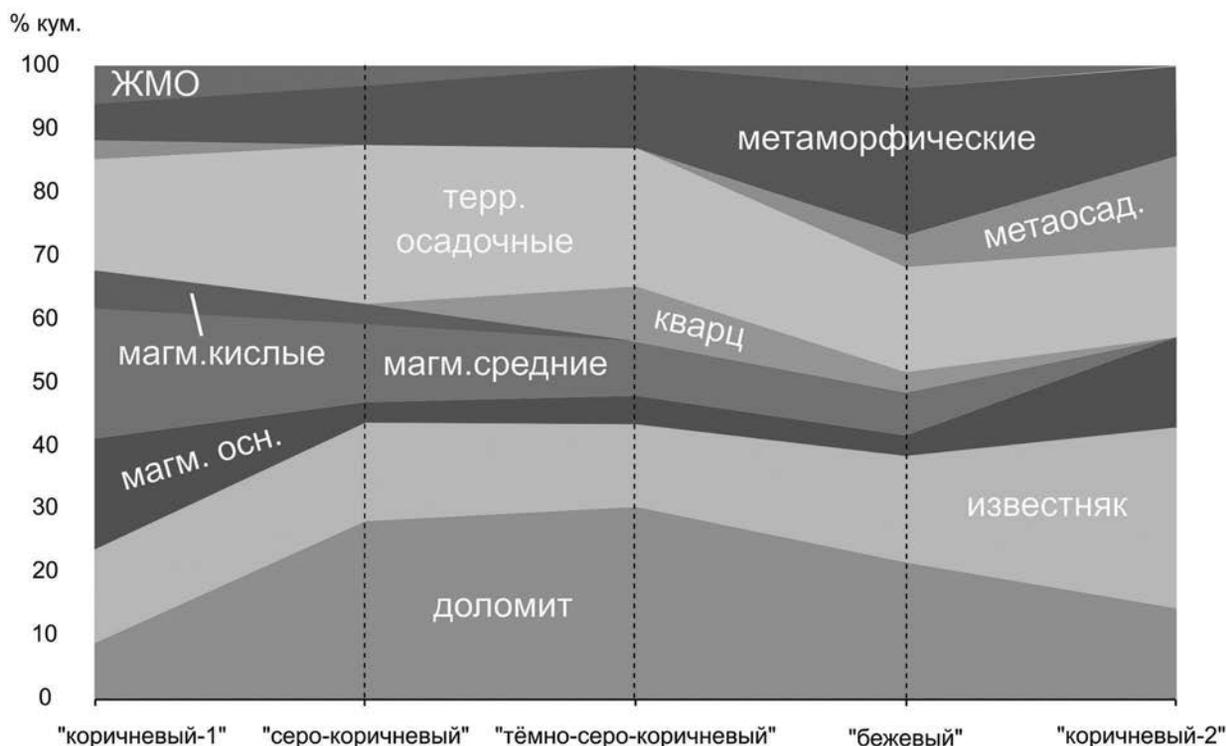


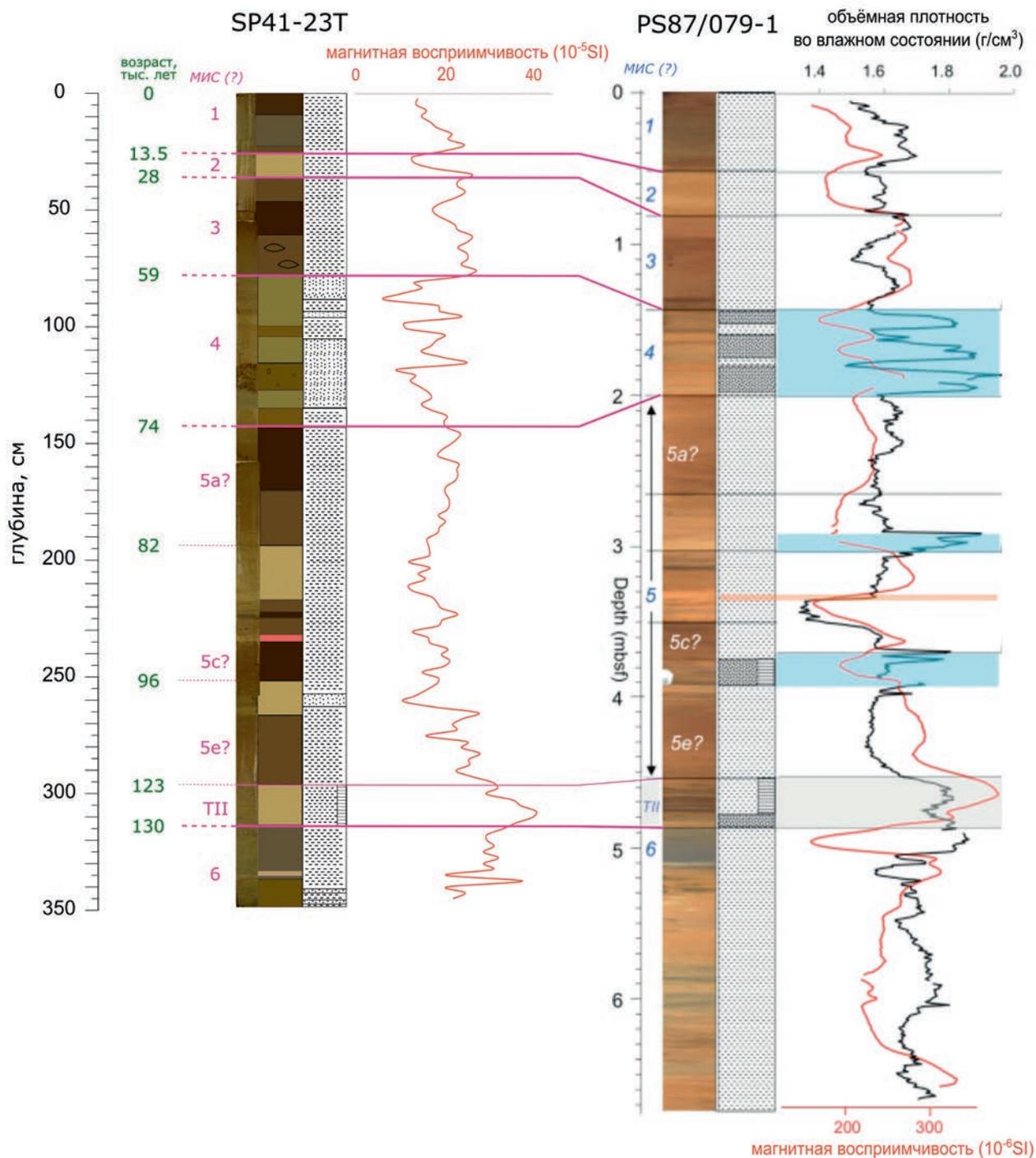
Рис. 4. Изменение содержания состава обломков в зависимости от слоя (кумулятивный % по слою).

обогащённые подобным материалом, располагаются на западном склоне глубже. Однако провести корректный количественный анализ для проверки гипотезы сложно по причине небольшого объёма ДКМ, отбираемого обычно при помощи длинных пробоотборников.

Для получения информации о примерном возрасте отложений была проведена литостратиграфическая корреляция колонки СП41-23Т с отобранными ранее датированными колонками PS87/079-1 [13] и PS2757-8 [8] с учётом характера колебаний магнитной восприимчивости (рис. 1, 5). Согласно предварительной возрастной модели, «бежевый» слой представляет собой МИС 2. Расчёты показали, что в исследуемом районе скорости осадконакопления в течение МИС 1 варьируют от 1.3 см/тыс. лет в наиболее восточном бокс-корере 1Б до не менее 3.9 см/тыс. лет в разрезах на западном склоне, где контакт МИС 2/МИС 1 не был вскрыт. Это показывает, что как минимум после таяния ледников последнего оледенения количество терригенного материала, приносимого на западный склон хребта, значительно превышало таковое на вершине хребта и восточном склоне. Следовательно, количественный состав ДКМ в осадках, отобранных при помощи бокс-корера, не

может быть использован как индикатор интенсивности привноса обломков без учёта литологического строения и возраста отложений.

Разность в степени окатанности отражает скорее свойства пород, чем способ транспорта частиц: на это указывает лучшая окатанность мягких осадочных пород (0.37–0.42 по шкале Ваделла) и худшая устойчивых кварца и кварцита (0.25). Исключение составляют магматические породы, степень окатанности которых выше, чем даже у алеврита (наилучшая окатанность отмечена у магматических основных пород — 0.43). Это заставляет предположить пребывание таких обломков в течение длительного времени в среде с высокой гидродинамической активностью — например, в прибрежной зоне. Улучшение окатанности ДКМ вверх по разрезу, вероятно, свидетельствует об уменьшении длительности ледяного покрова в период накопления более молодых осадков, что является причиной более активной гидродинамики в волноприбойной зоне. Значительное преобладание дисковидных и изометричных форм обломков подтверждает активную переработку материала, а также может свидетельствовать об удалённости от областей сноса. Таким образом, можно предположить расширение зоны активной гидродинамики.



**Рис. 5.** Корреляция колонки 23Т с колонкой PS87/079-1 [13] по литологическим характеристикам и магнитной восприимчивости, границы между МИС показаны розовыми линиями. Горизонтальной штриховкой показан алевропелит, точками – осадки с повышенным содержанием песка, горизонтальными полосами – слоистая текстура.

Данные о вещественном и количественном составе, а также о форме и окатанности обломков позволяют восстановить особенности обстановок осадконакопления в регионе (табл. 2). Высокий привнос обломков в конце МИС 2 – начале МИС 1 (“тёмно-серо-коричневый” слой)

отражает активное таяние здесь айсбергов и морского льда, что свидетельствует о деструкции ледников в то время — это совпадает с общими реконструкциями ледяного покрова в СЛО [14]. Доломит является преобладающим компонентом, что подтверждает доминирующее влияние

**Таблица 2.** Осреднённые характеристики ДКМ и интерпретация палеообстановки

Слой	Содержание ДКМ	Окатанность	Породы	Обстановка
“Коричневый-1”	Минимальное	Полуокатанные	1. Магм. основные и средние 2. Карбонатные 3. Терр. осадочные, ЖМО, магм. кислые	МИС 1 Межледниковье (Interglacial), материал из Евразии, с морским льдом
“Серо-коричневый”	Низкое	Угловатые	1. Карбонатные 2. Магм. средние, терр. осадочные	МИС 1 Межледниковье (Interglacial) Материал из КАА и Евразии
“Тёмно-серо-коричневый”	Максимальное	Угловатые	1. Карбонатные 2. Песчаник 3. Магм. средние 4. Кварцит, кварц 5. Магм. основные, терр. осадочные, крист. сланец	МИС 2/1 Пик дегляциации (Deglacial), разгрузки льда, переход от ледниковья к межледниковью Материал из КАА и Евразии, с айсбергами и морским льдом
“Бежевый”	Среднее	Угловатые	1. Карбонатные 2. Алевролит 3. Кварцит 4. Крист. сланец 5. Метаосадочные, филлит	МИС 2 Ледниковье (Glacial) Материал из КАА
“Коричневый-2”	Среднее	Угловатые	1. Карбонатные 2. Магм. основные, метаосадочные 3. Алевролит, аргиллит, кварцит, крист. сланец	МИС 3 Межледниковье (Interglacial), материал из КАА и Евразии

материала, приносимого с островов Канадского Арктического Архипелага (КАА) [5]. Затем транспорт грубозернистого материала из дальних областей сноса падает, о чём говорит малое количество обломков и обеднённый вещественный состав. Материал с КАА по-прежнему поступает, однако доля магматических средних и кислых пород растёт, отражая вклад материала со стороны Евразии. В голоцене материал из Евразии принесённый, вероятно, морским льдом, уже начинает доминировать, что подтверждается как минимально низкой концентрацией обломков, так и наилучшей окатанностью, и преобладанием магматических пород в составе. Общее количество материала, пришедшего со стоком рек западной части Евразии, также увеличилось в последнее время, что привело к ускоренному осадконакоплению на западном склоне хребта.

Резкой смены качественного состава вдоль профиля через хребет не происходит — значит,

материал приходит в эту зону из множества разных источников, и резкая граница между двумя крупными системами ледового дрейфа явно не наблюдается. Высокое содержание обломков магматических пород, не отмеченное в исследованиях материала из центральной части хребта [10, 12], обусловлено более активным вкладом материала из Евразии по причине близости к ней.

Данные о составе и форме крупных обломков в колонках с хр. Ломоносова использованы для изучения изменений палеообстановки. При изучении распределения ДКМ в СЛО даже в коротких разрезах следует учитывать возраст отложений в силу низкой скорости осадконакопления. В данном исследовании разность в содержании обломков на профиле указывает на более высокую скорость осадконакопления на западном склоне после пика дегляциации, а не на разность темпов привноса материала со льдом.

Смена состава с карбонатных на магматические породы и улучшение степени окатанности со временем указывают на ослабление ледового покрова и установление гемипелагического осадконакопления.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят капитана и команду ЛСП “Северный Полюс”, а также учёных на борту, в особенности О.Л. Зиминову и Р.Б. Самсонова за просеивание материала.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крылов А. А., Малышев С. А., Богин В. А., Захаров В. Ю., Гусев Е. А., Макаров А. С. Особенности распределения псефитового материала в верхне-четвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381–395.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород Т. 1 / Ред. А.В. Хабаков. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
3. Aagaard K., Swift J. H., Carmack E. C. Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean seas // Journal of Geophysical Research, 1985. № 90 (C3). P. 4833–4846.
4. Bischof J. F. The decay of the Barents ice sheet as documented in nordic seas ice-rafted debris // Marine Geology. 1994. V. 117. № 1–4. P. 35–55.
5. Darby D. A., Bischof J. F., Spielhagen R. F., Marshall S. A., Herman S. W. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene // Paleoceanography. 2002. V. 17. № 2.
6. Krylov A. A., Matthiessen J., Nam S.-I. et al. Origin of the coarse-grained (> 1 cm) clasts from the Mendeleev Ridge area (Central Arctic Ocean) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 795–809.
7. Lisitzin A. P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean. Recent and past. Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 2002. 564 pp.
8. Mueller C. Rekonstruktion der Palaeo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand waehrend der beiden letzten Glazial-/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen // Report on Polar Research. 1999. V. 328. 146 pp.
9. Munsell Color (Firm). Munsell Soil Color Charts: with Genuine Munsell Color Chips. Grand Rapids, MI: Munsell Color, 2009.
10. Phillips R. L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // Marine Geology. 2001. V. 172. P. 91–115.
11. Spielhagen R. F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of Northern Eurasian ice sheet history // Quaternary Science Review. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1455–1483.
12. Spielhagen R. F., Bonani G., Eisenhauer et al. Arctic Ocean evidence for Late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets // Geology. 1997. V. 25. P. 783–786.
13. The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // Reports on Polar and Marine Research. Stein R. (Ed.). 2015. V. 688. 273 pp.
14. Stein R., Fahl K., Müller J. Proxy reconstruction of Arctic Ocean sea ice history – From IRD to IP25 // Polarforschung. 2012. V. 82. P. 37–71.
15. Wadell H. Volume, shape, and roundness of rock particles // The Journal of Geology. 1932. V. 40. P. 443–451.
16. Zingg T. Beitrag zur schotteranalyse // Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1935. V. 15. P. 39–140.

**CONTENT AND COMPOSITION OF ROCK DEBRIS  
AT THE LOMONOSOV RIDGE (83° N):  
INDICATION OF PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES**

**E. A. Popova<sup>a,b,#</sup>, V. A. Bogin<sup>a,b</sup>, S. A. Malyshev<sup>a,b</sup>, K. V. Filchuk<sup>b</sup>, A. S. Makarov<sup>b</sup>,  
Academician of the RAS V. D. Kaminsky<sup>a</sup>**

*<sup>a</sup>The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (“VNIIOkeangeologia”),  
Saint Petersburg, Russian Federation*

*<sup>b</sup>Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), Saint Petersburg, Russian Federation*

*<sup>#</sup>E-mail: lena-popova-l@mail.ru*

The results of studying the quantitative, material, and morphometric composition of rock debris in sediments sampled by a box-corer on the Lomonosov Ridge (83° N), Arctic Ocean, during the Severny Polyus 41 expedition (AARI) are presented. Debris  $\geq 1$  cm was sampled from each lithological layer according to the description. The age model was created by lithostratigraphic correlation with previously dated cores. The content of debris on the eastern slope and the summit is significantly higher than on the western slope, which is explained by the higher sedimentation rate on the western slope after the deglaciation peak. The carbonate to igneous shift in rock composition and the increase in roundness with time indicate a higher input of Eurasian material in MIS 1.

*Keywords:* ice-rafted debris, Late Pleistocene, Arctic Ocean, Lomonosov Ridge

УДК 553.41'43'46/552.32/550.93

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ИНТРУЗИИ  
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ “ЛИНИИ НИКОЛАЕВА”  
И АССОЦИИРУЮЩАЯ W–Mo–Cu–Au-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ:  
ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U–Pb-ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА  
(МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ ПОРОД АДЫРТОРСКИХ ИНТРУЗИЙ  
(СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, ВОСТОЧНЫЙ КЫРГЫЗСТАН)**

© 2024 г. С. Г. Соловьев<sup>1,\*</sup>, С. Г. Кряжев<sup>2</sup>, Д. В. Семенова<sup>3</sup>, Ю. А. Калинин<sup>3</sup>,  
академик РАН Н. С. Бортников<sup>1</sup>

Поступило 05.03.2024

После доработки 01.04.2024 г.

Принята к публикации 02.04.2024 г.

Приведены данные впервые выполненного изотопного U–Pb-исследования (метод LA-ICP-MS) циркона из интрузивных пород Адырторских интрузий – группы небольших интрузивных массивов, расположенных в самой восточной части системы глубинных разломов “линии В.А. Николаева”. Здесь эти интрузии прорывают один из древнейших (1.8–2.6 млрд лет) комплексов пород фундамента Тянь-Шаня (метаморфические породы “свиты Куйлю”). Породы этих интрузий относятся к высококалийевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, с некоторыми геохимическими признаками также анорогенного (А-типа) магматизма. С этими интрузиями связаны проявления скарновой и порфировой W–Mo–Cu–Au-минерализации. Наряду с другими Au-, W- и Cu-месторождениями и проявлениями, они входят в состав протяжённого металлогенического пояса Тянь-Шаня. Полученные конкордантные значения изотопного U–Pb-возраста автокристов циркона указывают на кристаллизацию кварцевых сиенитов (330.7±4.3 млн лет) и кварцевых монзонитов (329.5±5.8 млн лет) в конце раннего карбона. Отчётливая молибден-вольфрамовая “специализация” рудной минерализации, связанной с изученными интрузиями, согласуется с пост-коллизией тектонической обстановкой при их внедрении, несмотря на их более древний или близкий возраст по сравнению с рудоносными плутонами в более западных сегментах Срединного Тянь-Шаня, отвечавшими субдукционной обстановке. Это подтверждает возможность “ножницевидного” (с востока на запад) закрытия Туркестанского палеоокеана, в результате чего на востоке Срединного Тянь-Шаня субдукция прекратилась раньше, чем в его западной части. В породах обнаружены также ксенокристы циркона с более древним возрастом (порядка 1.7–2.6 млрд лет), согласующимся с возрастом вмещающих метаморфических пород фундамента Таримского кратона. Это подчёркивает возможность развития магматических очагов в континентальном коровом субстрате, наряду с обычными для производных высококалийевого магматизма очагами в области метасоматически-обогащенной субконтинентальной верхней мантии.

*Ключевые слова:* изотопные U–Pb-данные, циркон, гранитоиды, W–Mo–Cu–Au-месторождения, Киргизстан, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739724080039

## ВВЕДЕНИЕ

Система глубинных разломов “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” (или “линии

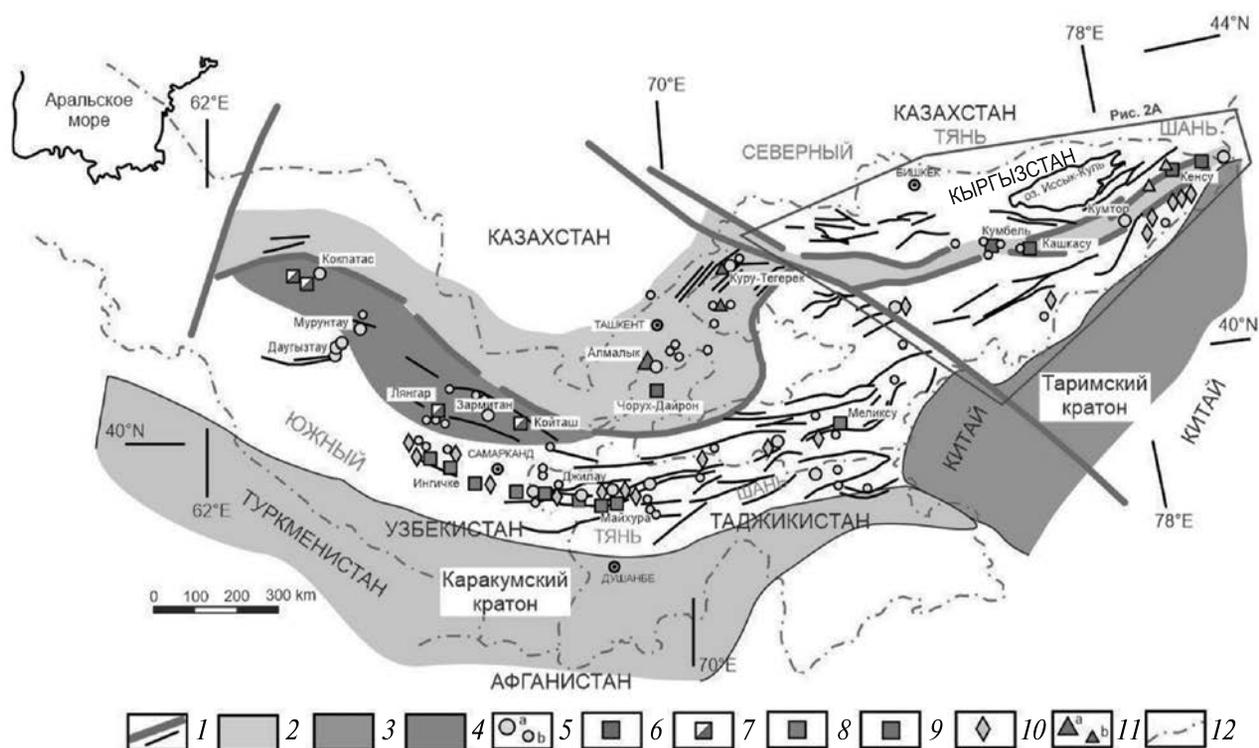
В.А. Николаева”) протягивается в субширотном направлении на более чем 500 км и разделяет орогенные сооружения Срединного и Северного Тянь-Шаня (рис. 1, 2 А). К этой системе приурочены около 15 позднепалеозойских интрузивных массивов и связанных с ними месторождений и рудопроявлений W, Au и ассоциирующей Cu- и Mo-минерализации, которые выделяются как протяжённая (более 500 км) Сонкуль-Кенсуйская металлогеническая зона [1]. В более широком региональном аспекте, эта зона

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

\*E-mail: sergei07@mail.ru

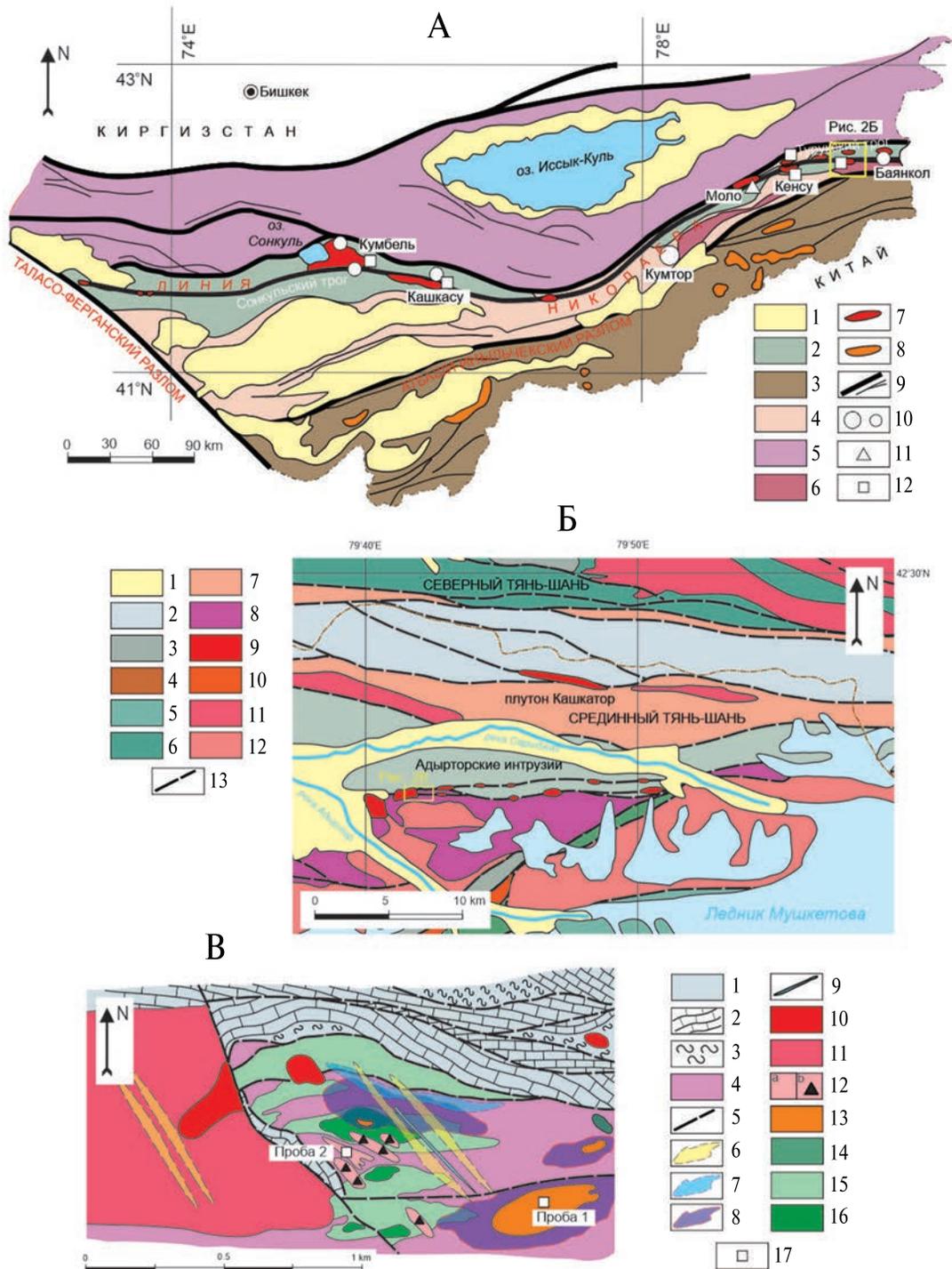


**Рис. 1.** Схема позднепалеозойского металлогенического пояса Тянь-Шаня. 1 – разломы разных порядков, 2 – позднепалеозойская активная континентальная окраина (Срединный Тянь-Шань), 3 – континентальные блоки основания Таримского и Каракумского кратонов, 4 – террейны аккреционного клина, надвинутые на пассивную континентальную окраину с возможным кратонным фундаментом, 5 – главные (а) и второстепенные (б) месторождения золота, 6 – золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения, 7 – молибден-вольфрамовые месторождения, 8 – полиметалльно-вольфрамовые месторождения, 9 – олово-вольфрамовые месторождения, 10 – месторождения олова, 11 – главные (а) и второстепенные (б) медно-молибденные и золото-медные порфириновые месторождения, 12 – государственные границы.

является частью крупнейшего медно-молибден-вольфрам-золоторудного металлогенического пояса Тянь-Шаня, который протягивается более чем на 3000 км, включая его продолжение в Китае (рис. 1) [1, 2]. Данный пояс объединяет рудные объекты, связанные с интрузиями монцонитоидов и/или гранитоидов позднепалеозойского (позднекаменноугольного-раннепермского) возраста. Среди этих рудных объектов наиболее известны гигантские и крупные месторождения золота (Мурунтау, Зармитан (Чармитан), Кумтор и др.), порфириновые и скарновые Cu–Mo–Au-месторождения (в первую очередь гигантские порфириновые месторождения Алмалыка), а также многочисленные месторождения вольфрама разных типов (рис. 1) ([1, 2] и др.). Становление рудоносных интрузий происходило в субдукционных условиях при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизивной обстановке после

закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3].

Изотопный U–Pb-возраст циркона ( $293 \pm 1$  млн лет и  $291.0 \pm 3.9$  млн лет) [4, 5] был установлен лишь для крупного Сонкульского плутона, расположенного в её западном сегменте, для одной из поздних (гранитоидных) фаз. Недавно более обширный комплекс исследований был выполнен для Сонкульского и расположенного восточнее Коктурпакского плутонов, для которых (от ранних до поздних фаз внедрения) было выявлено изменение изотопного U–Pb-возраста циркона от примерно 303 до 283 млн лет [6]. Ограниченные сведения недостаточны как для понимания особенностей магматизма и металлогении столь крупной системы глубинных разломов, так и для более широкой тектонической и металлогенической корреляции. Особенно важно изотопное датирование интрузивных массивов, расположенных в крайней восточной части “линии В.А. Николаева”. В настоящей работе



**Рис. 2.** Геологические схемы (А) Восточного Киргизстана, показывающая позицию “линии В.А. Николаева” и строение прилегающих территорий, (Б) района Адырторских интрузий, и (В) части Адырторских интрузий. А: 1 – кайнозойские отложения, 2 – позднедевонские-раннекаменноугольные сутурные трог (Сонкульский, Турукский), 3 – террейны Южного Тянь-Шаня, 4 – террейны Срединного Тянь-Шаня, 5 – террейны Северного Тянь-Шаня, 6 – палеопротерозойские (до архейских?) гнейсы, амфиболиты, мигматиты (блоки основания Таримского кратона, отчлененные по системам рифтов), 7 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы шошонитовой и высококалийевой известково-щелочной серий, 8 – отдельные позднекаменноугольные-пермские гранитоидные интрузивы Южного Тянь-Шаня, 9 – разломы, 10–12 – месторождения и рудопроявления (10 – золота, 11 – вольфрама, 12 – молибдена). Б: 1 – четвертичные аллювиальные отложения, 2 – нижнекаменноугольные (визейские) сланцы,

песчаники, подчиненные доломиты и известняки, 3 – нижнекаменноугольные (турнейские) сланцы, песчаники, доломиты и известняки, 4 – ниже-среднедевонские сланцы и песчаники, 5 – силурийские сланцы и песчаники, 6 – ниже-среднеордовикские сланцы и песчаники, 7 – верхнепротерозойские-кембрийские сланцы, песчаники, основные вулканиты, доломиты, песчаники, 8 – палеопротерозойские гнейсы, амфиболиты, мигматиты (свита Куйлю), 9 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы пород высококальциевой известково-щелочной и шшонитовой серий, 10 – позднекаменноугольные гранитоидные плутоны, 11 – ранне-среднеордовикские гранитоидные плутоны, 12 – неопротерозойские (?) гранитоидные плутоны, 13 – разломы. В: 1 – нижнекаменноугольные (визейские) сланцы, песчаники, подчиненные доломиты и известняки, 2 – доломитовые и кальцитовые мраморы, 3 – кварц-полевошпат-биотитовые роговики, 4 – палеопротерозойские гнейсы, амфиболиты, мигматиты (свита Куйлю), 5 – разломы, 6–8 – зоны гидротермальных изменений (6 – филлизитовых и карбонат-филлизитовых, 7 – пропиловых, 8 – калиевых), 9–16 – позднекаменноугольные-раннепермские интрузивы пород высококальциевой известково-щелочной и шшонитовой серий (9 – поздние дайки основных пород, 10 – лейкограниты-аляскиты, 11 – монцограниты, 12 – кварцевые монцониты (а) и магматические брекчии с кварц-монцонитовым цементом (б), 13 – кварцевые сиениты, 14 – монцониты, 15 – гибридные монцодиориты, 16 – монцодиориты), 17 – места отбора проб пород на изотопные U–Pb-исследования цирконов.

приведены первые данные изотопного датирования пород группы Адырторских интрузий, расположенных на крайнем востоке “линии В.А. Николаева” (рис. 2 А).

### ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННОЙ С НИМ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Группа Адырторских интрузий в крайней восточной части “линии В.А. Николаева” (в верховьях р. Сарыджаз) объединяет несколько небольших интрузивных тел, образующих цепочку субширотного простирания (в соответствии с простиранием разломов “линии В.А. Николаева”) и прорывающих палеопротерозойские (до архейских?) метаморфические породы “свиты Куйлю”, а также залегающие на них нижнекаменноугольные отложения Турукского шовного прогиба (рис. 2 Б). Породы “свиты Куйлю” представляют собой древнейшие известные формации фундамента орогенного пояса Тянь-Шаня [7]. Эта древняя толща включает гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы, которые чередуются с амфиболитами и тонкими пачками доломитовых мраморов. Изотопный U–Pb-возраст циркона из гранито-гнейсов был определён как 2.3–2.33 млрд лет и 1.85 млрд лет, а их формирование было объяснено плавлением неархейской континентальной коры, причём допускается, что данный континентальный блок был отчленён от Таримского кратона по системе рифтов [7]. Тектонически перекрывающие нижнекаменноугольные отложения Турукского шовного прогиба включают мощные горизонты известняков и доломитов, а также углисто-глинисто-кремнистых сланцев и песчаников.

Адырторские интрузии представлены преимущественно линзовидно-удлинёнными штоками, сериями даек и телами магматических брекчий. Они являются многофазными и включают

породы разного состава, в том числе ранние монцодиориты и монцониты, промежуточные кварцевые сиениты, поздние кварцевые монцониты, монцограниты и лейкограниты-аляскиты (или сиенограниты), в свою очередь, сопровождаемые поздними дайками основных пород, в том числе лампрофиров.

Монцодиориты – это меланократовые средне-мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных (с редкими и мелкими фенокристами) породы, которые содержат амфибол (20–30 об. %), биотит (20–25 об. %), редкий клинопироксен (энстатит-авгит до Тi-авгита: до 5 об. %), плагиоклаз (30–35 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертит; 5–15 об. %). Более крупные зёрна плагиоклаза обычно полисинтетически сдвойникованы и обнаруживают зональность от лабрадора (55–70 мол. % анортита) в ядре зёрен до андезина на их краях, тогда как мелкие кристаллы представлены андезином-лабрадором (40–60 мол. % анортита). Гибридные разновидности монцодиоритов развиты вокруг интрузивных тел этих пород и содержат больше биотита (35–40 об. %), а также кварц (5–15 об. %), и характеризуются гнейсовидной до пятнистой текстурой, обусловленной сегрегациями темноцветных минералов, с постепенными переходами к вмещающим биотитовым (кварц-полевошпат-биотитовым) роговикам. Монцониты отличаются меньшим цветным индексом и содержат амфибол (15–20 об. %), биотит (15–20 об. %), плагиоклаз (40–50 об. %) и калиевый полевой шпат (ортоклаз до ортоклаз-пертита; 15–25 об. %).

Кварцевые сиениты – это среднезернистые мезо-лейкократовые, равномернозернистые до порфировидных породы, образованные калиевым полевым шпатом (ортоклаз-пертит до микроклин-пертита и сдвойникового микроклина: 40–50 об. %), плагиоклазом (андезин-олигоклаз до олигоклаза; 10–20 об. %), амфиболом (8–12 об. %), биотитом (5–8 об. %) и кварцем (8–15 об. %). В породе части присутствуют

крупные (до 2 см) фенокристаллы калиевого полевого шпата (микроклина).

Кварцевые монцониты — это мезо-лейкократовые, средне-мелкозернистые, обычно слабо- до резко-порфировидных породы, с мелкими фенокристаллами плагиоклаза (зональными от андезина с 35–40 мол. % анортита до андезианолигоклаза с 20–25 мол. % анортита) и реже — калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертит). Породы сложены биотитом (8–10 об. %), плагиоклазом (40–60 об. %), калиевым полевым шпатом (25–30 об. %) и кварцем (10–20 об. %). Характерным для этих пород является присутствие обособлений-энклавов, сложенных темноцветными минералами (амфиболом, биотитом, иногда с клинопироксеном) и подчинённым плагиоклазом, с небольшой примесью калиевого полевого шпата. Кроме обособленных интрузивных тел, кварцевые монцониты слагают также цемент магматических брекчий. Последующие монцограниты слагают более крупные интрузивные тела, а лейкограниты-аляскиты — мелкие разобщённые штоки, дайки и жилы. Монцограниты — это лейкократовые мелкозернистые равномерно-зернистые до порфировидных породы, сложенные плагиоклазом (олигоклаз-альбит до альбита с 10–15 мол. % анортита; 20–30 об. %), калиевым полевым шпатом (ортоклаз до ортоклаз-пертита и микроклин-пертита; 40–50 об. %), кварцем (20–25 об. %) и биотитом (5–10 об. %). Для монцогранитов характерна микропегматитовая структура, определяемая графическими микрократностями полевого шпата и кварца, с угловатыми до полигональных (менее обычно — округлыми и овальными) вросками кварца в калиевом полевым шпате, иногда — такими агрегатами с радиальной структурой. Участки пород с подобной структурой отмечены также в кварцевых монцонитах и лейкогранитах-аляскитах. Лейкограниты-аляскиты (сиенограниты) содержат больше калиевого полевого шпата (50–60 об. %) и кварца (25–30 об. %), и менее 5 об. % единственного темноцветного минерала — биотита.

Акцессорные минералы данных интрузивных пород включают магнетит, апатит, титанит, циркон, в кварцевых сиенитах и реже в кварцевых монцонитах присутствуют также алланит и эпидот. Все породы относятся к магнетитовой серии, шонитовой и высококалиевой известково-щелочной сериям, и умеренно-глинозёмистому I-типу.

Адырторские интрузии сопровождаются гидротермальной рудной минерализацией, для которой характерно сочетание отличительных черт месторождений скарнового и порфирового

типов (рис. 2 В). Наиболее ранними являются небольшие тела пироксеновых и гранатовых скарнов, развитые в экзоконтактовом ореоле; с гидротермальными изменениями этих скарнов связана сравнительно слабая минерализация (шеелит, молибденит, халькопирит). С интрузивными телами кварцевых сиенитов тесно пространственно ассоциируют зоны калиевых (кварц-калишпатовых) метасоматитов, развитых в виде жил, штокверков и участков сплошного замещения, в которых интенсивно развиты молибденит и халькопирит. Более поздние парагенезисы пропилитов (с хлоритом, эпидотом, местами амфиболом, а также кварцем, олигоклаз-альбитом и др.) развиты в виде узких линейных зон и содержат халькопирит, молибденит и шеелит. Эти же минералы, как и более интенсивная сульфидная минерализация, включая минералы Bi, Pb, Zn, Ag, а также самородное золото, связаны с более поздними филлизитовыми или карбонат-филлизитовыми (кварц-серицитовыми и серицит-карбонат-кварцевыми) метасоматитами, которые также образуют серии узких линейных зон, в некоторых случаях тесно ассоциирующих с дайками поздних основных пород, в том числе лампрофиров.

Известные изотопные данные по возрасту Адырторских интрузий включают калий-аргоновые датировки порядка 336 млн лет [8].

## ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для U–Pb-изотопного датирования циркона была отобраны из кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов Адырторских интрузий (рис. 2 Б). Состав породообразующих компонентов и элементов-примесей этих пород приведен в табл. 1. Изотопные U–Pb-исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащённой двухкамерной ячейкой HeEx II. Морфология и внутреннее строение зёрен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала  $^{208}\text{Pb}$  при минимальном значении  $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$  (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,

**Таблица 1.** Содержания главных компонентов и элементов-примесей в изученных пробах пород Адырторских интрузий (вес. %, г/т)

№ проб	1	2		1	2
породы	кварцевый сиенит	кварцевый монцонит		кварцевый сиенит	кварцевый монцонит
SiO <sub>2</sub>	64.62	67.37	Nb	22.2	12.4
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.33	Y	40.9	26.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	16.38	Mo	4.82	3.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	1.28	W	3.83	4.42
FeO	2.33	1.43	Sn	5.10	5.52
MnO	0.07	0.08	Cs	2.81	1.72
MgO	1.54	0.84	Hf	17.7	5.88
CaO	1.56	2.65	Ta	2.14	1.35
Na <sub>2</sub> O	5.50	4.00	Ga	22.1	14.9
K <sub>2</sub> O	5.23	4.01	Th	31.3	18.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	U	6.73	3.69
F	0.041	0.038	Cu	48.9	10.9
CO <sub>2</sub>	0.31	<0.20	Zn	59.6	10.9
S <sub>total</sub>	<0.10	0.12	Pb	25.4	70.8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.28	La	62.8	75.9
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.45	0.37	Ce	96.3	123
Total	99.80	99.48	Pr	10.4	13.2
			Nd	35.2	37.6
Ba	1063	2446	Sm	3.11	6.19
Sr	731	915	Eu	1.53	1.63
Co	5.14	6.93	Gd	4.10	5.42
Ni	14.8	11.0	Tb	1.11	0.73
V	21.7	32.4	Dy	2.92	4.00
Cr	32.7	58.1	Ho	1.32	1.12
Rb	118	173	Er	4.18	2.81
Li	4.03	20.9	Tm	0.84	0.39
Be	2.28	5.05	Yb	1.56	2.17
Zr	648	207	Lu	0.67	0.83

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, F – методом ионной хроматографии, CO<sub>2</sub> – методом кислотного титрования, S<sub>общ.</sub> – методом йодного титрования, H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> – гравиметрическим методом, рассеянных, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лабораториях ВИМСа и ЦНИГРИ.

<sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U. Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме <sup>238</sup>U и <sup>232</sup>Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см<sup>2</sup>. Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчёт изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [9]. <sup>235</sup>U рассчитывался из <sup>238</sup>U

на основе отношения <sup>238</sup>U/<sup>235</sup>U = 137.818 [10]. Для учёта элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [11]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [12]. Для контроля качества использован стандартный циркон Temora-2 [13], для которого получен возраст 418±3.7 млн лет (2σ, n = 11).

**Таблица 2.** Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона из пород Адырторских интрузий

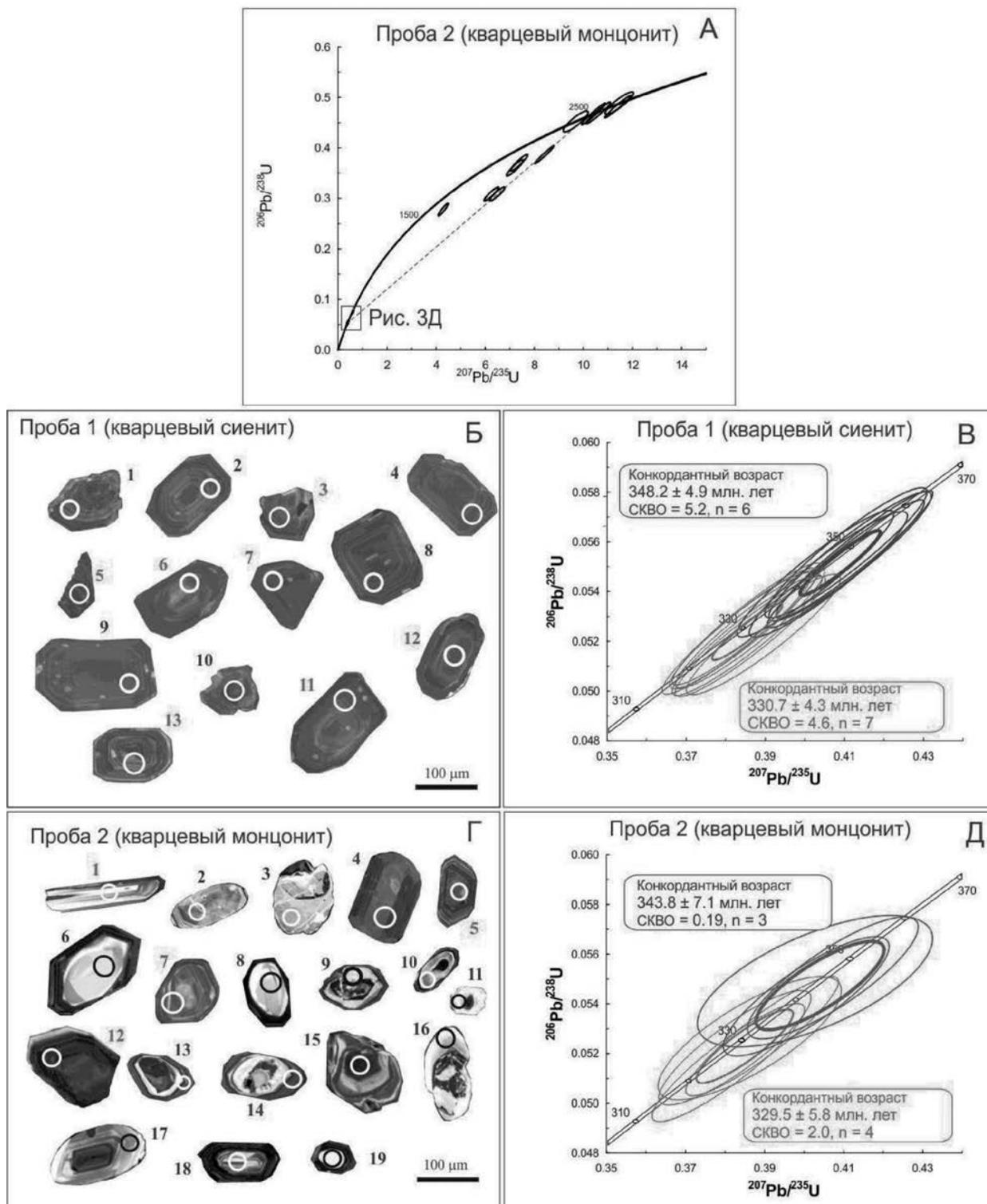
№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	<sup>206</sup> Pb	U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	
Проба 1 (кварцевый сиенит)													
1	198.2	1746	4232.3	0.41	0.41139	2.0	0.0554	1.9	0.93	350	12	348	13
2	200.6	1666	4343.3	0.38	0.4104	2.1	0.05554	1.9	0.94	349	12	348	13
3	192.4	1533	4354.8	0.35	0.38261	2.0	0.05231	1.9	0.94	329	11	329	12
4	200.9	1708	4318.7	0.40	0.41033	2.0	0.0551	1.9	0.96	349	12	346	13
5	140.2	1292	3181.6	0.41	0.38604	2.0	0.05219	1.9	0.94	332	11	328	12
6	109.7	955	2476.8	0.39	0.38522	2.0	0.05268	1.9	0.94	331	11	331	12
7	175.0	1622	3966.7	0.41	0.38526	2.0	0.05224	1.9	0.94	331	11	328	12
8	177.9	1390	3854.5	0.36	0.40259	2.0	0.05471	1.9	0.94	344	12	343	13
9	213.1	1586	4565.6	0.35	0.41253	2.0	0.05548	1.9	0.95	351	12	348	13
10	228.1	2548	4959.6	0.51	0.40591	2.0	0.05468	1.9	0.93	346	12	343	13
11	121.1	996	2747.0	0.36	0.38443	2.0	0.05251	1.9	0.94	330	11	330	12
12	218.4	2380	4955.3	0.48	0.38594	2.0	0.05251	1.9	0.94	331	11	330	12
13	115.2	826	2620.4	0.32	0.38936	2.1	0.05226	1.9	0.92	334	12	328	12
Проба 2 (кварцевый монцонит)													
1	27	495	606	0.82	0.38603	2.5	0.05261	1.9	0.78	332	14	331	12
2	302	354	755	0.47	11.40858	1.9	0.48214	1.9	0.98	2557	36	2537	79
3	133	78	407	0.19	8.41151	1.9	0.38659	1.9	0.98	2276	34	2107	67
4	5	44	111	0.40	0.40265	3.0	0.05490	2.0	0.65	344	18	345	13
5	63	445	1453	0.31	0.38057	2.1	0.05163	1.9	0.90	328	12	325	12
6	119	101	298	0.34	10.41516	1.9	0.46726	1.9	0.97	2472	35	2472	76
7	73	660	1609	0.41	0.38921	2.0	0.05270	1.9	0.91	334	12	331	12
8	145	96	359	0.27	10.60298	1.9	0.46936	1.9	0.96	2489	36	2481	77
9	202	337	749	0.45	6.24772	1.9	0.30872	1.8	0.93	2011	34	1734	55
10	296	433	914	0.47	7.38085	1.9	0.37082	1.8	0.94	2159	34	2033	63
11	207	186	657	0.28	7.21053	1.9	0.36062	1.8	0.93	2138	35	1985	62
12	200	2192	4376	0.50	0.38229	2.1	0.05223	1.8	0.87	329	12	328	12
13	169	685	3604	0.19	0.40721	2.2	0.05503	1.8	0.84	347	13	345	12
14	270	2172	5896	0.37	0.40040	2.2	0.05429	1.8	0.84	342	13	341	12
15	1753	62	7214	0.01	4.28764	1.9	0.27787	1.8	0.94	1691	32	1581	50
16	153	273	565	0.48	6.48620	2.0	0.30869	1.8	0.92	2044	35	1734	55
17	166	152	406	0.37	11.46206	2.1	0.48869	1.9	0.90	2562	39	2565	78
18	73	566	1122	0.50	0.60099	2.4	0.07461	1.8	0.78	478	18	464	16
19	102	105	259	0.41	9.68663	2.1	0.45238	1.9	0.88	2405	39	2406	75

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Из проб кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов Адырторских интрузий были извлечены соответственно 13 (кварцевые сиениты) и 19 (кварцевые монцониты) зёрен циркона (табл. 2). Зёрна циркона прозрачные до полупрозрачных, с редкими включениями непрозрачных

минералов, розовые до светло-розовых, характеризуются таблитчатой до призматической формой длиной 100–300 мкм и коэффициентом удлинения обычно от 1:1 до 1:2 (изредка до 1:5) (рис. 3). В CL-изображении в некоторых кристаллах наблюдается тёмное или светлое неясно-зональное до незонального ядро призматической формы, наиболее часто с непрозрачными включениями, и



**Рис. 3.** Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона (окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2) и диаграммы с конкордией для цирконов из пород Адыргорских интрузий (тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению; погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне  $2\sigma$ ). А – диаграмма с конкордией для автокристов и ксенокристов циркона. Б–Д – участки диаграммы с конкордией для автокристов циркона.

грубо- или тонкозональная светлая или тёмная оболочка. Призматический габитус и осцилляторная зональность кристаллов циркона указывают на их кристаллизацию из магмы.

Результаты анализов циркона (табл. 2) на диаграмме Везерилла располагаются вблизи конкордии (рис. 3). При этом для изученных пород характерна широкая дисперсия изотопного возраста циркона, с обособлением двух максимумов значений (рис. 3). В сериях таких “диспергированных” значений, наиболее молодые конкордантные значения изотопного возраста циркона могут рассматриваться как отвечающие времени кристаллизации “автокристов”, т.е. пород, в которых они обнаружены, а другие более древние – возрасту кристаллизации “антекристов”, которые кристаллизовались в промежуточных магматических очагах и камерах при последовательном развитии крупного, долгоживущего очага частично раскристаллизованной магмы (“crystal mush magma”) [14]. Соответственно, возраст кристаллизации указанных интрузивных фаз, отвечающий кристаллизации “автокристов”, составляет  $330.7 \pm 4.3$  млн лет (СКВО = 4.6) для кварцевых сиенитов и  $329.5 \pm 5.8$  млн лет (СКВО = 2.0) для кварцевых монцититов Адырторских интрузий. Кроме этого, в породах установлен циркон с гораздо более древним (порядка 1.7–2.6 млрд лет) изотопным возрастом, которые могут быть отнесены к “унаследованным” (по [14]), захваченным из пород, через которые внедрялась кристаллизовавшаяся магма или её материнский расплав.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные изотопного возраста позволяют провести корреляцию времени становления Адырторских интрузий в рамках принятых в настоящее время моделей тектонической и металлогенической эволюции Тянь-Шаня, становление позднепалеозойских плутонов в котором происходило при конвергенции Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского (а также Каракумского) палеоконтинентов или в пост-коллизийной обстановке после закрытия разделявшего эти континентальные структуры Туркестанского палеоокеана [2, 3]. При этом начало позднепалеозойской субдукции в регионе проявлено в накоплении флишевых толщ и развитии олистостром в аккреционном комплексе Южного Тянь-Шаня, что протекало в интервале времени порядка 330–325 млн лет в западном сегменте киргизского Тянь-Шаня, и в интервале около 315 млн лет – в восточном сегменте последнего [3, 15]. Коллизия Казахстан-Северо-Тяньшаньского и Таримского

палеоконтинентов началась в позднекаменноугольное время, одновременно с формированием трогов вдоль северной окраины Таримского кратона. В раннепермское время (около 295 млн лет) началась “зрелая коллизия”, которой отвечало финальное закрытие океанических бассейнов в Тянь-Шане, интенсивная складчатость, и начало интенсивного гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане [3, 15]. В данном контексте, установленный возраст становления Адырторских интрузий, отвечавший концу раннего карбона (порядка 330 млн лет), ближе соответствует времени существования субдукционного тектонического режима в регионе.

Вместе с этим, имеются свидетельства о более раннем (поздний девон-ранний карбон?) начале коллизийных процессов в восточном (Восточный Кыргызстан–СЗ-Китай) сегменте Тянь-Шаня [15, 16]. Хотя столь раннее (позднедевонское) начало коллизии в этом регионе встречает возражения, присутствие в это время лишь весьма узкого океанического бассейна между Таримским кратоном и Казахстан-Северо-Тяньшаньским палеоконтинентом признаётся большинством авторов [17]. Соответственно, коллизийный режим в раннем карбоне или, по крайней мере, в конце этого времени в восточном сегменте Тянь-Шаня представляется вполне возможным. Этому отвечает модель постепенного (“ножницевидного”) закрытия Туркестанского палеоокеана, прогрессирующего начиная с востока региона и далее на запад [15, 16]. Иначе говоря, среди почти одновозрастных (порядка 330–300 млн лет) плутонов Среднего Тянь-Шаня, плутоны, расположенные в его западной части будут отвечать субдукционному режиму, тогда как плутоны, расположенные в восточной части региона, будут соответствовать коллизийной и пост-коллизийной обстановке.

В этом отношении, обращает внимание отчётливая молибден-вольфрамовая (с золотом) специфика месторождений и минерализованных площадей Сонкуль-Кенсуйской металлогенической зоны, трассирующей систему глубинных разломов “линии В.А. Николаева” [1]. Это специфику имеет и рудная минерализация, связанная с Адырторскими интрузиями. Такая специфика рудной минерализации более характерна для пост-коллизийного этапа орогенного развития ([18] и др.). Более того, в ряде регионов были показаны особенности тектонической позиции именно скарново-порфировых золото-медно-молибден-вольфрамовых или золото-медных (с W и Mo) месторождений, связанных с интрузиями пород высококалийной

известково-щелочной и шошонитовой серий. Такие месторождения формируются на пост-коллизийном этапе вдоль орогенных поясов и крупных структурных неоднородностей, главным образом, во внутри- и окраинно-континентальных обстановках — вдоль кратонных и перикратонных тектонических границ, которые подверглись серии тектонических трансформаций, включая субдукцию, коллизию конвергентных плит, соответствующий рост мощности коры и последующий пост-коллизийный коллапс, последний в том числе отражающий апвеллинг астеносферы и формирование рифтогенных структур [19, 20]. По-видимому, такую или близкую последовательность тектонических событий следует допускать и для позднепалеозойской эволюции рассматриваемого региона. Характерным для пост-коллизийных магматических пород являются повышенные содержания в них Zr, Nb, Y, Ta, Th, что свойственно и рассматриваемым породам Адырторских интрузий (табл. 1).

Как следствие, несмотря на сравнительно древний (около 330 млн лет) возраст становления Адырторских интрузий в восточной части киргизского Срединного Тянь-Шаня, их тектоническая позиция, состав и особенно специфика связанной с ними металлогении не позволяет рассматривать их в качестве производных позднепалеозойского субдукционного процесса. Скорее, их формирование отвечало пост-коллизийной обстановке, что косвенно подтверждает закрытие Туркестанского палеоокеана в конце раннекаменноугольного времени в данном регионе. “Ножницевидный” (с востока на запад; [15, 16]) характер этого процесса согласуется с омолаживанием возраста близких по геохимическим и металлогеническим особенностям интрузий, приуроченных к системе глубинных разломов “линии В.А. Николаева”, в направлении её западных сегментов [4–6].

Установленный изотопный U–Pb-возраст (порядка 1.7–2.6 млрд лет) “унаследованного” циркона в породах Адырторских интрузий является близким возрасту цирконов из метаморфических пород “свиты Куйлю” (1.85–2.33 млрд лет; [7]). Это согласуется с возможностью развития коровых магматических очагов в субстрате данных пород, наряду с глубинными магматическими очагами в области субконтинентальной литосферной верхней мантии, метасоматически-обогащенной при предшествовавшей субдукции, которые наиболее свойственны производным высококалийного известково-щелочного и шошонитового магматизма. Развитие коровых

магматических очагов могло явиться дополнительным фактором формирования соответствующей молибден-вольфрамовой “специализации” изученных магматических пород.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке научных программ ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kudrin V. S., Soloviev S. G., Stavinsky V. A., Kabardin L. L. The gold-copper-molybdenum-tungsten ore belt of the Tien Shan // *Internat. Geol. Rev.* 1990. V. 32. P. 930–941.
2. Yakubchuk A., Cole A., Seltsmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example / In: Goldfarb R., Nielsen R. (Eds.). *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century. Economic Geology Special Publication.* 2002. V. 9. P. 77–201.
3. Seltsmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 821–838.
4. Алексеев Д. В., Дегтярев К. Е., Котов А. Б., Сальникова Е. В., Третьяков А. А., Яковлева С. З., Анисимова И. В., Шатагин К. Н. Позднепалеозойские субдукционные и коллизийные магматические комплексы в Нарынском сегменте Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан) // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2009. Т. 427. № 2. С. 219–223.
5. de Grave J., Glorie S., Buslov M. M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V. Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research.* 2011. V. 20. P. 745–763.
6. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Semenova D. V., Kalinin Y. A., Bortnikov N. S. The Late Paleozoic Sonkul

- and Kokturpak plutons of potassic rocks in Kyrgyz Tien Shan: geochemistry, isotopic U-Pb zircon geochronology, and related skarn-porphyrity W-Cu-Mo-Au mineralization // *Internat. Geology Review*. 2024. V. 66(20). P. 3542–3562.
7. Kröner A., Alexeiev D. V., Kovach V. P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A. A., Mikolaichuk A. V., Xie H. Q., Sobel E. R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 135. P. 122–135.
  8. Соломович Л. И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис и рудоносность). Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Бишкек: Институт геологии Кыргызстана, 1997. 42 с.
  9. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS / Sylvester P. (Ed.). *Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series*, 2008. V. 40. P. 307–311.
  10. Hiess J., Condon D. J., McLean N., Noble S. R.  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science*. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
  11. Slama J., Kosler J., Condon D. J. et al. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
  12. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2003. P. 1–70.
  13. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M. et al. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115–140.
  14. Miller J. S., Matzel J. E., Miller C. F., Burgess S. D., Miller R. B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
  15. Буске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПГУ, 1996. 192 с.
  16. Charve, J., Shu L., Laurent-Charvet S., Wang B., Faure M., Cluzel D., Chen Y., De Jong K. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China // *Science China, Earth Sciences*. 2011. V. 54 (2). P. 166–184.
  17. Biske Y. S., Konopelko D. L., Seltmann R. Paleozoic collisional belt of the South Tien Shan: A review // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 248. Paper 104637.
  18. Thompson J. F. H., Sillitoe R. H., Baker T., Lang J. R., Mortensen J. K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. P. 323–334.
  19. Pirajno F., Zhou T. F. Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in eastern China: scrutiny of a special case “made-in-China” // *Economic Geology*. 2015. V. 110. P. 603–639.
  20. Zhou T., Wang S., Fan Y., Yuan F., Zhang D., White N. C. A review of the intracontinental porphyry deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt, Eastern China // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 433–456.

## LATE PALEOZOIC POTASSIC INTRUSIONS OF THE EASTERN PART OF THE “NIKOLAEV LINE” AND ASSOCIATED W–Mo–Cu–Au MINERALIZATION: FIRST ISOTOPIC U–Pb ZIRCON DATA (LA-ICP-MS METHOD) FOR ROCKS FROM THE ADYRTOR INTRUSIONS (MIDDLE TIEN SHAN, EASTERN KYRGYZSTAN)

S.G. Soloviev<sup>a, #</sup>, S.G. Kryazhev<sup>b</sup>, D.V. Semenova<sup>c</sup>, Y.A. Kalinin<sup>c</sup>,  
Academician of the RAS N.S. Bortnikov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,*

*Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper presents first data on isotopic U–Pb study (LA-ICP-MS method) of zircon from intrusive rocks of the Adyrtor intrusions – a group of small intrusives situated in the easternmost part of the deep-seated fault system of the “Nikolaev Line”. Here, these intrusions cut through one of the oldest (1.8–2.6 Ga) complexes of the basement rocks of Tien Shan (metamorphic rocks of the “Kuilyu suite”). These intrusive rocks belong to the high-potassic calc-alkaline to shoshonitic series, with some geochemical signatures also of anorogenic (A-type) magmatism. These intrusions are accompanied by skarn and porphyry W–Mo–Cu–Au mineralization. Together with the other Au, W and Cu deposits and occurrences, they are parts of the extended metallogenic belt of Tien Shan. The concordant isotopic U–Pb age data for zircon autocrysts indicate the crystallization of quartz syenite ( $330.7 \pm 4.3$  Ma) and quartz monzonite ( $329.5 \pm 5.8$  Ma) in the latest Early Carboniferous. The distinct W–Mo “specialization” of ore mineralization related to the intrusions studied is in agreement with post-collisional tectonic setting during their emplacement, despite of their older or similar age compared to the ore-bearing plutons in more western segments of the Middle Tien Shan, which corresponded to subduction-related setting. This supports the possibility of the ‘scissor-like’ (from east to west) closure of the Turkestan paleocean that resulted in the earlier cessation of subduction in the eastern Tien Shan compared to the western Tien Shan. The rocks also contain zircon xenocrysts with older (in the order of 1.7–2.6 Ga) age that is in agreement with the age of the host metamorphic rocks of the Tarim craton basement. This highlights the possibility of magma chamber development in the continental crust, together with the magma chambers in the metasomatically-enriched subcontinental upper mantle, the latter being common for high-potassic magmatism.

*Keywords:* isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, W–Mo–Cu–Au deposits, Kyrgyzstan, Tien Shan

УДК 550.93:553.495

## ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ТУЮКАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ НАСТУРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА

© 2024 г. В. Н. Голубев<sup>1,\*</sup>, Н. В. Леденева<sup>2</sup>, И. В. Рассохина<sup>1</sup>,  
Л. А. Левицкая<sup>1</sup>, А. М. Чепчугов<sup>2</sup>

Представлено академиком И.В. Чернышевым 29.03.2024 г.

Поступило 29.03.2024 г.

После доработки 01.04.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

На основе изучения локальных объемов минералов с помощью классических методов изотопного разбавления и термоионизационной масс-спектрометрии (U–Pb ID-TIMS), проведено изотопное изучение настурана и галенита в урановом рудопроявлении Натали (Северное Забайкалье). Впервые показано, что настурановая минерализация на рудопроявлении имеет позднесилурийский ( $422 \pm 4$  млн лет) возраст. Её формирование связано с ранне-среднепалеозойским коллизионным тектогенезом в районе Тонодского поднятия, сопровождавшемся активизацией флюидной деятельности. Результаты определения изотопного состава Pb в ассоциирующем с настураном галените показали, что он обогащён радиогенными изотопами  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$ , источником которых служили древние (докембрийские) концентрации урана.

*Ключевые слова:* Тонодское поднятие, настуран, U–Pb (ID-TIMS) изотопный метод, гипергенные изменения, источник рудного вещества

DOI: 10.31857/S2686739724080047

### ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена решению вопроса о возрасте уранового оруденения в одной из крупнейших в России Северо-Байкальской золоторудной провинции, которая рассматривается и как перспективная на эндогенное урановое оруденение. Туюканское рудное поле и, входящее в него, рудопроявление Натали расположены в пределах потенциально урановорудного Тонодского района, который является частью Северо-Прибайкальской рудной провинции [1]. В этом районе в последние годы геологами ВСЕГЕИ и ВИМСа проводились работы, имевшие целью уточнение геологических и генетических особенностей образования урановых руд [2–5]. Во всех упомянутых работах авторы отмечают полихронность и многоэтапность формирования урановой и золотой минерализации как

в провинции в целом, так и непосредственно в Тонодском районе. В качестве основания для такого вывода авторы приводят результаты геологических наблюдений. В работах [3, 5] рассмотрены также U–Pb данные, полученные по настурану рудопроявления Натали [3] и ряду других урановорудных объектов Туюканского рудного поля [5]. Следует отметить, что представления о возрасте и полихронности уранового оруденения в этих работах существенно отличаются.

В работе [5] для урановой минерализации Тонодского поднятия приведена гистограмма распределения значений U–Pb возраста, которая представляет собой результат суммирования определений величины Pb/U в урановых рудах по материалам различных отчетов. Эти данные получены методом “общего свинца” без масс-спектрометрического контроля изотопного состава свинца, т.е. метода, который в изотопной геохронологии с середины прошлого столетия не рассматривается как метод получения достоверных возрастных данных. На представленной гистограмме “значения возраста” образуют спектр от 350 до 1.5 млрд лет, с различной

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия

\*E-mail: golub238@gmail.com

частотой в разных возрастных интервалах. По мнению авторов цитируемой работы, приведенная картина U–Pb возрастов свидетельствует о том, что (цитируем) “эндогенное урановое оруденение формировалось полихронно на протяжении всего рифея в период 1.5–0.6 млрд лет с последним перераспределением в палеозое (около 0.4 млрд лет)”. Цифры возраста, полученные этим методом, как и результаты их статистической обработки, представляют собой артефакты.

В статье [3] приведены данные U–Pb изотопного изучения (U–Pb ID-TIMS) шести проб настурана с рудопроявления Натали. Авторами статьи на основании выборочной обработки трех из шести проанализированных проб настурана на диаграмме с конкордией (Аренса-Везерилла) была построена дискордия. Её верхнее пересечение с конкордией, определяющее, по мнению авторов, “возраст первичного диоксида урана”, отвечает значению  $1234 \pm 12$  млн лет, а нижнее — определяющее время “проявления однократно интенсивного наложенного процесса, приведшего к существенной перекристаллизации, вероятно, первичного уранинита с образованием настурана —  $359 \pm 3$  млн лет”. Из этих данных делается вывод, что формирование урановой минерализации в Туюканском рудном поле прошло в два этапа: образование первичной урановой минерализации в мезопротерозойское время и отложение настурана в позднедевонское время. Анализ рассмотренных в статье аналитических данных показывает, что величина отношения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  проб настурана прямо пропорциональна величине отношения в них  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $R^2 = 0.998$ ) или доле примесного свинца в пробе. Отсюда следует, что примесный свинец этих проб содержит избыточный радиогенный свинец, коррекция на который не была выполнена авторами работы, что в конечном счете привело к ошибочной оценке возраста урановой минерализации.

В нашей статье представлены результаты изотопно-геохронологического изучения настурана и ассоциирующего с ним галенита из рудопроявления Натали. Они получены авторами на основании детально разработанных современных подходов и методик изотопного U–Pb датирования и апробированных при изучении многочисленных урановых месторождений Евразии [6–12 и другие работы]. Это позволило определить основные этапы в истории формирования урановой минерализации Туюканского рудного поля. Работа выполнена в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

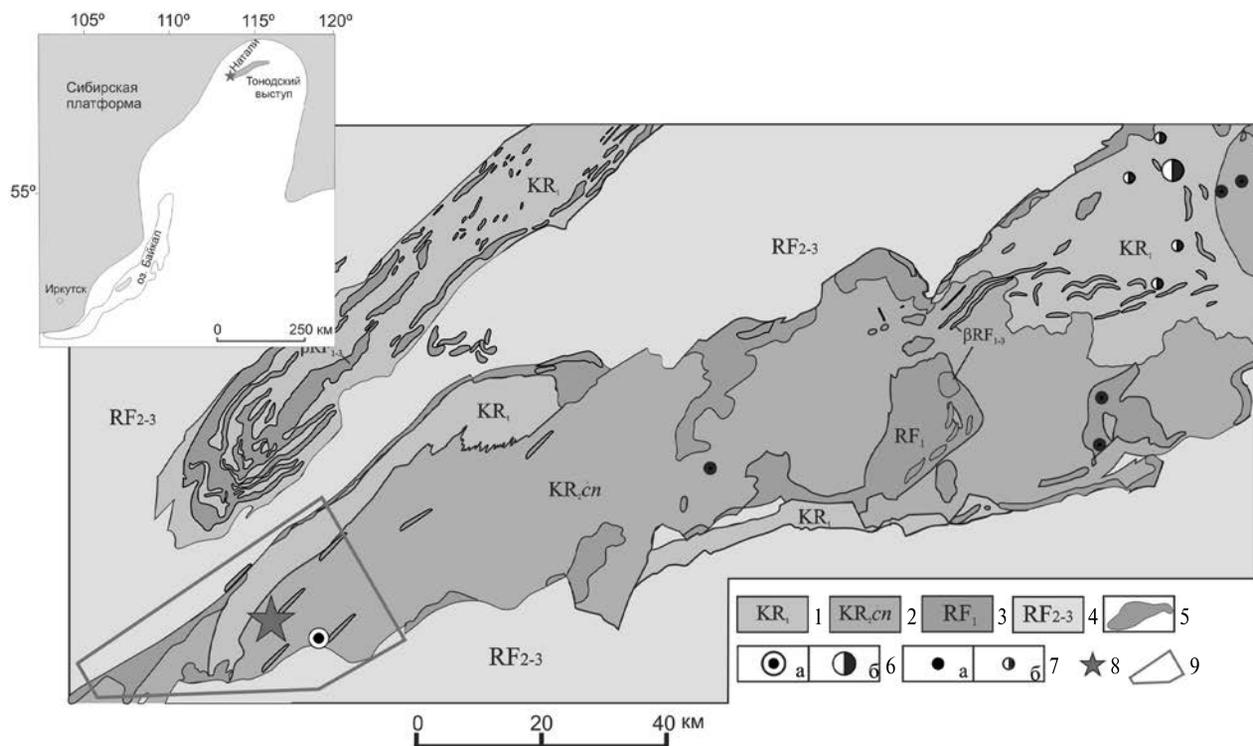
Объект настоящего исследования — рудопроявление Натали находится в пределах Туюканского рудного поля, в краевой юго-западной части Тонодского поднятия — потенциально урановорудного района Северного Забайкалья (рис. 1). Тонодское поднятие представляет собой выступ кристаллического основания, занимающий внутреннюю часть Байкало-Патомского перикратонного прогиба, выполненного стратифицированными образованиями рифейского протоплатформенного чехла. Граница между чехлом и фундаментом в период среднепалеозойского тектогенеза была значительно осложнена покровно-надвиговыми структурами.

Туюканское рудное поле сложено позднекареельскими полифазными гранитоидами чуйско-нечерского комплекса ( $\gamma\text{KR}_2\epsilon\eta$ ) (Кевактинский массив), содержащими ксенолиты раннекареельских метаосадочных пород. Этап гранитизации завершился проявлением базитового магматизма туюканского комплекса ( $\beta\text{KR}_{1-2}\zeta$ ) в виде даек и силлов долеритов. С полосами сгущения даек метабазитов пространственно ассоциируют наиболее значимые из выявленных на площади урановые объекты: месторождение Туюкан и рудопроявление Натали (см. рис. 1).

Важное рудоформирующее значение на Туюканском рудном поле имел ранне-среднепалеозойский коллизионный тектогенез, при котором вмещающие породы чехла и фундамента подверглись катакластическим и пластическим деформациям с образованием зон рассланцевания, милонитизации и синтетектонического метаморфизма, сопровождавшихся активизацией флюидной деятельности.

Высокорадиоактивные аномалии на рудопроявлении Натали, вскрытые на поверхности и на глубине 14–15 м, приурочены к зоне сдвиговых деформаций вдоль контакта гранитов с дайкой изменённого долерита. Рудная зона сложена дифференцированными по составу милонитами и бластомилонитами, состоящими преимущественно из кварца, альбита, биотита и неравномерно обогащенными карбонатом, эпидотом, апатитом и сфеном.

Урановорудная минерализация локализована в щелевых порах и линзовидных расщелинах бластомилонитизированной породы в условиях, близких к отложению в открытых полостях. Это является свидетельством синтетектонического образования минерализации



**Рис. 1.** Схема геологического строения западной части Тонодского поднятия (Северное Забайкалье). Составлена на основе геолого-структурной схемы Тонодского поднятия с элементами прогноза на уран и золото [5].

1 – метапесчанники, алевролиты, сланцы, в т. ч. углеродистые фундамента ( $KR_1$ ); 2 – гранитоиды нечеро-ничатского комплекса ( $KR_2$ ); 3 – песчаники, конгломераты, железистые кварциты чехла ( $RF_1$ ); 4 – терригенно-карбонатные формации чехла ( $RF_{2-3}$ ); 5 – тела габбро-долеритов и метагаббро ( $KR_2-RF_{1-3}$ ); 6 – месторождения: а) урана (Туюканское), б) золота (Чертово Корыто); 7 – рудопроявления: а) урана; б) золота; 8 – рудопроявление Натали; 9 – перспективная поисковая площадь (Туюканская).

во время раннепалеозойского тектогенеза. Это дает основание для оценки нижней возрастной границы урановой минерализации – не древнее раннего палеозоя. Основной урановый минерал – настуран образует линзовидные прожилки, мощностью до 1.5 см. Он образует массивные и почковидные выделения. Вместе с настураном в прожилках присутствуют: кварц, карбонат, железистый хлорит, пирит и халькопирит с галенитом (рис. 2 А). В ассоциации с сульфидами встречаются мелкие выделения самородного висмута (рис. 2 Б).

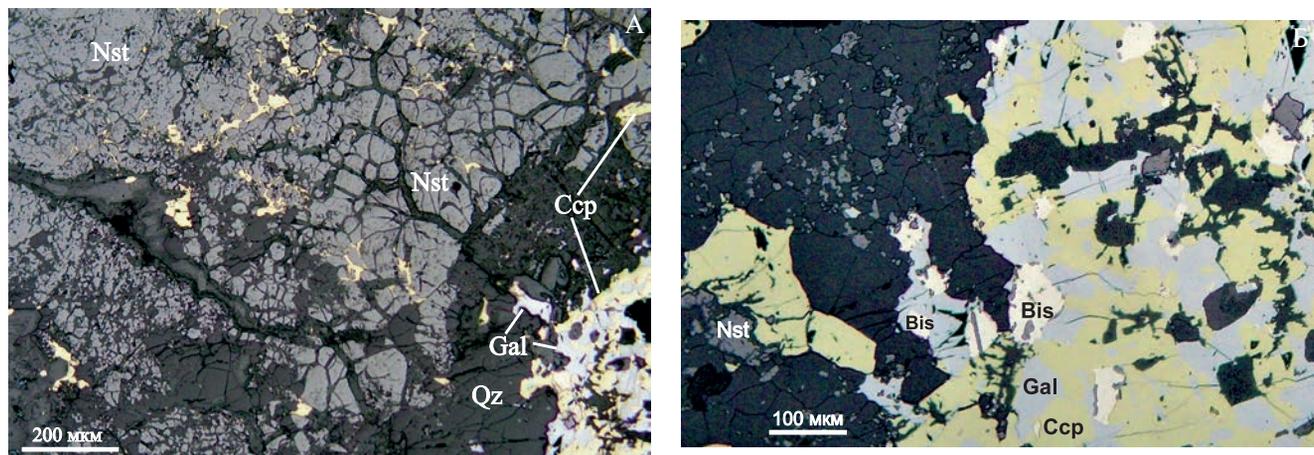
Образование сульфидно-настурановой ассоциации не сопровождается какими-либо метасоматическими изменениями породы в околопрожилковом пространстве. Настуран контактирует непосредственно с породообразующими минералами. Эти особенности локализации и формирования урановорудных обособлений являются признаками регенерационного минералообразования, при котором источником вещества следует считать урановые концентрации более древнего возраста.

Изучение настурана под микроскопом и с помощью электронного микронзонда показало, что он неоднороден. Это обусловлено как присутствием в нем других минеральных фаз (силикатов, сульфидов и др.), так и неоднородностью собственно настурановой матрицы. Минералогическая неоднородность настурана видна и при анализе результатов определения элементного состава на рентгеновском микроанализаторе “JXA-8100” (табл. 1). В таблице номера 2, 3 и 5-10 отвечают настурану, а номер 11 – казолиту (?).

В изучаемых образцах установлены гипергенные минералы урана (казолит, кюрит), и свинца (церуссит). Казолит и кюрит отмечаются локально и сравнительно редко, а церуссит развит шире, образуя пятнистые и микропрожилковые выделения в настуране.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методическая основа настоящей работы – изучение минералогически идентифицированных локальных микрообъемов минералов,



**Рис. 2.** Урановорудная линза Р-1. А: кварц (Qz), халькопирит (Ccp) и галенит (Gal) выполняют центральную зону настуранового прожилка и развиваются по трещинкам в настуране (Nst); Б: сросток халькопирита (Ccp) с галенитом (Gal) и самородным висмутом (Bis) в прожилке с настураном (Nst). Фото аншлифа.

включающее их микропробоотбор и последующее определение в микропробах Pb/Pb и Pb/U изотопных отношений с помощью классических, наиболее точных в изотопной геохронологии, методов термоионизационной масс-спектрометрии и изотопного разбавления (U–Pb ID-TIMS). Исследование проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Анализировали микропробы настурана массой от 8 до 20 мкг и галенита – от 0.5 до 2 мкг, которые при оптическом контроле выделяли с поверхности полированного шлифа с помощью алмазных и твердосплавных инструментов.

Разложение проб проводили в концентрированной HNO<sub>3</sub> при температуре около 60°C. Из полученного раствора отбирали две аликвоты: 1 – для определения содержаний U и Pb методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера <sup>235</sup>U+<sup>208</sup>Pb; 2 – для измерений изотопного состава общего Pb. В аликвоту 1 трассер добавляли до хроматографического выделения элементов. Для масс-спектрометрического анализа исследуемые элементы выделяли на анионите BIO-RAD AG 1'8, 200–400 меш. Суммарный уровень лабораторного фона при химической подготовке образцов не превышал 0.1 нг для Pb и 0.05 нг для U.

Изотопный анализ выполняли на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре “Micromass Sector 54”. Для измерения урана использовали трехленточный режим с двумя танталовыми испарителями и рениевым ионизатором. Анализ изотопного состава свинца проводили в одноленточном режиме с силикагелевым активатором на рениевой подложке. Для коррекции результатов на масс-фракционирование

изотопов свинца использовали результаты систематического анализа стандартного образца свинца SRM 981. Правильность конечных результатов контролировали по анализам международных стандартных образцов Pb (SRM 983) и U (U 500), выпущенных Национальным институтом стандартов и технологий США. Итоговая погрешность определения отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U и <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U не превышала 0.7 и 0.8% соответственно. Погрешности отвечают 95%-му доверительному уровню. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” и “ISOPLOT” [13, 14]. В геохронологических расчетах использовали значения констант, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии МГК [15].

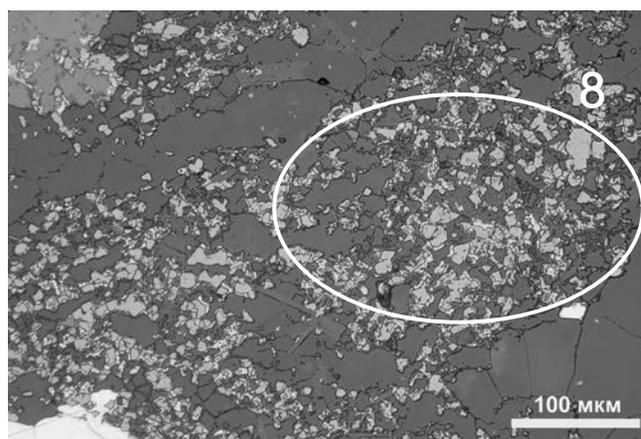
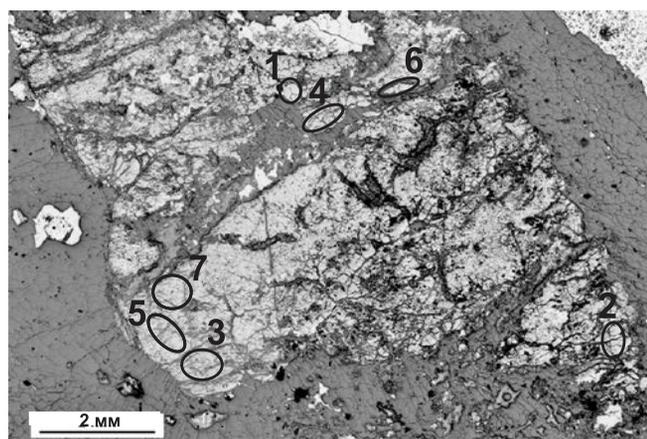
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отмеченная выше минералогическая неоднородность настурана отражает сложность геохимической истории руд и во многом предопределяет их изотопную неоднородность. Опыт наших предыдущих исследований показал, что существует корреляция изотопных данных с оптически контролируемой минералогической неоднородностью урановых руд [6–11]. В ряде случаев разброс изотопных дат по серии проб настурана одного возраста связан с присутствием в исследуемых образцах включений свинецсодержащих минералов (сульфидов, карбонатов, оксидов и др.), обогащенных радиогенными изотопами <sup>206</sup>Pb и <sup>207</sup>Pb [11, 12]. Данные об изотопном составе свинца таких минералов имеют ключевое значение при оценке изотопного состава примесного свинца, коррекция на который

**Таблица 1.** Результаты изучения настурана из рудопроявления Натали

№	Содержание, вес. %													Сум- ма
	Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	UO <sub>2</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	SO <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	PbO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	
2	0.09	0.58	88.28	0.18	0.00	0.20	0.00	0.15	0.00	5.49	0.02	0.33	0.13	95.46
3	0.22	0.47	88.86	0.25	0.04	0.75	0.03	0.12	0.05	6.44	0.00	0.30	0.11	97.64
5	0.00	0.39	88.98	0.13	0.07	0.30	0.00	0.10	0.00	5.57	0.00	0.42	0.10	96.05
6	0.37	0.29	90.89	0.31	0.71	0.02	0.00	2.10	0.01	4.40	0.92	0.21	0.08	100.32
7	0.15	0.73	88.51	0.16	0.23	0.03	0.03	0.56	0.00	4.93	0.09	0.34	0.10	95.86
8	0.28	0.62	87.80	0.21	0.47	0.08	0.07	0.61	0.03	5.09	0.14	0.25	0.08	95.79
9	0.06	0.27	90.88	0.23	0.66	0.01	0.00	0.20	0.00	4.88	0.01	0.18	0.07	97.46
10	0.31	0.94	88.38	0.24	0.19	0.16	0.01	0.43	0.03	5.17	0.05	0.30	0.19	96.41
11	0.29	0.06	45.14	0.00	0.20	0.27	0.00	9.65	0.01	35.37	0.07	0.08	0.00	91.14

Примечание. Определения выполнены в ИГЕМ РАН С.Е. Борисовским на рентгеновском микроанализаторе "ЖХА-8100".



**Рис. 3.** Рудопроявление Натали. Участки отбора проб настурана для U–Pb датирования оконтурены эллипсами. Цифры рядом с эллипсами отвечают номеру пробы в табл. 2. Пробы 1–7 отобраны из почковидных образований настурана, а проба 8 – из тонковкрапленных выделений настурана в карбонате.

вводится при расчете отношений  $^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{235}\text{U}$  индивидуальных проб настурана. Измерения изотопного состава свинца в пробах галенита из образца Натали (табл. 2) показали присутствие в нём значительной доли радиогенной компоненты ( $^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb}$ )<sub>рад.</sub> – 35.9%. Образование этого минерала, ассоциирующего с настураном, происходило в ходе гидротермального процесса, приведшего к формированию урановой минерализации.

На рис. 3 показаны участки настурановой линзы на которых проводили отборку проб настурана, а в табл. 2 приведены результаты U–Pb изотопного изучения этих проб.

Существенные различия значений U–Pb изотопного возраста по разным пробам настурана (см. табл. 2) свидетельствуют о незамкнутости

его U–Pb изотопной системы. На диаграмме с конкордией (рис. 4), которая представляет собой основной вариант графической обработки данных по пробам с незамкнутой уран-свинцовой системой, точки проб настурана хорошо аппроксимируются прямой или дискордией при СКВО = 1.01. Пересечения дискордии с конкордией отвечают возрасту основных событий в геологической истории настурана. Верхняя точка пересечения отвечает значению  $422 \pm 4$  млн лет и определяет время образования настурана, (силур, пржидольская эпоха), а нижняя –  $44 \pm 38$  млн лет в пределах погрешности указывает на современный возраст процесса нарушения уран-свинцовой системы настурана.

Данные по изотопному составу свинца галенита могут быть дополнительным источником геохронологической информации. Ранее

**Таблица 2.** Результаты изотопного U–Pb изучения настурана из рудопроявления Натали

№ образца	Изотопные отношения			Содержание, вес. %		Изотопный возраст, млн лет*	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Pb	U	T(206/238)	T(207/235)
N-1	267.35	30.544	37.762	4.039	46.47	397.9	401.1
N-2	140.16	23.515	37.767	7.669	61.87	378.2	383.4
N-3	137.07	23.348	37.773	6.985	56.51	369.5	376.1
N-4	258.84	30.060	37.821	4.023	48.09	378.2	383.5
N-5	151.93	24.168	37.783	6.459	57.22	369.7	376.2
N-6	201.47	26.905	37.764	5.158	52.46	391.2	395.3
N-7	159.90	24.612	37.803	6.944	63.29	374.1	380.4
N-8	170.91	25.223	37.726	3.252	29.56	393.6	397.4

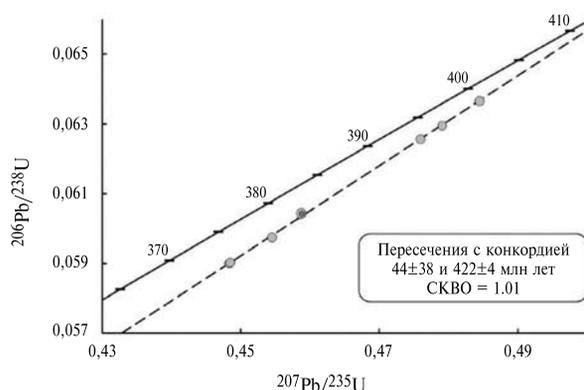
Примечание. \* – введена коррекция на изотопный состав свинца галенита:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 55.202$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 18.836$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 37.711$ .

на примере урановых месторождений различного возраста и геологического положения было показано [6, 8, 11, 12], что изотопное изучение свинца в галените, клаусталите и других минералах свинца, ассоциирующих с оксидами урана, в ряде случаев позволяет реконструировать хронологию формирования и преобразования урановых руд. По изотопному составу радиогенной компоненты свинца галенита и на основании данных о возрасте настурана (с этим гидротермальным событием связаны экстракция радиогенной компоненты из первичного источника урана и её отложение в форме галенита в ассоциации с настураном) можно оценить возраст источника этой компоненты, используя соотношение (1)

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_r = \frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_c}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_c} = \frac{1}{137,88} * \frac{e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_s}}{e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_s}}, \quad (1)$$

где  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$  – отношение распространенностей соответствующих изотопов в радиогенной компоненте свинца галенита;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – то же в общем свинце галенита;  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c$  и  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c$  – то же в нерадиогенной компоненте свинца галенита;  $t$  – возраст источника радиогенной компоненты свинца в галените;  $t_s$  – возраст отложения в галените свинца из этого источника (он отвечает возрасту гидротермального процесса с которым связано отложение настурана);  $\lambda_5$  и  $\lambda_8$  – постоянные распада соответственно  $^{235}\text{U}$  и  $^{238}\text{U}$ .

Рассчитанные значения отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в радиогенной компоненте свинца галенита равно 0.08805. На основании данных о возрасте



**Рис. 4.** Диаграмма Аренса–Везерилла с конкордией для проб настурана из рудопроявления Натали. Положение точек проб N-2 (выделено красным цветом) и N-4 на диаграмме практически совпадает.

настурана и отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в радиогенной компоненте галенитов, используя выражение (1), был рассчитан возраст источника радиогенного свинца в галените – около 1100 млн лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение урановой минерализации рудопроявления Натали показало, что U–Pb система основного уранового минерала – настурана – была нарушена в результате его гипергенного изменения. Это изменение выразилось в развитии вторичных минералов урана и свинца – казолита, кюрита и церуссита. Интерпретация U–Pb данных по 8-ми пробам настурана в рамках модели одноактного эпизодического процесса нарушения U–Pb изотопной системы показывает, что: 1) отложение настурана проходило  $422\pm 4$  млн лет назад (силур, пржидольская эпоха); 2) возраст процесса нарушения уран-свинцовой системы

настурана в связи с его гипергенным изменением, в пределах погрешности, отвечает современному —  $44 \pm 38$  млн лет. Результаты изучения изотопного состава свинца галенита указывают на присутствие в нем радиогенной компоненты, доля которой в общем изотопном составе свинца галенита составляет около 36%. Эта компонента была экстрагирована  $422 \pm 4$  млн лет назад из древнего докембрийского источника урана с возрастом около 1100 млн лет.

Отметим, что полученное в настоящей работе значение U-Pb возраста настурана из рудопроявления Натали ( $422 \pm 4$  млн лет) близко к, полученным различными методами, датировкам на известных месторождениях золота Вернинское ( $434 \pm 4$  млн лет) и Голец Высочайший ( $425 \pm 9$  млн лет) в Северо-Прибайкальской рудной провинции [16]. Можно полагать, что формирование урановой минерализации связано с тем же тектоническим событием, что и формирование крупномасштабных золоторудных месторождений, а именно, с ранней фазой аккреции структур Байкало-Муйского орогенного пояса к окраине Сибирского кратона.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят И.В. Чернышеву за внимание к работе и детальное обсуждение результатов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках НИР ИГЕМ РАН по Государственному заданию FMMN-2024-0031.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Машковцев Г. А., Константинов А. К., Мизута А. К. и др.* Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
2. *Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б.* Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тоновской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2) // Регион. геология и металлогения. 2014. № 57. С. 87–94.
3. *Макарьев Л. Б., Ефремова У. С., Крымский Р. Ш., Сергеев С. А.* Возраст и стадийность уранового оруденения Туяуканского рудного поля (Тоновский район, Северное Забайкалье) // Регион. геология и металлогения. 2019. № 77. С. 67–74.
4. *Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б., Ефремова У. С.* Геологическая обстановка и возрастные рубежи формирования уранового оруденения Патомского нагорья (Северное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2020. № 6. С. 9–18.
5. *Гребенкин Н. А., Бабкин Н. Я., Карманов Е. Н. и др.* Модель докембрийских ураноносных и золотоносных систем Тоновского гранит-метаморфического поднятия (Северное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2021. № 7. С. 11–21.
6. *Чернышев И. В.* Уран-свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений // Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978. С. 376–398.
7. *Чернышев И. В., Голубев В. Н., Троицкий В. А. и др.* Изохронные построения и локализация отбора проб // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 90–108.
8. *Голубев В. Н., Чернышев И. В., Агапова А. А. и др.* Геохронологическое изучение уранинитов по индивидуальным зернам // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 74–89.
9. *Чернышев И. В., Голубев В. Н.* Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье — крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924–937.
10. *Голубев В. Н., Кюне М., Потти Б.* Фазовый состав и U-Pb изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 513–525.
11. *Голубев В. Н., Чернышев И. В.* Возраст гидротермальных образований месторождения Восток, (Северо-Казахстанская урановорудная провинция) по данным U-Pb (ID-TIMS), Pb-Pb,  $Xe_n$ - $Xe_s$ , K-Ar и Rb-Sr изотопно-геохронологических методов // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64. № 1. С. 93–112.
12. *Голубев В. Н., Чернышев И. В.* Радиогенный свинец в сульфидных минералах урановых месторождений и его геохронологическое значение / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 132–135.
13. *Ludwig K. R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991b. 35 p.
14. *Ludwig K. R.* ISOPLOT/Ex.Version 2.06 // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center (Sp. Publ.), 1999. № 1a. 49 p.
15. *Steiger R. H., Jager E.* Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in

- geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
16. *Chugaev A. V., Budyak A. E., Larionova Y. O. et al.* <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2022. 144. 104855. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104855

## HYDROTHERMAL URANIUM MINERALIZATION IN THE TUYUKAN ORE FIELD (NORTHERN TRANSBAIKAL REGION): TIME OF FORMATION OF PITCHBLLENDE MINERALIZATION AND AGE OF THE SOURCE OF THE MATTER

**V. N. Golubev<sup>a, #</sup>, N. V. Ledeneva<sup>b</sup>, I. V. Rassokhina<sup>a</sup>, L. A. Levitskaya<sup>a</sup>, A. M. Chepchugov<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*N.M. Fedorovskiy All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: golub238@gmail.com*

Based on the study of local volumes of minerals using classical methods of isotope dilution and thermal ionization mass spectrometry (U–Pb ID TIMS), an isotopic study of pitchblende and galena was carried out at the Natali uranium ore occurrence (Northern Transbaikalia). For the first time, it was shown that pitchblende mineralization at the ore occurrence is Late Silurian (422±4 million years) age. Its formation is associated with early-mid Paleozoic collisional tectogenesis in the area of the Tonod uplift, accompanied by increased fluid activity. The results of analyzing the Pb isotopic composition in galena associated with pitchblende showed that it is enriched in the radiogenic isotopes <sup>206</sup>Pb and <sup>207</sup>Pb, the source of which was ancient (Precambrian) concentrations of uranium.

*Keywords:* Tonod uplift, pitchblende, U–Pb (ID TIMS) isotope method, supergene changes, source of ore matter

УДК 550.424.4

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОЦЕНКЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ МОБИЛЬНОСТИ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕКИ ЕНИСЕЙ

© 2024 г. А. Я. Болсуновский<sup>1,\*</sup>, Р. В. Борисов<sup>1,2</sup>, Д. В. Дементьев<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН А.Г. Дегерменджи 12.03.2024 г.

Поступило 12.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Исследования показали, что в донных отложениях (ДО) реки Енисей в зоне влияния Горно-химического комбината (ГХК) Росатома после остановки ядерного реактора в 2010 г. продолжают регистрироваться техногенные радионуклиды ( $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$  и  $^{241}\text{Am}$ ). В работе впервые приведены данные сравнительного анализа потенциальной мобильности техногенных радионуклидов в поверхностных и нижних слоях ДО реки Енисей спустя длительное время после остановки ядерного реактора ГХК. Мобильность радионуклидов оценивалась известным методом последовательного химического фракционирования ДО. Для  $^{60}\text{Co}$  впервые показано увеличение потенциальной мобильности в нижних слоях (более ранних по времени образования) по сравнению с верхними. Радионуклид  $^{137}\text{Cs}$  сохраняет высокую прочность связывания с минеральным веществом ДО (близкую к 100%) независимо от фактора времени. Долговременное сохранение высокой потенциальной мобильности радионуклидов  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$  в ДО, а также увеличение со временем потенциальной мобильности  $^{60}\text{Co}$  впервые позволяет рассматривать эти радионуклиды как потенциально биодоступные в экосистеме реки Енисей.

*Ключевые слова:* донные отложения, река Енисей, техногенные радионуклиды, последовательное химическое фракционирование, мобильные формы радионуклидов, фактор времени

DOI: 10.31857/S2686739724080059

Река Енисей, одна из крупнейших рек мира, в среднем течении содержит техногенные радионуклиды, в результате деятельности Горно-химического комбината (ГХК) Росатома в г. Железногорск Красноярского края [1–7]. В составе комбината ранее работали реакторный завод с тремя ядерными реакторами и радиохимический завод для выделения урана, оружейного плутония и продуктов деления. Все реакторы были остановлены в 1992 и 2010 гг., радиохимический завод – в 2015 году. В настоящее время на комбинате организовано производство МОХ-топлива и переработка отработанного ядерного топлива, которое сопровождается поступлением радионуклидов в пойму р. Енисей по информации ГХК [8]. Донные отложения (ДО) и гидробионты

реки Енисей содержат техногенные радионуклиды, в том числе трансурановые, не только вблизи комбината, но и на значительном расстоянии по течению реки [2, 3, 5–7, 9]. Для изучения мобильности техногенных радионуклидов и их биодоступности в водной экосистеме, необходимо знать физико-химические формы радионуклидов в ДО. Методы последовательной экстракции широко применяются для определения форм нахождения радионуклидов в реальных природных объектах в радиоэкологии и геохимии [10–13]. Такие методы основаны на селективном переводе в раствор органических и неорганических соединений, присутствующих в донных отложениях, в составе которых могут находиться радионуклиды. Как правило, по уменьшению миграционной подвижности радионуклидов выделяют формы их нахождения – водорастворимая, обменная и необменная. Знания о формах нахождения радионуклидов позволяют прогнозировать их поведение в объектах окружающей среды (почвах, донных отложениях) и оценивать возможные пути миграции радионуклидов. Метод

<sup>1</sup>Институт биофизики, Красноярский научный центр Сибирского отделения Российской Академии наук, Красноярск, Россия

<sup>2</sup>Институт химии и химической технологии, Красноярский научный центр Сибирского отделения Российской Академии наук, Красноярск, Россия

\*E-mail: radecol@ibp.ru

последовательного химического фракционирования ранее использовали для оценки мобильности радионуклидов в ДО реки Енисей в зоне влияния ГХК [5, 6, 14–16]. Химическое фракционирование проб поверхностных слоев ДО р. Енисей показало разную степень потенциальной мобильности техногенных радионуклидов в водной экосистеме – от максимальной для  $^{241}\text{Am}$  и изотопов европия, до минимальной для  $^{60}\text{Co}$  и  $^{137}\text{Cs}$  [5, 6, 15]. Однако эти исследования проводили только в период работы ядерного реактора на ГХК до 2010 года. Очевидно, что после остановки реактора под действием факторов окружающей среды техногенные радионуклиды в ДО со временем могут изменять свою физико-химическую форму и, следовательно, потенциальную мобильность [10–12]. Фактор времени может проявиться не только для поверхностных проб ДО, но и для проб в глубине кернов ДО.

Цель работы – сравнительный анализ потенциальной мобильности долгоживущих техногенных радионуклидов в поверхностных и нижних слоях донных отложениях реки Енисей спустя длительное время после остановки ядерного реактора ГХК.

В качестве объектов исследования использовали два керна ДО (E15-1 и E15-2), отобранных в р. Енисей в 2022 году на удалении около 15 км от промплощадки ГХК, в протоке вблизи села Балчуг ( $56^{\circ}27'56''$  с.ш.,  $93^{\circ}42'03''$  в.д.). Для проверки гипотезы о влиянии фактора времени (возраст образования слоя ДО) на мобильность техногенных радионуклидов в ДО для фракционирования использовали пробы верхних (0–7 и 7–10 см) и нижних (52–55 и 55–58 см) слоёв кернов E15-1 и E15-2. Во время работы реактора в 1997–2008, поверхностные пробы ДО из протоки возле села Балчуг уже исследовали с помощью химического фракционирования [5, 6, 15]. Вещественный и минеральный состав проб верхних (0–10 см) и нижних (52–61 см) слоёв ДО кернов E15-1 и E15-2, отобранных вблизи с. Балчуг в 2022 году, был определён методами рентгенофлуоресцентного, рентгенофазового и химического (силикатного) анализов в 2023 году в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Полученные значения концентраций основных элементов не отличались для нижних и верхних слоёв кернов ДО: доминировал кремний (57–60%), алюминий (13.0–13.7%), железо (5.0–5.7%); на уровне 2% были  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Эти концентрации основных элементов совпадали с ранее полученными для ДО, отобранных вблизи с. Балчуг в 1997–2007 гг. [5].

За исследуемый период (1997–2022 гг.) отбора ДО можно отметить низкую вариабельность основных элементов проб ДО вблизи с. Балчуг.

Последовательное химическое фракционирование ДО проводили по общепринятой схеме Tessier [10] в модификации Semizhon [6]. Условия и реактивы для каждой стадии приведены в табл. 1. Путём последовательного квартования исходной пробы донных отложений, с контролем на содержание радионуклидов на каждой стадии, отбирали навеску 40 г. В этой навеске содержание основных измеряемых радионуклидов было идентичным исходной пробе и отсутствовали микрочастицы по данным гамма-спектрометрии. Пробу помещали в термостойкий стакан объёмом  $2000\text{ см}^3$  и добавляли  $400\text{ см}^3$  соответствующего свежеприготовленного экстрагирующего раствора (табл. 1). Суспензию механически перемешивали с использованием шейкера LOIP LS-110 в течение заданного времени (табл. 1), а затем разделяли фазы фильтрованием на обеззоленных фильтрах “синяя лента”. После каждой стадии осадок и фильтр промывали небольшими порциями горячей дистиллированной воды, доводя суммарный объём фракции до  $500\text{ см}^3$ . Извлечение органической фракции (фракция IV) проводили при нагревании до  $85^{\circ}\text{C}$  на шейкере при постоянном перемешивании путём добавления небольших порций пероксида водорода и азотной кислоты. Продолжительность стадии длилась не менее 3 ч. Выщелачивание радионуклидов, связанных с силикатами, проводили при нагреве осадка с  $0.2\text{ M}$  раствором гидроксида натрия до  $80^{\circ}\text{C}$  и перемешивании в течение 1 ч. Нерастворимый осадок и фильтры сушили в сушильном шкафу и озоляли в муфельной печи при  $400^{\circ}\text{C}$ . После охлаждения осадок перетирали в фарфоровой ступке и помещали в геометрию для измерения.

В результате химического фракционирования ДО получали 5 жидких фракций (обменная, карбонаты, полуторные оксиды и гидроксиды металлов, органическое вещество, аморфные силикаты) и неразложившийся остаток (табл. 1). В обзоре методов химического фракционирования [13] отмечается, что в большинстве публикаций “биодоступным/мобильным пулом” радионуклидов являются все фракции химического фракционирования за исключением минерального остатка. Следовательно, в нашей работе оценка “биодоступного/мобильного пула” радионуклидов будет основана на первых пяти фракциях химического фракционирования. Авторы обзора [13] предлагают чаще использовать

**Таблица 1.** Схема последовательного химического фракционирования донных отложений

Фракции		Условия выщелачивания		
		Химические реагенты	Т, °С	Время, ч
I	Обменная	NH <sub>4</sub> Ac (pH7)	25	24
II	Карбонаты	NH <sub>4</sub> Ac (pH5)		8
III	Полуторные оксиды и гидроксиды Fe, Mn	NH <sub>2</sub> OH·HCl в 25% HAc		3
IV	Органическое вещество	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> + HNO <sub>3</sub> (до 0.05 M)	85	3
V	Аморфные силикаты	NaOH (0.2M)	80	1
VI остаток	Неразложившийся минеральный остаток	—	—	—

термин “потенциальная биодоступность” из-за влияния многих факторов (физических, химических и физиологических) на накопление радионуклидов живыми организмами.

Для измерения активности техногенных радионуклидов (включая трансурановый <sup>241</sup>Am) в исходных пробах и полученных фракциях ДО использовали гамма-спектрометр фирмы “Canberra” (США) со сверхчистым германиевым детектором. Время измерения проб варьировало от 40 000 до 90 000 секунд. Статистические расчёты проводили с помощью программы Excel MS Office. Относительная ошибка в определении активности радионуклидов в исходных пробах и полученных фракциях ДО после фракционирования была ≤30%.

Гамма-спектрометрический анализ проб ДО выявил наличие таких техногенных радионуклидов как <sup>60</sup>Co, <sup>137</sup>Cs, <sup>152</sup>Eu и <sup>241</sup>Am, а также природный <sup>40</sup>K в пробах как верхних (0–7 и 7–10 см), так и нижних (52–55 и 55–58 см) слоях кернов (табл. 2). Удельная активность природного радионуклида <sup>40</sup>K существенно не меняется для верхних и нижних слоёв, что может свидетельствовать о близком минералогическом составе ДО по глубине кернов. Это согласуется с данными вещественного и минералогического анализа основных элементов ДО, как отмечалось ранее. При этом содержание техногенных радионуклидов в нижних слоях ДО многократно превышает содержание этих радионуклидов в верхних слоях. Удельная активность техногенных радионуклидов в верхних слоях ДО, отобранных в 2022 году (табл. 2), была существенно меньше активности радионуклидов в поверхностных пробах ДО, отобранных в 2008 году (до остановки реактора ГХК) [15]. Это свидетельствует о сокращении радиоактивных сбросов ГХК в р. Енисей после остановки реактора в 2010 году. Используя

изменение отношения активности радионуклидов <sup>137</sup>Cs/<sup>60</sup>Co с глубиной кернов E15-1 и E15-2 были рассчитаны скорости осадконакопления, аналогично данным работы [17], и датировка слоёв этих кернов показала разницу в возрасте образования верхних (0–10 см) и нижних (52–58 см) слоёв приблизительно в 35 лет.

Детальное описание распределения радионуклидов по химическим фракциям верхних слоев кернов ДО (0–7 и 7–10 см) отбора 2022 года показало, что наибольшая доля <sup>60</sup>Co и <sup>137</sup>Cs была в минеральном остатке (Фракция VI) – 80–100% (рис. 1). Минимальная доля экстрагируемого <sup>137</sup>Cs (1%) связана с карбонатами (Фракция II), а также с оксидами и гидроксидами металлов и органическим веществом (Фракции III и IV) – 2%. Для <sup>60</sup>Co суммарная доля радионуклида, связанного в ДО с оксидами и гидроксидами металлов и органическим веществом (Фракции III и IV) была значительно выше – до 20%. Ранее, в 2008 году проводили химическое фракционирование поверхностных слоёв ДО керна E15, отобранного вблизи с. Балчуг, и на рис. 1 представлены результаты распределения радионуклидов по фракциям [15]. Согласно этой работе, максимальная доля экстрагируемых <sup>60</sup>Co и <sup>137</sup>Cs также была в минеральном остатке (Фракция VI) – 94% для <sup>137</sup>Cs и 88% для <sup>60</sup>Co (рис. 1), что совпадает с данными фракционирования ДО отбора 2022 года. При фракционировании ДО отбора 2008 года экстрагируемая доля мобильных форм <sup>137</sup>Cs и <sup>60</sup>Co (Фракции I и II) была на уровне 1–2%, доля радионуклидов в потенциально мобильных формах (Фракции III и IV) – 3–7% [15]. Ранее в работе [6] отмечали низкую суммарную экстракционную способность <sup>137</sup>Cs (3–9%) и <sup>60</sup>Co (не более 20%) после пяти последовательных стадий фракционирования ДО реки Енисей. Таким образом, на основании настоящей работы и ранее опубликованных данных можно утверждать, что за

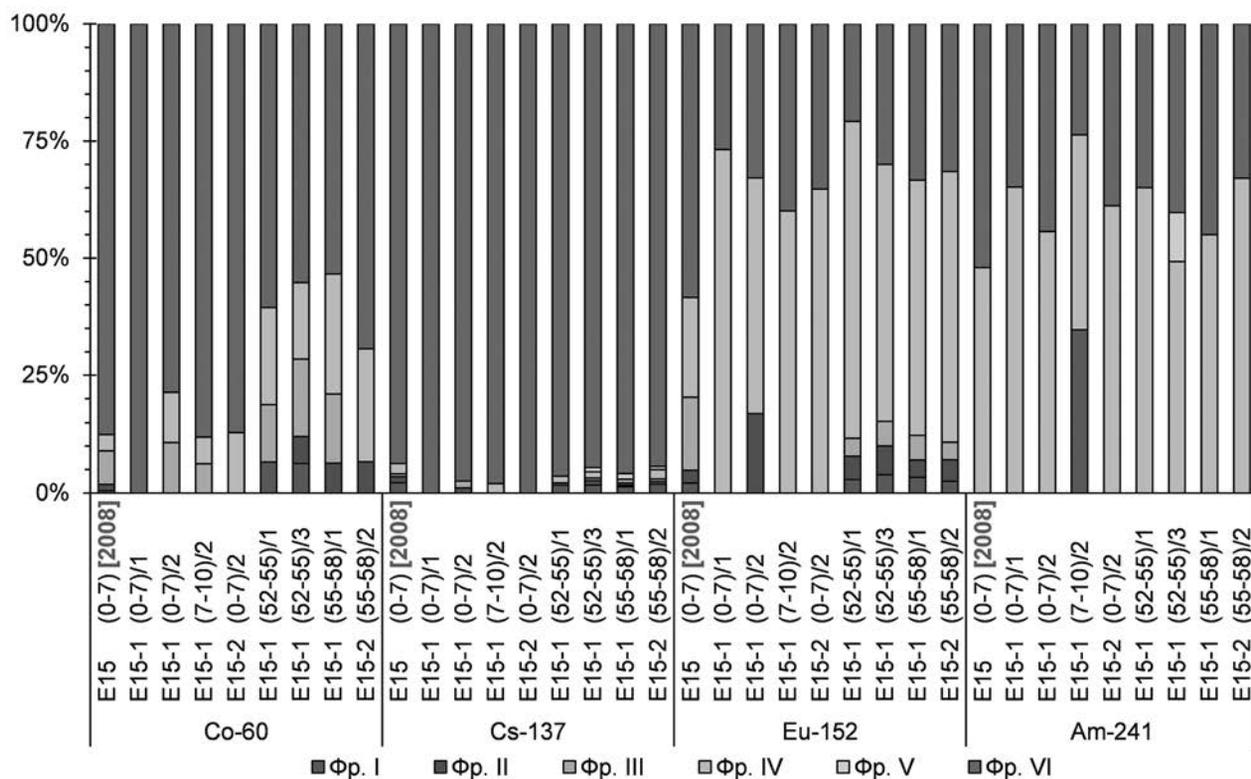


Рис. 1. Распределение радионуклидов по химическим фракциям (%) в верхних (0–7 и 7–10 см) и нижних (52–55 и 55–58 см) слоях кернов E15-1 и E15-2 ДО р. Енисей, отобранных в 2022 году вблизи села Балчуг. Для сравнения приведены данные работы [15] по фракционированию поверхностных проб ДО, отобранных в 2008 г. на этом же участке (кern E15, 2008).

период с 2008 по 2022 год доля необратимо связанного  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{60}\text{Co}$  с минеральным веществом верхних слоев ДО реки Енисей не изменилась и остаётся высокой (рис. 1). В работе Манахова с соавторами [18] проводили последовательное фракционирование почв Чернобыльской зоны аварии по схеме Tessier [10] и получили 91%  $^{137}\text{Cs}$  в минеральном остатке. Всё это доказывает прочное связывание  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{60}\text{Co}$  в почвах и поверхностных слоях ДО.

Распределение  $^{152}\text{Eu}$  по фракциям верхних слоёв кернов ДО существенно отличается от такового для  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{60}\text{Co}$  (рис. 1). Во-первых, доля необратимо связанного  $^{152}\text{Eu}$  в минеральном остатке (Фракция VI) кратно меньше – 30–40% и во-вторых, значительно возросла доля  $^{152}\text{Eu}$  связанного с органическим веществом (Фракция IV) – до 70%. В одной из проб доля экстрагируемого  $^{152}\text{Eu}$  в мобильной Фракции II составила 16% (рис. 1). По данным фракционирования поверхностных слоёв ДО отбора 2008 года [15], доля необратимо связанного  $^{152}\text{Eu}$  во Фракции VI составляла 55%. При этом суммарная доля экстрагированного  $^{152}\text{Eu}$

в мобильных формах (Фракции I и II) была на уровне 5%, а доля  $^{152}\text{Eu}$  связанного в ДО с оксидами и гидроксидами металлов и органическим веществом (Фракции III и IV) суммарно доходила до 35% (рис. 1). Аналогичные результаты были опубликованы ранее [6] для ДО р. Енисей до остановки реактора – доля связанного с органическим веществом  $^{152}\text{Eu}$  доходила до 53%. Следовательно, за период с 2008 по 2022 г. доля прочно связанного  $^{152}\text{Eu}$  в минеральном остатке ДО р. Енисей мало изменилась с 55 до 30–40%, но при этом увеличилась доля  $^{152}\text{Eu}$  связанного с органическим веществом с 22 до 60–70%. Ранее проведённые исследования [5, 6, 15] по фракционированию проб ДО реки Енисей в 2004–2008 гг. показали близкую потенциальную мобильность  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$ . Доля необратимо связанного  $^{241}\text{Am}$  с минеральным веществом ДО, согласно этим публикациям, варьировала от 20 до 50%, и была близка к доле связанного  $^{152}\text{Eu}$ . В настоящей работе фракционирование верхних слоёв проб ДО, отобранных в 2022 году, показало долю  $^{241}\text{Am}$  в минеральном остатке (Фракция VI) в интервале 25–45%, что совпадает

**Таблица 2.** Содержание радионуклидов в верхних (0–7 и 7–10 см) и нижних (52–55 и 55–58 см) слоях кернов E15-1 и E15-2 ДО р. Енисей, отобранных в 2022 году вблизи села Балчуг и используемых для химического фракционирования

Код пробы, слой в см	K-40, Бк/кг	Co-60, Бк/кг	Cs-137, Бк/кг	Eu-152, Бк/кг	Am-241, Бк/кг
E15 (0–7 см) (2008)*	500±28	200±12	200±15	128±4	6±1
E15-1 (0–7 см)/1	540±29	23±1	120±5	29±1	2.8±0.4
E15-1 (0–7 см)/2	520±28	15±1	110±5	28±1	5.8±0.5
E15-2 (0–7 см)/2	450±27	13±1	85±4	23±1	3.8±0.4
E15-1 (7–10 см)/2	495±30	41±2	110±5	40±2	2.7±0.5
E15-1 (52–55 см)/1	545±31	43±2	630±27	310±5	13±2
E15-1 (52–55 см)/3	520±29	40±2	590±26	255±5	28±2
E15-1 (55–58 см)/1	485±26	29±1	595±26	185±4	13±1
E15-2 (55–58 см)/2	530±29	37±1	520±23	255±5	17±1

Примечание. \* – данные работы [15] по фракционированию ДО, отобранных в 2008 г вблизи с. Балчуг.

с долей прочно связанного  $^{152}\text{Eu}$  в минеральном остатке – 30–40% (рис. 1), а также с долей  $^{241}\text{Am}$  в этой же фракции ДО отбора 2008 года – 50% (рис. 1). При этом  $^{241}\text{Am}$ , как и  $^{152}\text{Eu}$ , в основном был связан с органическим веществом – от 40 до 65% и только в одном случае  $^{241}\text{Am}$  был отмечен в мобильной обменной Фракции I (35%). Для понимания тесной связи  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$  с органическим веществом необходимо проводить исследование форм органического углерода в пробах ДО. Химическое фракционирование проб верхних слоёв ДО отбора 2022 года, по сравнению с фракционированием поверхностных проб 2004–2008 годов, не выявило существенного изменения доли необратимо связанных радионуклидов ( $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$  и  $^{241}\text{Am}$ ) в минеральном остатке, но показало долговременное сохранение высокой потенциальной мобильности таких радионуклидов как  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$ .

Для нижних слоёв кернов ДО (52–55 и 55–58 см) доля  $^{137}\text{Cs}$  в минеральном остатке (Фракция VI) была 94–96% и почти не изменилась по сравнению с долей  $^{137}\text{Cs}$  в этой фракции для верхних слоёв (0–7 и 7–10 см) – 98–100% (рис. 1). Доля экстрагируемого  $^{137}\text{Cs}$  в мобильных фракциях (I и II) не превышала 2%, а суммарная доля  $^{137}\text{Cs}$  в потенциально мобильных фракциях (III, IV и V) также была на низком уровне 3%. В отличие от  $^{137}\text{Cs}$ , доля  $^{60}\text{Co}$  в минеральном остатке нижних слоёв ДО существенно уменьшилась до 50–70%, по сравнению с долей  $^{60}\text{Co}$  в верхних слоях (80–100%). Уменьшение доли  $^{60}\text{Co}$  в минеральном остатке нижних слоёв ДО связано с возрастанием доли  $^{60}\text{Co}$  в мобильных фракциях (I и II) до 10%, а также возрастанием  $^{60}\text{Co}$  в потенциально мобильной органической фракции

IV и фракции III (оксиды и гидроксиды металлов) до 25 и 15%, соответственно (рис. 1).

Распределение  $^{152}\text{Eu}$  по фракциям в нижних слоях кернов ДО не отличается существенно от верхних слоёв (рис. 1). Так, доля прочно связанного  $^{152}\text{Eu}$  в минеральном остатке проб нижних слоёв была 25–35%, что близко к  $^{152}\text{Eu}$  в этой фракции в верхнем слое (30–40%). Максимальные доли  $^{152}\text{Eu}$  связанного с органическим веществом (Фракция IV) для нижних и верхних слоёв кернов ДО составляли 65 и 70%, т.е. практически совпадали. Следует отметить, что в нижних слоях, в отличие от верхних слоёв кернов, несколько увеличилась доля  $^{152}\text{Eu}$  в мобильных фракциях (I и II) до 7–10%. Это может свидетельствовать об увеличении мобильности  $^{152}\text{Eu}$  в нижних слоях кернов. Но для  $^{152}\text{Eu}$ , в отличие от  $^{60}\text{Co}$ , эффект увеличения мобильности в нижних слоях не столь значителен и требует продолжения исследований. Распределение  $^{241}\text{Am}$  по фракциям нижних слоёв кернов ДО также не отличается существенно от распределения  $^{241}\text{Am}$  для верхних слоёв, аналогично данным для  $^{152}\text{Eu}$  (рис. 1). Доля прочно связанного  $^{241}\text{Am}$  в минеральном остатке проб нижних слоёв ДО была 35–45%, что близко к  $^{241}\text{Am}$  в этой фракции верхнего слоя (25–45%). Основная доля экстрагируемого  $^{241}\text{Am}$  в нижних слоях, как и в верхних слоях, была связана с органическим веществом ДО. При этом, в отличие от  $^{152}\text{Eu}$ , для которого несколько увеличилась доля мобильных форм в нижних слоях керна ДО, для  $^{241}\text{Am}$  – такой закономерности не наблюдалось. Это может быть связано с проблемой регистрации в мобильных фракциях ДО низкой активности  $^{241}\text{Am}$ , которая была ниже предела обнаружения гамма-спектрометра.

Следовательно, высказанная гипотеза о влиянии фактора времени (разница в возрасте образования нижних и верхних слоёв кернов ДО составила 35 лет) на потенциальную мобильность радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{241}\text{Am}$  в ДО не получила достоверного подтверждения. Для  $^{152}\text{Eu}$  эта гипотеза частично подтвердилась результатами увеличения мобильных форм (Фракции I и II) в нижних слоях кернов ДО. Высказанная гипотеза может быть справедлива только для  $^{60}\text{Co}$ , поскольку в нижних более ранних по времени образования слоях ДО было выявлено как уменьшение доли  $^{60}\text{Co}$  в минеральном остатке (Фракция VI), так и значительное увеличение доли  $^{60}\text{Co}$  в мобильных и потенциально мобильных формах (Фракции I–IV) (рис. 1). Однако механизм трансформации формы  $^{60}\text{Co}$  в неразложившемся минеральном остатке ДО спустя длительное время и переход  $^{60}\text{Co}$  в мобильные и потенциально мобильные формы неизвестен и требует дополнительных исследований. Отмеченные случаи 100% доли радионуклидов  $^{60}\text{Co}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в неразложившемся минеральном остатке (Фракция VI) верхних слоёв (рис. 1) могут быть объяснены присутствием труднорастворимых радиоактивных частиц, которые ранее были обнаружены в пойме реки Енисей [19]. Факт существенной разницы в удельной активности радионуклидов ( $^{241}\text{Am}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ) между верхними и нижними слоями кернов ДО (табл. 2), а также между поверхностными слоями ДО одного района отбора спустя 14 лет (табл. 2) не повлиял существенно на характер распределения радионуклидов по фракциям и потенциальную мобильность (рис. 1). Долговременное сохранение высокой потенциальной мобильности таких радионуклидов как  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$ , а также увеличение со временем потенциальной мобильности  $^{60}\text{Co}$  в ДО позволяет рассматривать эти радионуклиды как потенциально биодоступные в экосистеме реки Енисей.

Таким образом, в результате использования метода последовательного химического фракционирования ДО получены новые оценки потенциальной мобильности техногенных радионуклидов ( $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$  и  $^{241}\text{Am}$ ) в поверхностных и нижних слоях кернов ДО р. Енисей спустя 12 лет после остановки реактора. Высокая потенциальная мобильность радионуклидов  $^{241}\text{Am}$  и  $^{152}\text{Eu}$  сохраняется длительное время как для поверхностных слоёв кернов ДО, так и для нижних более возрастных слоёв ДО. Для  $^{60}\text{Co}$  впервые показано увеличение его потенциальной мобильности в нижних более ранних по времени образования слоях ДО, по сравнению

с верхними слоями. Для радионуклида  $^{137}\text{Cs}$  высокая прочность связывания с минеральным веществом ДО (близкая к 100%) не изменяется во времени. Сохранение длительное время высокой потенциальной мобильности отдельных техногенных радионуклидов в ДО, независимо от их удельной активности, необходимо учитывать при прогнозе биодоступности радионуклидов в экосистеме реки Енисей.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично за счёт средств гранта Российского научного фонда № 24-27-20003, Красноярского краевого научного фонда.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Vakulovsky S. M., Kryshch I. I., Nikitin A. I., Savitsky Y. V., Malyshev S. U., Tertyshnik E. G.* Radioactive contamination of the Yenisei River // *J. Environ. Radioactivity*. 1995. V. 29. P. 225–236.
2. *Болсуновский А. Я., Ермаков А. И., Мясоедов Б. Ф., Новиков А. П., Соболев А. И.* Новые данные по содержанию трансурановых элементов в донных отложениях реки Енисей // *ДАН*. 2002. Т. 387. № 2. С. 233–236.
3. *Сухоруков Ф. В., Дегерменджи А. Г., Белолуцкий В. М., Болсуновский А. Я., Ковалев С. И., Косолапова Л. Г., Мельгунов М. С., Панута В. Ф.* Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал “Гео”, 2004. 286 с.
4. *Linnik V. G., Brown J. E., Dowdall M., Potapov V. N., Nosov A. V., Surkov V. V., Sokolov A. V., Wright S. M., Borghuis S.* Patterns and inventories of radioactive contamination of island sites of the Yenisey River, Russia // *J. Environ. Radioactivity*. 2006. V. 87. P. 188–208.
5. *Bolsunovsky A.* Artificial radionuclides in sediment of the Yenisei River // *Chemistry and Ecology*. 2010. 26 (6). P. 401–409.
6. *Semizhon T., Röllin S., Spasova, Y., Klemt E.* Transport and distribution of artificial gamma-emitting radionuclides in the River Yenisei and its sediment // *J. Environ. Radioactivity*. 2010. V. 101, P. 385–402.
7. *Болсуновский А. Я., Дементьев Д. В., Вахрушев В. И.* Масштабный перенос техногенных радионуклидов по течению реки Енисей во время экстремального паводка 1966 года // *ДАН. Науки о земле*. 2021. Т. 498. № 2. С. 189–194.

8. Отчет по экологической безопасности ГХК за 2021 год. Железногорск. 48 с. [https://sibghk.ru/images/pdf/eco/ghk\\_corep\\_2021.pdf](https://sibghk.ru/images/pdf/eco/ghk_corep_2021.pdf)
9. *Bolsunovsky A., Dementyev D., Trofimova E.* Biomonitoring of radioactive contamination of the Yenisei River using aquatic plants // *J. Environ. Radioactivity*. 2020. V. 211. Art. № 106100.
10. *Tessier A., Campbell P. G. C., Bisson M.* Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // *Analytical Chemistry*. 1979. V. 51 (7). P. 844–851.
11. *Salbu B., Lind O. C., Skipperud L.* Radionuclide speciation and its relevance in environmental impact assessments // *J. Environ. Radioactivity*. 2004. V. 74. Issues 1–3. P. 233–242.
12. *Hlavay J., Prohaska T., Weisz M., Wenzel W. W., Stingeder G. J.* Determination of trace elements bound to soil and sediment fractions (IUPAC Technical Report) // *Pure and Applied Chemistry*. 2004. V. 76. No 2. P. 415–442. <https://doi.org/10.1351/pac200476020415>
13. *Bacon J. R., Davidson C. M.* Is there a future for sequential chemical extraction? // *Analyst*. 2008. V. 133. P. 25–46. DOI: 10.1039/b711896a.
14. *Skipperud L., Brown J., Fifield L. K., Oughton D. H., Salbu B.* Association of plutonium with sediments from the Ob and Yenisey rivers and estuaries // *J. Environ. Radioactivity*. 2009. V. 100. P. 290–300.
15. *Болсуновский А. Я., Дегерменджи А. Г.* Сравнение миграционной способности урана и техногенных радионуклидов в донных отложениях реки Енисей // *ДАН*. 2013. Т. 448. № 5. С. 571–575.
16. *Павлоцкая Ф. И., Горяченкова Т. А., Казинская И. Е., Новиков А. П., Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Струков В. Н., Шишкунова Л. В., Мясоедов Б. Ф.* Формы нахождения и миграционное поведение Pu и Am в пойменных почвах и донных отложениях реки Енисей // *Радиохимия*. 2003. Т. 45. № 5. С. 471–478.
17. *Вахрушев В. И., Болсуновский А. Я., Деметьев Д. В.* Использование радиоизотопных методов для хронологии поступления Cs-137 в донные отложения реки Енисей // *Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле*. 2023. Т. 33. Вып. 2. С. 178–190.
18. *Manakhov D. V., Emelyanov A. M., Karpukhin M. M., Lipatov D. N., Agapkina G. I., Mamikhin S. V.* Comparison of methods for assessment of radionuclide speciation in soils // *Biology Bulletin*. 2019. V. 46. P. 1671–1678.
19. *Bolsunovsky A., Melgunov M., Chuguevskii A., Lind O. C., Salbu B.* Unique diversity of radioactive particles found in the Yenisei River floodplain // *Scientific Reports*. 2017. 7. Art. № 11132. P. 1–10.

## NEW DATA ON POTENTIAL MOBILITY OF ARTIFICIAL RADIONUCLIDES IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE YENISEI RIVER

A. Ya. Bolsunovsky<sup>a,#</sup>, R. V. Borisov<sup>a,b</sup>, D. V. Dementyev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Biophysics, Federal Research Center “Krasnoyarsk Science Center” Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Chemistry and Chemical Technology, Federal Research Center “Krasnoyarsk Science Center” Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: radecol@ibp.ru*

The present study shows that after the shutdown of the nuclear reactor at the Mining-and-Chemical Combine (MCC) of Rosatom in 2010, artificial radionuclides (<sup>60</sup>Co, <sup>137</sup>Cs, <sup>152</sup>Eu, and <sup>241</sup>Am) are still detected in the bottom sediments (BS) of the Yenisei River in the MCC affected area. The paper, for the first time, reports results of the study comparing potential mobility of artificial radionuclides in the surface and lower layers of the Yenisei BS long after the shutdown of the MCC nuclear reactor. The mobility of radionuclides was estimated using the well-known procedure of sequential extraction of BS. A new finding is that potential mobility of <sup>60</sup>Co is higher in the lower (older) BS layers compared with the upper ones. Radionuclide <sup>137</sup>Cs is strongly bound with mineral solids of BS (approaching 100%) regardless of the time factor. The new data showing that <sup>241</sup>Am and <sup>152</sup>Eu retain their high potential mobility in the BS over long periods and that <sup>60</sup>Co potential mobility increases over time suggest potential bioavailability of these radionuclides in the Yenisei River ecosystem.

*Keywords:* bottom sediments, the Yenisei River, artificial radionuclides, sequential extraction procedure, mobile forms of radionuclides, time factor

УДК 550.47:556.54

## ПРИРОДА УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МОРЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2024 г. И. А. Немировская\*, А. В. Храмова, член-корреспондент РАН С. К. Гулев

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 18.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Определены концентрации и состав углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) с помощью молекулярных маркеров в донных осадках Гренландско-Норвежского бассейна и Баренцева моря (84 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” 2021 г.). Исследованиями были охвачены: глубоководная часть Гренландской котловины, северная часть Восточно-Гренландского хребта, приразломная зона в районе соединения хребтов Мона и Книповича, Западная и Северо-Западная оконечности континентального шельфа Шпицбергена (хребет Вестнесса, плато Ермак, бассейн Софии и трог Хинлопен), пролив Фрама, район желоба Орли с пересечением трога Эрик-Эриксона и центральная часть Баренцева моря. Установлен широкий диапазон концентраций  $C_{\text{орг}}$  (0.25% – 2.71%), АУВ (7–182 мкг/г) и ПАУ (23–1918 нг/г) в поверхностных донных осадках. Распределение УВ определяют процессы, происходящие в осадочной толще (изменение Eh и флюидные потоки), в меньшей степени – литотип осадков. Поэтому в толще осадков в составе алканов происходит образование автохтонных компонентов, а в составе ПАУ – нафталинов.

*Ключевые слова:* алифатические и полициклические ароматические углеводороды, Гренландско-Норвежский бассейн, Баренцево море, донные осадки, флюидные потоки

DOI: 10.31857/S2686739724080068

### ВВЕДЕНИЕ

Повсеместное распространение в водных объектах углеводородов – УВ, активное их участие в протекающих физико-химических и биохимических процессах, взаимодействие с водными организмами, а также поступление нефтяных УВ из различных источников приводит к сложностям в определении их происхождения [1–3]. Получение достоверных оценок характеристик УВ и их роли в углеродном балансе океана и морей является одной из важных задач по созданию системы мониторинга климатических изменений и климатически активных веществ согласно Распоряжению Правительства РФ от 29.10.2022 г. № 3240-р [4]. При инвентаризации источников нефтяных УВ в Мировом океане был сделан вывод, что основное их количество (46% от суммы 1300 тыс. т) поступает при природном высачивании из осадочной толщи [2]. Баренцево-Норвежский регион относится к наиболее крупному нефтегазоносному

бассейну Арктики [5], на побережье которого активно ведется хозяйственная деятельность [6]. Цель настоящего исследования – определить концентрации и состав УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в донных осадках Гренландско-Норвежского бассейна и Баренцева морей, для установления их происхождения.

Пробы отобраны в августе 2021 г. в 84 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Исследованиями были охвачены [7]: глубоководная часть Гренландской котловины, северная часть Восточно-Гренландского хребта, приразломная зона в районе соединения хребтов Мона и Книповича, Западная и Северо-Западная оконечности континентального шельфа Шпицбергена (хребет Вестнесса, плато Ермак, бассейн Софии и трог Хинлопен), пролив Фрама, район желоба Орли с пересечением трога Эрик-Эриксона и центральная часть Баренцева моря (рис. 1).

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для отбора проб донных осадков использовали дночерпатель “Океан-50” и мультикорер

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шириова Российской Академии наук, Москва, Россия  
\*e-mail: nemir44@mail.ru



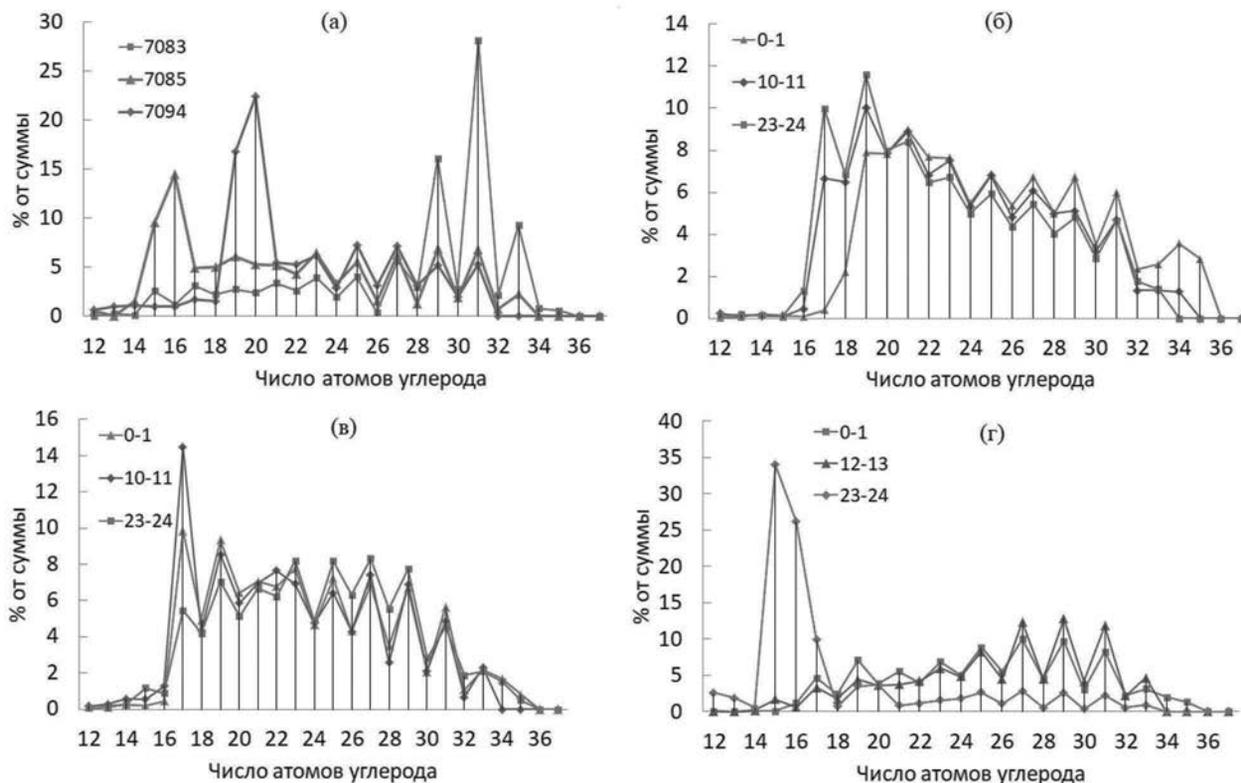


Рис. 2. Состав алканов в поверхностных донных осадках (а), и в осадочной толще; — ст. 7063 (б), ст. 7102 (в) и ст. 7105 (г).

в осадках пролива Фрама УВ имели другую природу. В этом районе проходят два основных течения: теплое Западно-Шпицбергенское и холодное Восточно-Гренландское, благодаря которым происходит обмен между арктическими и атлантическими водными массами [10]. В краевой зоне таяния льдов (MIZ) происходит увеличение продуктивности фито- и зоопланктона, согласно данным, полученным в это время, до  $450\text{--}650 \text{ мгСм}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$  [11]. Повышенные концентрации питательных веществ, высокая продукция фитопланктона, а также максимальные потоки взвешенного органического вещества, в сочетании с высокими скоростями вертикального осаждения приводит к накоплению органических соединений в поверхностных донных осадках [12, 13]. Быстрое опускание холодных вод, способствует сохранению УВ, и их аккумулярованию в донных осадках. Согласно нашим данным, состав алканов сильно различался даже при высоких концентрациях АУВ (рис. 2 а). В осадках ст. 7085 в составе алканов доминировал в низкомолекулярной области гомолог  $n\text{-C}_{16}$ , имеющий микробальное происхождение. В результате отношение низко- к высокомолекулярным алканам ( $L/H = \sum(C_{9-24})/\sum(C_{25-35})$ ) возрастало

до 2.0, а значение СРІ (отношение нечетных к четным гомологам при  $C > 25$ ) составило всего 1.51. Напротив, в осадках ст. 7083 доминировали высокомолекулярные нечетные терригенные гомологи, значение  $L/H$  уменьшалось до 0.37, а величина СРІ увеличивалась до 3.99. Различная природа УВ приводит к столь большому диапазону концентраций УВ в донных осадках.

Разрез вдоль хребта Вестнесса к западу от арх. Шпицберген проходил в зоне наиболее известных мест активного выхода метана со дна [14, 15]. Максимальное содержание в этом районе  $C_{\text{орг}}$  (2.25%), АУВ (49 мкг/г), и ПАУ (1224 нг/г) приурочено к ст. 7063, расположенной в зоне конуса выноса фьорда (залив Хорсунн) на глубине 319 м. В толще осадка (ниже 1 см) при переходе от окисленных к восстановленным слоям содержание АУВ неравномерно увеличивалось, с наиболее высокими концентрациями на горизонте 10–11 см (82 мкг/г) и 15–16 см (81 мкг/г). Даже и в нижних слоях керна (22–24 см) их содержание также оставалось довольно высоким (66–49 мкг/г), как и содержание  $C_{\text{орг}}$  (2.08–2.01%). Примечательно, что осадок имел сильный запах сероводорода. Состав алканов указывал на интенсивные

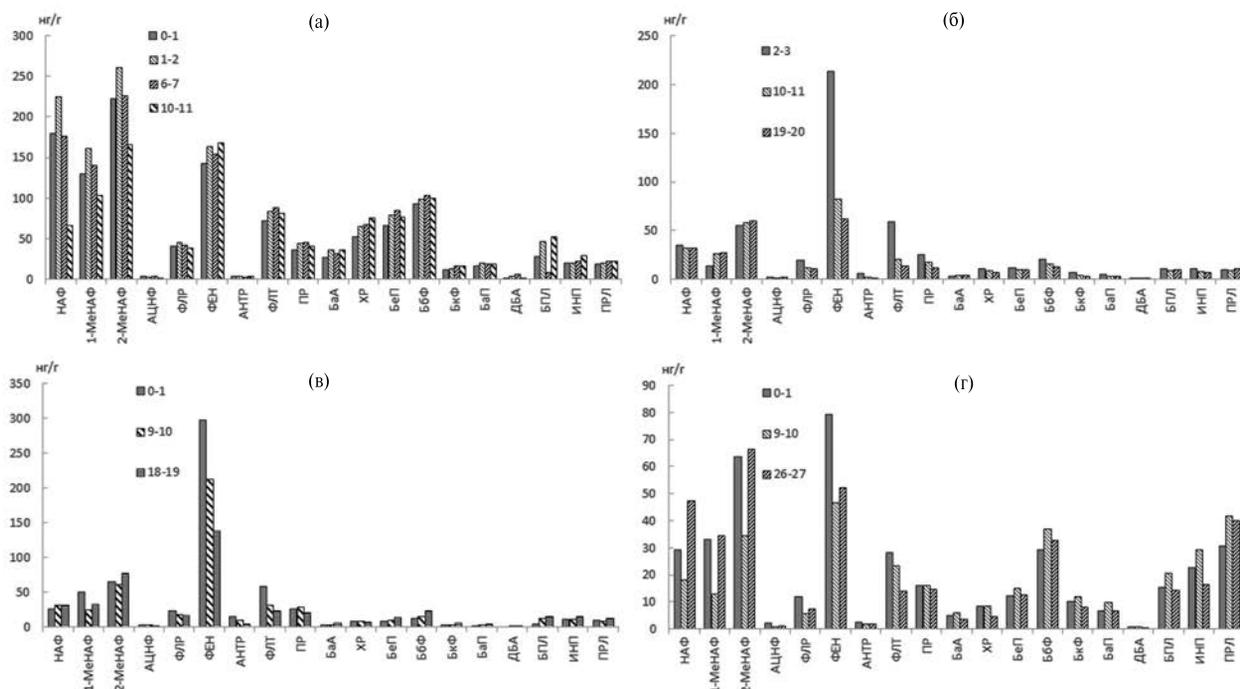


Рис. 3. Изменение состава ПАУ с глубиной захоронения на станциях 7063 (а), ст.7094 (б), ст. 7102 (в) и ст.7105 (г)

автохтонные процессы (рис. 2 б). Отношение L/H возрастало с глубиной захоронения от 0.95 до 1.85, достигая максимума на горизонте 23–24 см, так же, как отношение пристан/фитан, с максимальной величиной 0.85.

Иное распределение в толще осадка на ст. 7063 наблюдалось для ПАУ. Их концентрации резко уменьшались в поверхностных горизонтах (от 1224 нг/г до аналитического нуля), а на гор. 7–8 см, вновь возрастали, в нижнем слое керна полиарены отсутствовали. При этом в составе ПАУ к гор. 10–11 см. уменьшалось количество 2-4 кольчатых на фоне увеличения 5-6 кольчатых гомологов, так как отношение  $\Sigma$ легких/ $\Sigma$ тяжелых уменьшалось с 1.6 до 1.0 (рис. 3 а). Примечательно, что в осадочной толще ст. 7063 наблюдалась зависимость между распределением  $C_{орг}$  и влажностью осадка ( $r = 0.58$ ,  $n = 25$ ), и полностью отсутствовали связи между распределением АУВ и  $C_{орг}$  ( $r = -0.38$ ) и углеводородными классами:  $r(АУВ-ПАУ) = -0.23$ .

В поверхностном слое осадков на станциях 7068 и 7087, отобранных в покмарках Луми и Лунде, расположенных в зоне холодных метановых сипов, содержание АУВ было довольно низким, как в пересчете на сухую массу (36–43 мкг/г), так и в составе  $C_{орг}$  (0.19–0.26%), В составе алканов преобладали низкомолекулярные гомологи.

В осадках бассейна Софии в Северном Леводитом концентрации АУВ были еще ниже: 24–30 мкг/г. Тем не менее, в окисленном алевроито-пелитовом или темно-коричневого цвета на ст. 7078 увеличивалось содержание, как АУВ (62 мкг/г), так и ПАУ (1222 нг/г). Однако в составе  $C_{орг}$  доля АУВ в этом районе не превышала 0.39%.

Содержание УВ повышалось на севере Баренцева моря в трогах Орли и Эрик-Эриксен: для АУВ до 73 мкг/г (ст. 7100), а для ПАУ до 1424 нг/г, (ст. 7101). В этом районе на акустических разрезах были выявлены многочисленные признаки неотектонической активности [16]. Формирование современной морфоструктуры и рельефа трогов происходит при непосредственном влиянии глубинных процессов.

Однако максимальное содержание ПАУ (1848–1918 нг/г), на фоне довольно низких концентраций АУВ (21–63 мкг/г), приурочено к шельфу Шпицбергена (станции 7090, 7091, 7095). Эта аномалия была отмечена ранее [2, 8, 17–19]. Уровни и состав полиаренов здесь формируют эродированные угольные породы архипелага. В составе ПАУ доминировали нафталин и его гомологи, образующиеся в осадочной толще, так как их количество практически не изменялось с глубиной захоронения (рис. 3 б).

Необычное распределение УВ в толще осадков (колонка 31 см) установлено на ст. 7102, расположенной на севере Баренцева моря восточнее о. Белый при пересечении трога Эрик Эриксен (рис. 1). Здесь в алевро-пелитовом биотурбированном иле содержание  $C_{орг}$  неравномерно уменьшалось с глубиной захоронения в интервале 2.65–2.0%, в среднем 2.24, так же, как и АУВ – 47–22, в среднем 31 мкг/г. В составе алканов при переходе от окисленного ила к восстановленному и изменении Eh от 175 (гор. 0–1 см) до –137 (гор. 10–11 см) происходило резкое образование автохтонного алкана  $n-C_{17}$ . (рис. 2 в), и отношение  $C_{17}/C_{25}$  (2.25) в 4.7 раз превышало его значение по сравнению с гор. 9–10 см. Содержание ПАУ на ст. 7102 также уменьшалось в толще осадка: от 931 до 459 нг/г. Их концентрации возрастали при переходе от поверхностного окисленного к восстановленному слою (1–2 см) до 1686 нг/г. В отличие от ст. 7063 нафталины здесь не относились к доминирующим гомологам (рис. 3 в). Преобладал фенантрен, наиболее устойчивый и распространенный полиарен в донных осадках [1, 3].

Аномальное распределение концентраций ПАУ, которые увеличивались в нижних горизонтах керна (до 193 нг/г) было установлено в осадках ст. 7105 (рис. 3 г) [20]. Осадок на этой станции отличали довольно высокие концентрации  $C_{орг}$  как в поверхностном (2.71%), так и в нижнем (25–26 см, 2.19%) горизонтах. Напротив, содержание АУВ было довольно низким, и их величины неравномерно уменьшались с 23 мкг/г до 14 мкг/г. Однако в составе алканов в нижних горизонтах колонки происходило образование автохтонных алканов (рис. 2 г) и отношение L/H на горизонте 26–27 см было почти в 2 раза выше (1.21), чем на горизонте 24–25 см (0.61). Здесь согласно данным спутниковой радиолокации было установлено локальное скопление нефтяных slicks. Полученные данные по составу УВ подтвердили, что пленки образованы природным нефтепроявлением.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение УВ в голоценовых донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря показало, что их происхождение существенно различается в зависимости от района исследования. Соотношение молекулярных маркеров свидетельствовало о первостепенном значении процессов, происходящих в осадочной толще. При этом, как АУВ, так и ПАУ активно образуются в толще осадков, особенно в местах

разгрузки флюидов. Кроме того на их распределение оказывает влияние литотип донных осадков, первичная продукция акватории, вклад терригенного ОВ, влияние бентосных организмов и бактерий. Из-за разного генезиса АУВ и ПАУ в большинстве районах отсутствовала связь между концентрациями этих углеводородных классов, а также между УВ и  $C_{орг}$ .

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят руководство 84 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” М.Д. Кравчишину и А.А. Клювиткина, а также ст.н.с. Бudyko Д.Ф. за организацию и отбор проб донных осадков.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема № FMWE-2024-0020, обобщение материала – при поддержке Российского научного фонда: проект № 19-17-00234-П.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Немировская И. А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
2. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Ch. 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo, 2007. 87 p.
3. *Yunker M. B., Macdonald R. W., Ross P. S. et al.* Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // *Org. Geochem.* 2015. № 89–90. P. 80–116.
4. *Решетников М. Г.* Климатическая политика в России: Наука, технологии, экономика // *Проблемы прогнозирования.* 2023. № 6. С. 6–10.
5. *Каминский В. Д., Супруненко О. И., Смирнов А. Н. и др.* Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики // *Разведка и охрана недр.*, 2016. № 9. С. 136–142.
6. *Bambulyak A., Frantzen B., Rautio R.* Oil transport from the Russian part of the Barents region. Status

- Report. The Norwegian Barents Secretariat and Akvaplan-niva, Norway, 2015. 105 p.
7. *Кравчишина М. Д., Клювиткин А. А.* Основные научные проблемы осадконакопления в Европейской Арктике: материалы 84-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Геология морей и океанов. Материалы XXIV международной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2022. С. 80–84.
  8. *Немировская И. А., Храпцова А. В.* Углеводороды в воде и в донных осадках Норвежеско-Баренцево-морского бассейна // Геохимия. 2023. Т. 61. № 2. С. 173–186. doi: 10.31857/S0016752523020073. EDN: CKZCHC.
  9. *Гавшин В. М., Ланухов С. В., Сараев С. В.* Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море). Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.
  10. *Rudels B., Meyer R., Fahrbach E., Ivanov V. V., Østehus S., Quadfasel D., Schauer U., Tverberg V., Woodgate R. A.* Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 // Ann. Geophys. 2000. V. 18. № 6. P. 687–705.
  11. *Kudryavtseva E, Kravchishina M., Pautova L. et al.* Sea Ice as a Factor of Primary Production in the European Arctic: Phytoplankton Size Classes and Carbon Fluxes // J. Mar. Sci. Eng., 2023. V. 11. № 11. 2131. <https://doi.org/10.3390/jmse11112131>
  12. *Olli K., Riser W., Wassmann C., Rat'kova T., Arashkevich E., Pasternak A.* Seasonal variation in vertical flux of biogenic matter in the marginal ice zone and the central Barents Sea // J. Mar. Syst. 2002. V. 38. № 1–2. P. 189–204.
  13. *Birgel D., Stein R., Hefter J.* Aliphatic lipids in recent sediments of the Fram Strait/Yermak Plateau (Arctic Ocean): composition, sources and transport processes // Marine Chemistry. 2004. V. 88. № 3–4. P. 127–160.
  14. *Schneider A., Panieri G., Lepland A. et al.* Methane seepage at Vestnesa Ridge (NW Svalbard) since the Last Glacial Maximum // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 193. P. 98–117.
  15. *Sztybor K., Rasmussen T. L.* Diagenetic disturbances of marine sedimentary records from methane-influenced environments in the Fram Strait as indications of variation in seep intensity during the last 35 000 years // An international journal of Quaternary research. 2016. V. 46. № 2. P. 212–228. <https://doi.org/10.1111/bor.12202>.
  16. *Мороз Е. А.* Новейшая тектоника северо-западной окраины баренцевоморского шельфа // Мониторинг науки и технологии. Науки о Земле. 2016. № 4 (29). С. 6–13.
  17. *Dahle S., Savinov V., Klungsoyr J., Boitsov S., Plotitsyna N., Zhilin A., Savinova T., Petrova V.* Polyaromatic hydrocarbons (PAHs) in the Barents Sea sediments: small changes over the recent 10 years // Mar. Biol. Res. 2009. № 5. P. 101–108.
  18. *Morgunova I. P., Petrova V. I., Litvinenko I. V., Kursheva A. V., Batova G. I., Renaud P. E., Granovitch A. I.* Hydrocarbon molecular markers in the Holocene bottom sediments of the Barents Sea as indicators of natural and anthropogenic impacts // Mar. Poll. Bull., 2019. V. 149, № 12. 110587. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110587>
  19. *Boitsov S., Klungsoyr J., Jensen H.* Background concentrations of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in deep core sediments from the Norwegian Sea and the Barents Sea: a proposed update of the OSPAR commission background values for these sea areas // Chemosph. 2020. № 251. P. 1–12.
  20. *Немировская И. А., Иванов А. Ю.* Верификация данных дистанционного зондирования для определения природы углеводородов (на примере Баренцева моря) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 104–109.

## NATURE OF HYDROCARBONS IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE SEAS OF THE EUROPEAN ARCTIC

**I. A. Nemirovskaya<sup>#</sup>, A. V. Khramtsova**, Corresponding Member of the RAS **S. K. Gulev**

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences*

<sup>#</sup>*E-mail: nemir44@mail.ru*

The concentrations and composition of hydrocarbons (aliphatic – AHCs and polycyclic aromatic – PAHs) were determined using molecular markers in bottom sediments of the Greenland-Norwegian basin and the Barents Sea (cruise 84 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh 2021). The research covered: the deep-sea part of the Greenland Basin, the northern part of the East Greenland Ridge, the near-fault zone in the area of the junction of the Mohn and Knipovich ridges, the Western and Northwestern extremities of the Svalbard shelf (the Vestnese Ridge, the Ermak Plateau, the Sofia Basin and the Hinlopen Trough), the Fram Strait, the Orly Trench area with the intersection of the Erik-Eriksen Trough and the central part of the Barents Sea. The distribution of HCs is determined by the processes occurring in the sedimentary strata (changes in Eh and fluid flows), and, to a lesser extent, by the lithotype of sediments. Therefore, in the thickness of sediments, autochthonous components are formed in the composition of alkanes, and naphthalenes in the composition of PAHs.

*Keywords:* aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons, Greenland-Norwegian basin, the Barents Sea, bottom sediments, fluid flows

УДК 550.4:553+553.41

## МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ АРИАДНЕНСКОГО МАССИВА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

© 2024 г. Академик РАН А. И. Ханчук, В. П. Молчанов\*, Д. В. Андросов

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 28.03.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

Приведены результаты детальных минералого-геохимических исследований благородных металлов из ультраосновных пород Ариадненского массива (Сихотэ-Алинский орогенный пояс). Выявлено присутствие несколько разновидностей золота, отличающихся различным соотношением Ag, Cu и Hg. Среди минералов платины преобладает изоферроплатина. Изотопный состав сульфидов ультрабазитов отвечает мантийному источнику, в то время как базиты характеризуются изотопно-лёгкой серой, указывая на возможность участия в рудогенезе коровых пород. Изотопно-углеродный анализ магматических пород свидетельствует о присутствии в них производных глубинных флюидов и изотопно-лёгкого биогенного вещества осадочных пород. Приведённые данные показывают, что в формировании рудоносных интрузий ультрабазит-базитов участвовали мантийные и коровые процессы. Ассоциация ильменита, золота и платины в ультрабазит-базитах, производная этих процессов, может служить в качестве поискового критерия для обнаружения промышленно-перспективных источников стратегических металлов.

*Ключевые слова:* золото, платина, минералогия, геохимия, изотопия, ультрабазиты, базиты, Ариадненский массив, Сихотэ-Алинский орогенный пояс

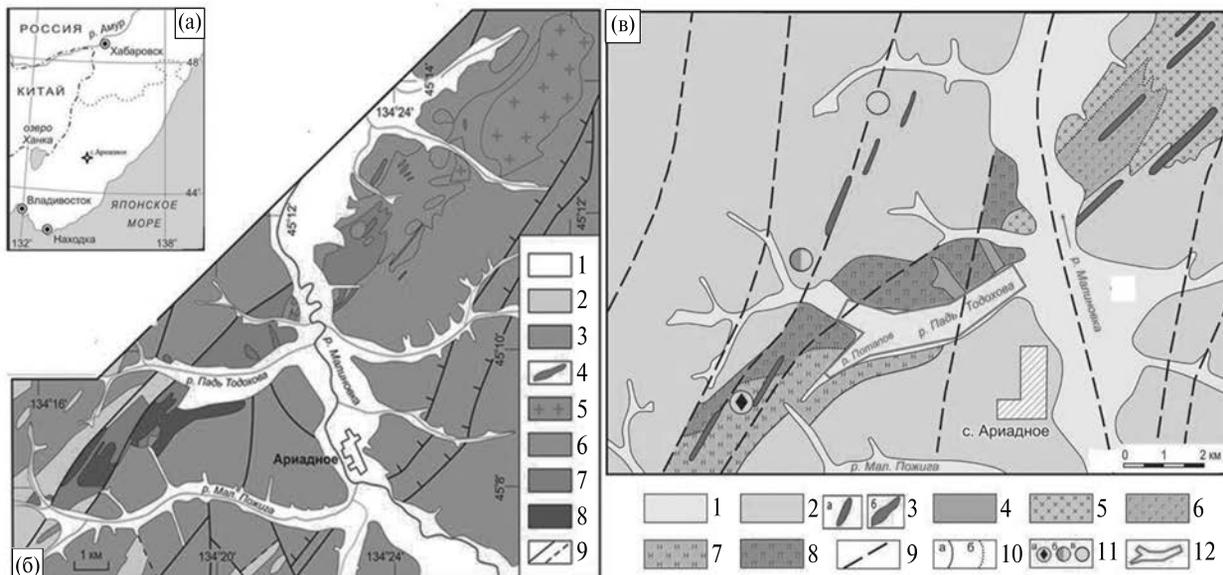
DOI: 10.31857/S2686739724080078

В обеспечении экономической и промышленной безопасности России в последние годы всё большее значение приобретают источники стратегических и критически важных металлов (Ti, Au, Pt, Nb, Ta, Sb, Cu и т.д.), незаменимых для развития наукоёмких отраслей промышленности. Открытие довольно крупных россыпей, приуроченных к массивам ультраосновных пород Сихотэ-Алинского орогенного пояса, внесло свой вклад в расширение минерально-сырьевой базы титана и золота в пределах юга Дальнего Востока России [1]. Однако благородно-редкометальный россыпной потенциал региона достаточно ограничен, поэтому остро встаёт проблема поиска коренных источников дефицитных полезных ископаемых. Нужны новые подходы к прогнозу, поиску и освоению минеральных ресурсов. Раскрытию отдельных аспектов этой проблемы способствует всестороннее изучение одного из эталонных объектов Сихотэ-Алиния – Ариадненского массива ультрабазит-базитов

и сопровождающих его проявлений благородно-редкометальной минерализации. В связи с вовлечением их в сферу промышленного освоения многие вопросы формирования оруденения, особенностей концентрирования и происхождения становятся достаточно острыми. Раскрытию отдельных аспектов обозначенной проблемы будет способствовать всестороннее изучение проявлений золотоплатиновой минерализации, выявленных авторами в ультрабазит-базитах массива.

В настоящей статье изложены первые сведения о благородных металлах магматических пород Ариадненского массива. Детальное изучение минеральных форм их нахождения, установление индикаторных свойств, особенностей площадного распространения в сочетании с изотопно-геохимическими исследованиями позволило сделать вывод о генетической принадлежности руд, а также способствовало объективной оценке как золотого, так и платинометального потенциала изученной территории. Источником информации, послужил каменный и шлиховой материал, отобранный из старых поверхностных горных выработок, обнажений коренных горных

Дальневосточный геологический институт, Дальневосточное отделение Российской Академии наук, Владивосток, Россия  
\*E-mail: vpmol@mail.ru



**Рис. 1.** Схемы геологического строения района Ариадненского массива (Б) и размещения рудно-россыпной минерализации (В). Составлены авторами с использованием материалов В.М. Лосива (1990 г.), Г.С. Белянского (2011 г.) и А.И. Ханчука [1]. А: Врезка на карте – местоположение изученной площади. Б: 1 – четвертичные отложения; 2 – ранне-среднеюрский субдукционный меланж с алевролитовым матриксом и включениями пермских и триасовых кремней, базальтов и раннеюрских кремнистых аргиллитов; 3 – среднеюрские турбидиты; 4 – поздне меловые интрузии и дайки основного и кислого состава; 5–8 – породы Ариадненского массива: 5 – граниты; 6 – габбро-диориты, диориты, монцодиориты и сиениты; 7 – габбро, ильменитовые габбро; 8 – перидотиты и пироксениты; 9 – разломы. В: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – ранне-среднеюрские турбидиты и субдукционный меланж аккреционной призм с включениями позднепалеозойских и нижнемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов; 3 – дайки основного (а) и кислого (б) состава (K<sub>2</sub>); 4 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K<sub>2</sub>); 5–8 – породы Ариадненского массива (K<sub>1</sub>); 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – габбро с ильменитом и шлирами перидотитов; 8 – перидотиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – границы разновозрастных стратиграфических и интрузивных образований: достоверные (а), фациальные (б); 11 – месторождение и рудопроявления: Ариадненское (а), Тодоховское (б), Конторское (в); 12 – контур золото-ильменитовой россыпи.

пород и рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Малиновка, входящей в систему водосбора р. Усури (правый приток р. Амур).

Поставленные задачи решались с использованием минералого-геохимических и изотопно-геохимических методов исследований. Минералогические исследования осуществлялись с применением сканирующего электронного микроскопа EVO-500XVP с системой анализа INCA Energy 350 “Oxford Instruments”. Образцы для микроанализа готовили в виде полированных шайб с запрессованными в них эпоксидной смолой минеральными зёрнами. Полученные искусственные монтировки предварительно изучались в отражённом свете оптического микроскопа. Далее на поверхности образцов в вакууме на установке СС 7650 (“Quarum Technologies Ltd.”, Великобритания) напыляли проводящий слой углерода толщиной до 20 нм для последующих аналитических исследований.

Анализ микроэлементного состава проб выполнен на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500с (“Agilent Technologies”, Япония), оборудованном распылителем Бабингтона, охлаждаемой распылительной камерой Скотта заземлённой горелкой Фассела. Определение петрогенных элементов проводилось на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP 6500 Duo (ИСП-АЭС) (“ThermoScientific”, США).

Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [2].

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен лазерным методом с использованием фемтосекундной лазерной абляции NWR Femto [3]. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (“ThermoFinnigan”, Bremen, Germany)

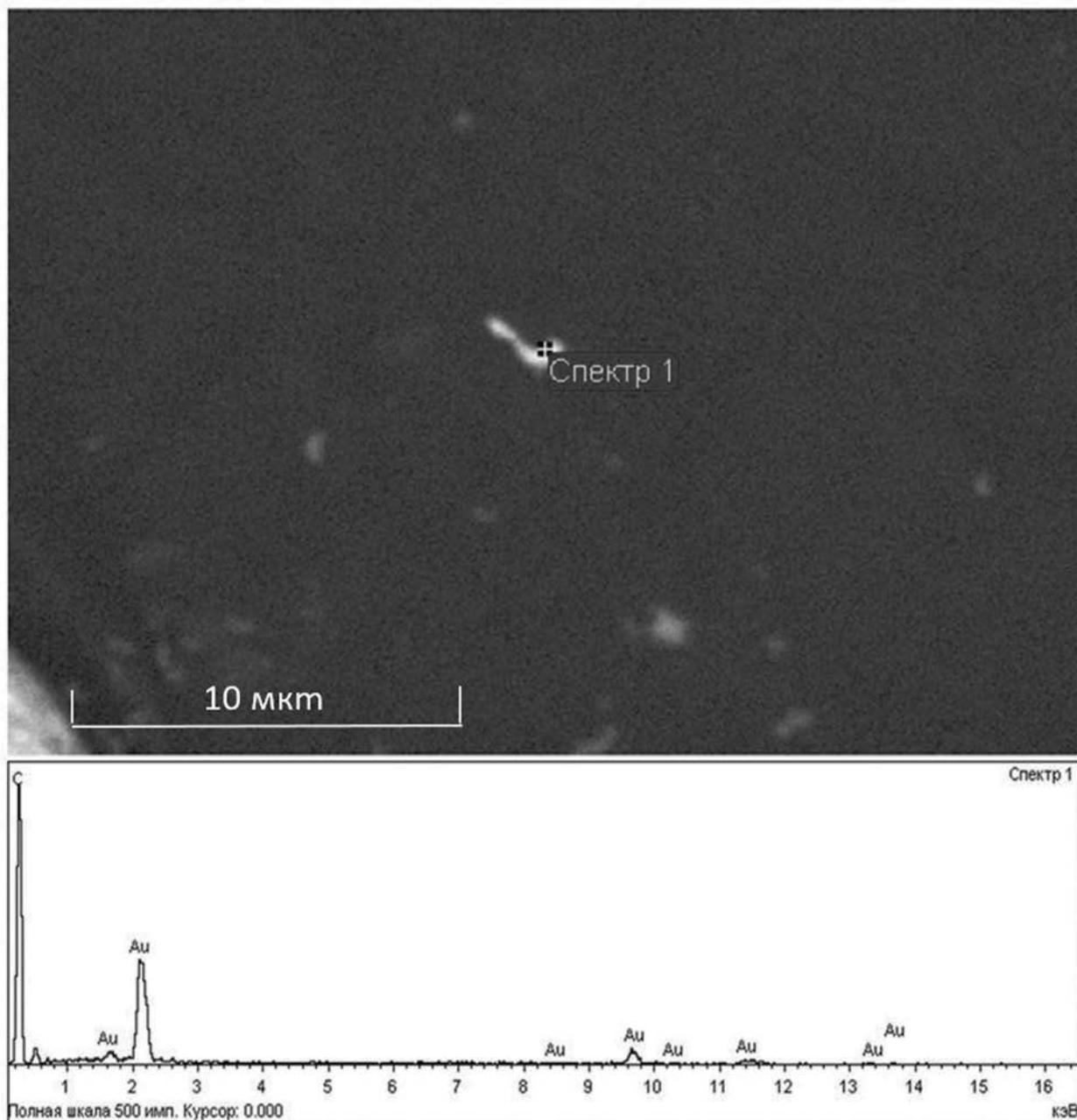


Рис. 2. Изображение беспримесной золотины с соответствующим энергодисперсионным спектром.

с использованием двойной системы напуска. Определения изотопного состава приведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Погрешность определения  $\delta^{34}\text{S}$  составляла  $\pm 0.2\%$ .

Изотопный анализ углерода в магматических породах выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов

к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [4]. Воспроизводимость метода составляет  $\pm 0.1\%$ .

В геологическом строении изученной площади, расположенной в центральной части Приморского края, принимают участие среднеюрские турбидиты и микститы (субдукционный меланж) аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и раннемезозойских

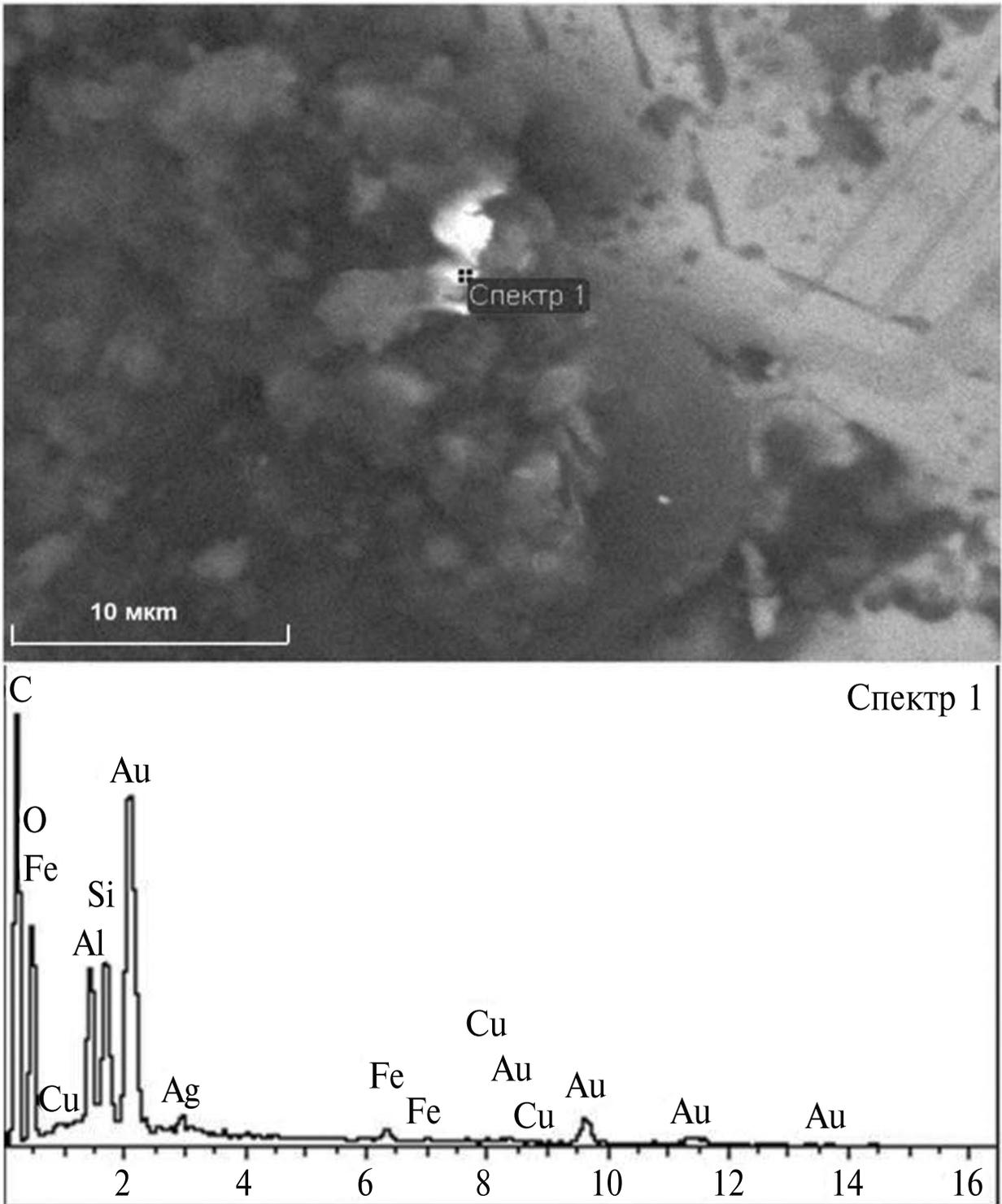


Рис. 3. Изображение частицы медистого золота с соответствующим энергодисперсионным спектром.

океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов (рис. 1 а, б).

Вулканогенно-осадочные породы прорваны Ариадненской интрузией ультраосновного

состава, юго-западная часть которой сложена ультраосновными породами первой фазы внедрения – перидотитами и оливиновыми пироксенитами, постепенно переходящими к центру

в ильменитовые и амфиболовые габбро. На северо-востоке интрузии преобладают диориты, монцодиориты и сиениты второй фазы. Ко второй фазе отнесены также немногочисленные маломощные дайки диабазов, сиенитов, трахибазальтов и умеренно-щелочных пикритов в интрузии первой фазы и во вмещающих массив роговиках, а также своеобразные дайки флюидоэксплозивных брекчий умеренно-щелочных пикритов, приуроченные к ЮВ-экзоконтакту плутона. Возможно, что граниты на СВ-окончании массива являются фазой Ариадненского массива [1]. В центральной части массива в ильменитовых габбро локализованы Ариадненское золото-титановое месторождение с россыпями р. Падь Тодохова и кл. Потапова, в эндоконтакте – золото-сурьмяные образования Тодоховского рудопроявления, а в околоинтрузивной зоне – золото-медное Конторское рудопроявление (рис. 1 в).

Изученные ультраосновные (перидотиты и пироксениты) и основные (ильменитовые габбро) породы массива образуют единую серию с постепенным накоплением редких и редкоземельных элементов в более дифференцированных разновидностях. Одной из их отличительных черт является присутствие первичной (магматической) благороднометалльной минерализации. Как показали наши исследования, в перидотитах и пироксенитах концентрации золота редко превышают 0.02–0.03 г/т. В рудных ильменитовых габбро содержания золота колеблются в интервале от 0.03 до 0.2 г/т и лишь в единичных случаях достигают 1.0 г/т. При этом ресурсы благородных металлов оцениваются весьма высоко. Судя по фондовым материалам (Лосив, 1990 г.), прогнозные запасы золота достигают 22.5 т, а платиновых металлов – 22 т.

Для выяснения закономерностей формирования благороднометалльной минерализации Ариадненского массива сопоставлены результаты исследований золота и платины ультрамафитов и титаноносной россыпи, продуцируемой рудными ильменитовыми габбро.

**Золото.** Самородное золото ультраосновных пород (23 зерна) по особенностям химизма подразделяется на три группы. В первую из них входят микронные выделения (рис. 2) практически беспримесного золота (проба до 1000‰).

Ко второй группе (доминирующей) относятся мелкие частицы металла ярко-жёлтого цвета размером не более 0.05 мм, основу состава макрокомпонентов у которых составляют Au (экстремум в пределах от 94.3 до 95.3 мас. %) и Ag

(3.7–5.6 мас. %). Третья группа состоит из мелких изометричных частиц золота жёлтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих высокопробных (4–5 мас. % Ag) золотин можно считать медь, содержание которой обычно колеблется в пределах 2.1–3.5 мас. % (рис. 3).

Отличительной чертой ильменитовой россыпи, продуцируемой рудными ильменитовыми габбро, является присутствие трех групп самородного золота – медистой, ртутистой и серебряистой. Первая из них представлена тонкими (менее 0.1 мм) изометричными золотиными ярко-жёлтого цвета с красноватым оттенком средней пробы (850–900 ‰), характеризующихся постоянным присутствием Cu (0.1–3.2 ат. %). Во вторую входят мелкие зёрна (менее 0.1 мм) изометричных очертаний, примечательных постоянным присутствием примеси Hg: от 3.5 до 4.3 мас. %. Концентрации Au и Ag колеблются соответственно от 53.7 до 55.4 и от 39.1 до 41.5. Они характеризуются невысокой устойчивостью в гипергенных условиях. Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны, в которой практически полностью отсутствует Hg. Схожие изменения претерпело гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала, тяготеющих к интрузиям ультрабазитов [5]. Третья группа состоит из низко-, средне- и высокопробных разновидностей золото-серебряных природных сплавов. Наиболее широко представлены золотины средней пробы. Макроскопически эти обособления – комковидные (до 0.3 мм в поперечнике), редко пластинчатые частицы жёлтого цвета. Поверхность частиц – мелкаямчатая, окатанность – средняя, иногда плохая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний значений пробы от 850 до 930‰.

Ртутистый и медистый состав примесей в самородном золоте россыпей [6, 7] является важным информативным признаком “ультрабазитового” типа коренного источника. Так, находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к комплексам урало-алаянского типа [5, 8]. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует близость макросоставов шлихового золота “ультрамафитового” профиля и его аналогов из ультраосновных пород. Факт сохранения геохимических характеристик россыпных золотин первично-магматического генезиса имеет

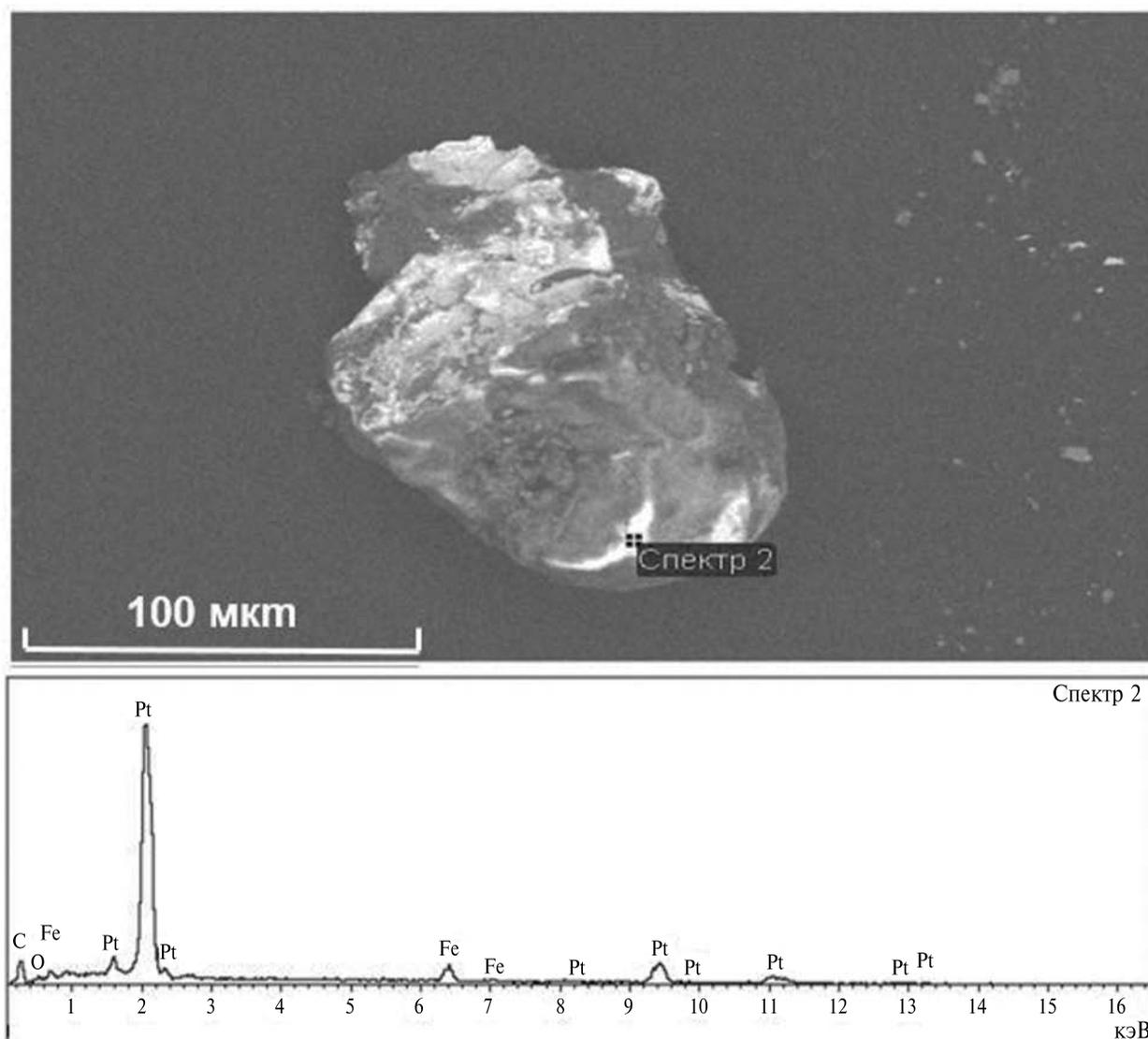


Рис. 4. Морфология выделения изоферроплатины.

принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также оценке перспектив ресурсного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока но и других регионов.

**Платина.** Минералы платиноидов, выделенные из протопочек ультрабазитов, образуют округлые, комковидные зёрна (рис. 4). Размер их варьирует в пределах 0.05–0.15 мм. Анализ 7 изученных зёрен с применением сканирующей электронной микроскопии показал, что их можно отнести к изоферроплатине (Pt от 88.5 до 90.1 мас. %), по составу соответствующей формализованной формуле  $Pt_3Fe$ .

Поверхности зёрен изоферроплатины фрагментарно покрыты наноразмерной плёнкой

толщиной порядка 500–600 нм, состоящей из углерода, железа, циркония, кремния, хлора и серы (рис. 5). На ней обнаружены микронные изометричные выделения сульфида платины – куперита (Pt от 84.4 до 86.1, S от 10.8 до 15.6 мас. %). Исходя из взаимоотношений минералов, можно заключить, что метасоматические преобразования Fe–Pt-сплавов осуществлялись с выносом Pt и привнесом S. Из литературных источников известно об интенсивных преобразованиях платиноидов при серпентинизации ультрабазитов [9]. В нашем случае можно предположить, что изменение платиноидов происходило в процессе гидротермальной переработки на поздних этапах ультрабазитового магматизма.

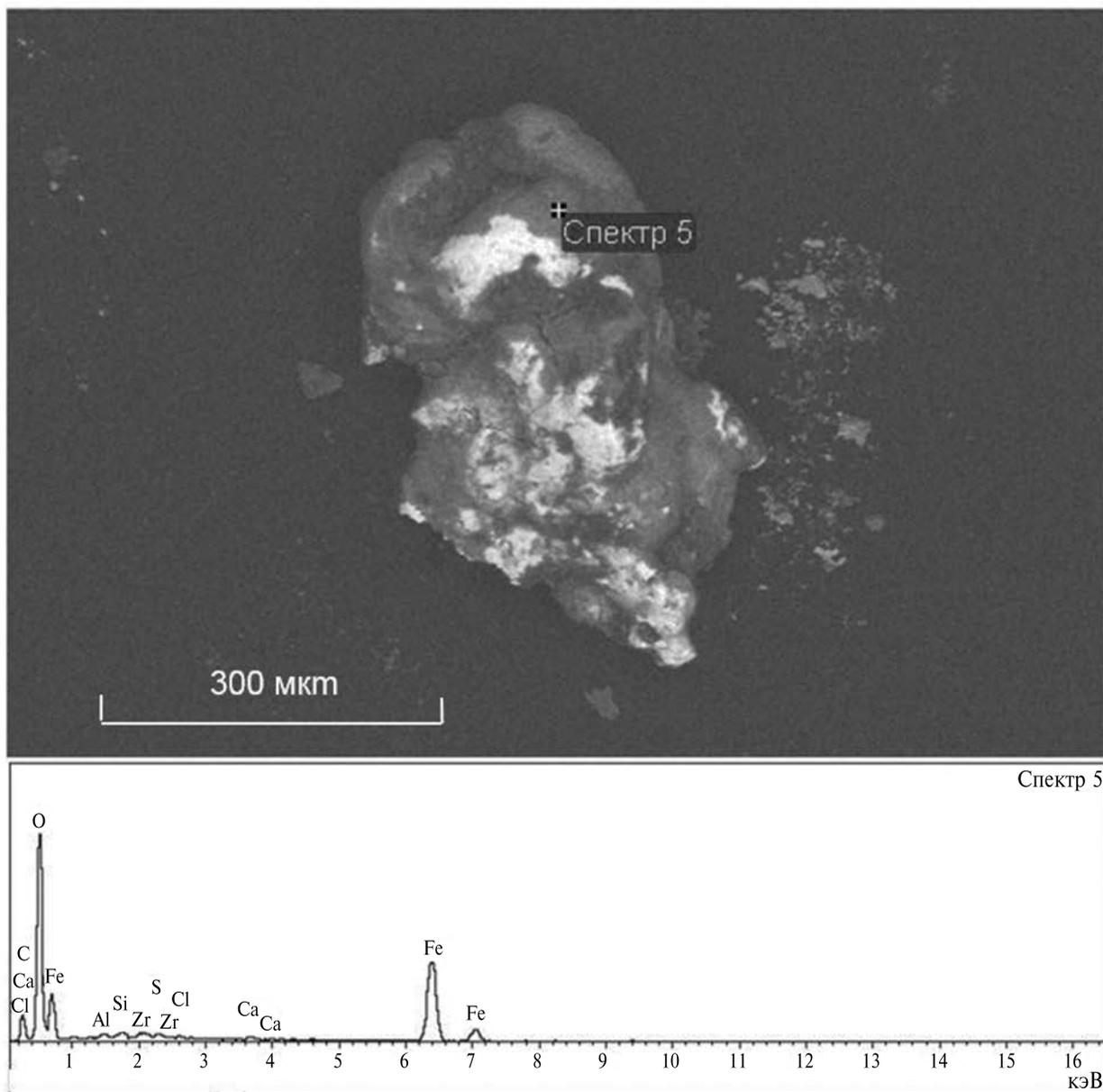


Рис. 5. Изображение плёнки на зерне изоферроплатины с соответствующим энергодисперсионным спектром.

Шлиховая платина россыпи обычно встречается в виде комковатых обособлений неправильной или овальной, уплощённой формы, в поперечнике не превышающих 0.3 мм.

Анализ изученных 8 зёрен показывает, что они представлены фазами системы Pt–Fe, где ведущим минералообразующим элементом является Pt (87.1–90.8 мас. %). Их можно отнести, используя известную номенклатуру [10], к изоферроплатине с концентрацией Fe+Cu в интервале 25.7–27.9 ат. %. Преобладание Pt–Fe фаз в россыпях, как отмечалось ранее [11], является

типоморфным признаком их генетической связи с ультрабазит-базитовыми комплексами урало-алаякского типа. Классическими объектами этого типа являются ультрабазит-базиты Урала, Корякской складчатой области, Юга-Восточной Аляски, Китая [11–13]. Минералы системы Pt–Fe преобладают в платиноидно-золотых россыпях Приморья, тяготеющих к ультрабазит-базитам урало-алаякского типа [14, 15]. Результаты проведённых исследований дают основания полагать, что ультраосновные и основные породы Ариадненского узла активно участвовали в формировании россыпей, поставляя в них ильменит,

серебристое, медистое и ртутистое золото, изоферроплатину. Опыт геологических работ в пределах Платинового пояса Урала указывает на высокую вероятность открытия перспективных рудных объектов непосредственно в ультрамафит-мафитах, что меняет представление о критериях поиска и разведки коренных проявлений благородно-редкометальной минерализации Сихотэ-Алиня.

Для оценки источников рудного вещества был проанализирован изотопный состав серы пиритов ультраосновных пород, а также пирротина из рудных ильменитовых габбро. Изотопные характеристики серы сульфидов (12 анализов) обладают высокой степенью гомогенности, укладываясь в довольно узкий интервал значения  $\delta^{34}\text{S}$  от 0.5 до  $-1.3\text{‰}$ , отвечающий мантийному источнику серы [16]. Диапазон изменений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов рудных образований несколько облегчен. Так, значения  $\delta^{34}\text{S}$  (6 анализов) пирротина меняются от  $-3.0$  до  $-3.7\text{‰}$ . Изотопное фракционирование обусловлено, скорее всего, изменениями физико-химических характеристик рудообразующих флюидов (Еh-pH, температуры) в направлении от юга-западной (перидотиты и пироксениты) через центр интрузии (ильменитовые габбро) к её периферии, обусловивших развитие в экзоконтакте и околоинтрузивной зоне золото-сурьмяных и золото-медных образований.

Изотопно-лёгкий состав сульфидной серы разнотипных руд может свидетельствовать об участии в их формирования коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были коровые породы, обогащённые органическим веществом, контаминированные в процессе становления Ариадненской интрузии. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода. Этот сероводород участвовал как в формировании сульфидов титановых руд, так и сурьмяной и медной минерализации. Появление сурьмы и меди в рудоносных флюидах также может быть связана с их мобилизацией из корового вещества. К настоящему времени накоплен значительный материал [17], указывающий на возможность корового происхождения многих металлов, в том числе сурьмы и меди.

Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить углеродистое вещество ультрабазит-базитов, а точнее изотопный состав его углерода. Как показал элементный анализ, отличительной чертой ультраосновных пород является довольно высокая степень углеродизации

(содержание углерода в них достигают 0.3–0.5 мас. %). При этом, среди составных компонентов углеродистого вещества значимое место занимает графит. Его образование в природе, как отмечалось ранее [18], возможно при метаморфизме органического вещества, воздействии магматических интрузий на карбонатные породы, восстановлении из флюида мантийного происхождения, насыщенного  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ . Поскольку эти источники характеризуются различными величинами изотопных соотношений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , то эти параметры можно считать индикаторами генезиса графита. Так, изотопные характеристики углерода органического вещества варьируют в диапазоне  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-17$  до  $-40\text{‰}$  при средних значениях  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-26$  до  $-28\text{‰}$  [19]. Морские карбонаты ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2.0$  до  $+2.0\text{‰}$ ) и мантийный углерод (от  $-5$  до  $-7\text{‰}$ ) по изотопно-углеродному весу значительно тяжелее органического вещества [20]. Изученные магматические породы, как показал изотопно-углеродный анализ, характеризуются широким диапазоном колебаний  $\delta^{13}\text{C}$ , изменяясь в интервале от  $-17.5$  до  $-26.6\text{‰}$ , отражающим присутствие изотопно-лёгкого биогенного углерода.

Для выяснения природы углеродистого вещества партия проб магматических пород прошла обогащение флотационным методом. При этом, в качестве вспенивателя использовали сосновое масло, а в качестве собирателя – длинноцепочечный амин. Установлено, что в пенном продукте значения  $\delta^{13}\text{C}$  меняются в пределах от  $-24.1$  до  $-25.8\text{‰}$ , тогда как значения  $\delta^{13}\text{C}$  углерода камерного продукта, где концентрируются минералы благородных металлов, сдвинуты в сторону мантийного источника, характеризуясь низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-13.2$  до  $-15.9\text{‰}$ ). Полученные данные по изотопии углерода ультрабазит-базитов позволяет полагать, что в формировании сингенетичной им рудной минерализации участвовала по меньшей мере два изотопно-контрастных источника: флюиды мантийного происхождения и осадочные породы с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-13.2$  до  $-26.6\text{‰}$ ) отражает различный вклад биогенного углерода [19]. В любом случае, одним из главных поставщиков углерода при формировании рудного вещества Ариадненской интрузии были глубинные флюидные потоки.

Таким образом, выполненные исследования позволили установить присутствие в ультрабазитах Ариадненского массива золото-платиноидной минерализации близкой рудам

урало-алаянского типа. Выделено четыре разновидности золота, различающиеся соотношением Ag, Cu и Hg. Среди платиновых минералов преобладает изоферроплатина. Установлено, что изотопный состав серы сульфидов перидотитов и пироксенитов соответствует мантийному источнику рудного вещества. В то же время изотопные характеристики серы сульфидов ильменитовых габбро укладываются в довольно узкий интервал, несколько облегченный относительно ультраосновных пород свидетельствуя, скорее всего, об участии в их формировании коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были осадочные породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления Ариадненской интрузии. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода. Этот сероводород участвовал в формировании рудного вещества. Изотопный состав углерода из ультрабазит-базитов также свидетельствует в пользу участия в рудогенезе углеродистого вещества черносланцевых пород околоинтрузивной зоны. Геодинамическая обстановка ультрабазитов позволяет полагать об участии в формировании рудной минерализации мантийных и коровых процессов. Ассоциация ильменита, золота и платины, производная этих процессов, может служить в качестве поискового критерия для обнаружения промышленно-перспективных источников стратегических металлов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (<https://rscf.ru/project/23-17-00093>).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Khanchuk A. I., Molchanov V. P.* The Ore Potential of the Late Mesozoic Ariadnensky Massif of Ultramafic, Mafic, and Granitoid Rocks (Sikhote-Alin Orogenic Belt) // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2023. V. 17. № 6. P. 517–530. <https://doi.org/10.1134/S1819714023060052>
2. *Ivannikov S. I., Markin N. S., Zhelezov V. V.* // *Nuclear Technology and Radiation Protection*. 2021. V. 36. № 1. P. 12–17. <https://doi.org/10.2298/NTRP2012170051>
3. *Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A., Budnitskiy S. Y., Yakovenko V. V., Vysotskiy S. V., Levitskii V. I.* Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.* 2018. № 493. P. 316–326. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.06.006>
4. *Веливецкая Т. А., Игнатьев А. В., Рейзе М. В., Куляшко С. И.* Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // *Масс-спектрометрия*. 2006. Т. 3. № 3. С. 169–174.
5. *Мурзин В. В., Малюгин А. А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
6. *Chapman R. J., Moles N. R., Bluemel B., Walshaw R. D.* Detrital Gold as an Indicator Mineral // *Geological Society, London, Special Publications: London, UK*. 2021. V. 516. P. 313–336. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.5625450.v1>
7. *Palyanova G. A., Zhegunov P. S., Beliaeva T. V., Murzin V. V., Borovikov A. A., Goryachev N. A.* Palladian Gold: Chemical Composition, Minerals in Association, and Physicochemical Conditions of Formation at Different Types of Gold Deposits // *Minerals*. 2023. № 13. P. 1019. <https://doi.org/10.3390/min13081019>
8. *Johan Z.* Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: Ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineral. Petrol.* 2006. № 87. P. 1–30. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0117-1>
9. *Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Геолком: Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Изд-во Геолкома, 1938. 61 с.
10. *Harris D. C., Cabri L. J.* Nomenclature of platinum-group-elements Allous. Review and Revision // *Can. Miner.* 1991. V. 29. P. 231–237.
11. *Сидоров Е. Г., Козлов А. П., Толстых Н. Д.* Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.
12. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 546 с.
13. *Himmelberg G. R., Loney R.* Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska // *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*. 1995. № 1564. P. 1–43.
14. *Молчанов В. П., Моусеенко В. Г., Хомич В. Г.* Минералы благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принадлежности коренных источников // *ДАН*. 2005. Т. 402. № 5. С. 661–664.
15. *Ishiwatari A., Ichiyama Y.* Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // *Inter. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 316–331.

16. *Rollinson H. R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.
17. *Озерова Н. А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
18. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
19. *Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. Berlin: Springer, 2015. 402 p.
20. *Luque F., Crespo Feo E., Barrenechea J., Ortega L.* Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history// Geoscience Frontiers. 2012. № 3. P. 197–207.

## PRECIOUS METAL MINERALS IN THE ULTRABASITES OF THE ARIADNE MASSIF (SIKHOTE-ALIN OROGENIC BELT)

**Academician of the RAS A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov<sup>#</sup>, D. V. Androsov**

*Far Eastern Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: vpmol@mail.ru*

The results of detailed mineralogical and geochemical studies of precious metals from ultrabasic rocks of the Ariadne massif (Sikhote-Alin orogenic belt) are presented. The presence of several varieties of gold has been revealed, differing in different ratios of Ag, Cu and Hg. Isoferroplatin predominates among platinum minerals. The isotopic composition of ultrabasite sulfides corresponds to the mantle source, while basites are characterized by isotope–light sulfur, indicating the possibility of participation in the oreogenesis of crustal rocks. Isotope–carbon analysis of igneous rocks indicates the presence of derivatives of deep fluids and isotope–light biogenic matter of sedimentary rocks in them. These data show that mantle and crustal processes were involved in the formation of ore-bearing intrusions of ultrabasite–basites. The association of ilmenite, gold and platinum in ultrabasic basites, a derivative of these processes, can serve as a search criterion for the detection of industrially promising sources of strategic metals.

*Keywords:* gold, platinum, mineralogy, geochemistry, isotopy, ultrabasites, basites, Ariadne massif, Sikhote-Alin orogenic belt

УДК 549.02:551.3.051:551.583

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА В ОСАДКАХ ВЫСОКОГОРНОГО ОЗЕРА САГАН-НУР (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2024 г. Э. П. Солотчина<sup>1,\*</sup>, П. А. Солотчин<sup>1</sup>, Е. В. Безрукова<sup>2</sup>, А. Н. Жданова<sup>1</sup>,  
А. А. Щетников<sup>2,3</sup>, И. В. Даниленко<sup>1</sup>, академик РАН М. И. Кузьмин<sup>2</sup>

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 08.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

Представлены результаты исследования донных отложений высокогорного озера Саган-Нур, расположенного на территории малоизученного Окинского плато (Восточный Саян). Озеро пресноводное и имеет гляциальное происхождение. Нами впервые проведены комплексные исследования минерального состава отложений озера, сформировавшихся в последние ~8600 кал. лет. Методы исследований: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, определение SiO<sub>2</sub>bio, AMS и <sup>210</sup>Pb датирование. В минеральном составе донных осадков преобладают слоистые силикаты, кварц и плагиоклаз, присутствует рентгеноаморфная компонента, состоящая из биогенного кремнезёма и органического вещества. Для корректной идентификации слоистых силикатов применялся метод математического моделирования их сложных XRD-профилей. Установлено, что ансамбль слоистых силикатов стабилен и представлен мусковитом, хлоритом, иллитом, смешанослойными иллит-смектитом и хлорит-смектитом, каолинитом. В то же время структурные характеристики этих минералов и их количественные соотношения в отложениях существенно изменялись в ответ на изменения природной среды региона, что раскрывает потенциал ряда филлосиликатов (иллит, смешанослойные минералы) как индикаторов палеоклимата в донных осадках пресноводных бассейнов. Результаты изучения вещественного состава осадков и, в особенности, прецизионный минералого-кристаллохимический анализ слоистых силикатов позволили восстановить ландшафтно-климатические обстановки седиментации и соотнести их с подэтапами голоцена.

*Ключевые слова:* озёрные отложения, слоистые силикаты, моделирование XRD-профилей, голоцен, палеоклимат, Восточный Саян

DOI: 10.31857/S2686739724080083

### ВВЕДЕНИЕ

Нестабильность климата на планете, его катастрофические аномалии и неопределённость климатического прогноза привели к заметному росту в последние годы палеоклиматических исследований. В этой связи особое значение приобретают исследования климата недавнего прошлого Земли, поскольку именно обстановки позднего кайнозоя можно рассматривать как близкие аналоги современности и/или как

потенциальные аналоги климата будущего. Острый недостаток достоверных данных о климате прошлого особенно ощущается для внутренних областей огромного Азиатского континента, в том числе для горных районов Восточного Саяна. Естественными архивами, в которых зафиксирована история развития природно-климатических обстановок со времени окончания последнего ледникового максимума, являются донные отложения озёр. На ведущую роль климатического фактора в формировании континентальных субаквальных отложений неоднократно указывал академик Н.М. Страхов [1]. Именно высокая степень влияния региональных природно-климатических обстановок на осадконакопление во внутриконтинентальных водоёмах обуславливает необходимость всестороннего изучения их донных отложений. Ценную

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии имени А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

\*E-mail: solot@igm.nsc.ru

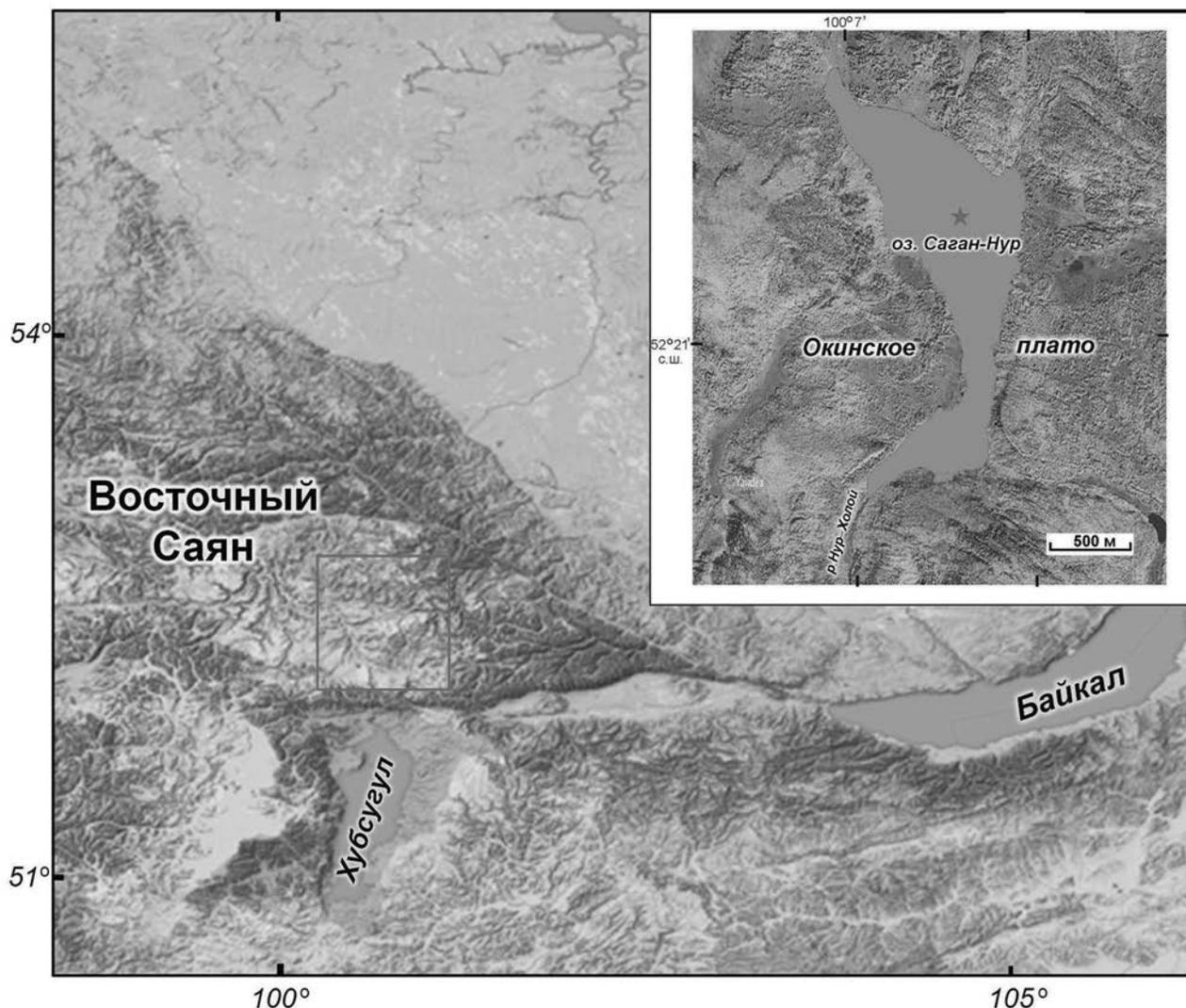


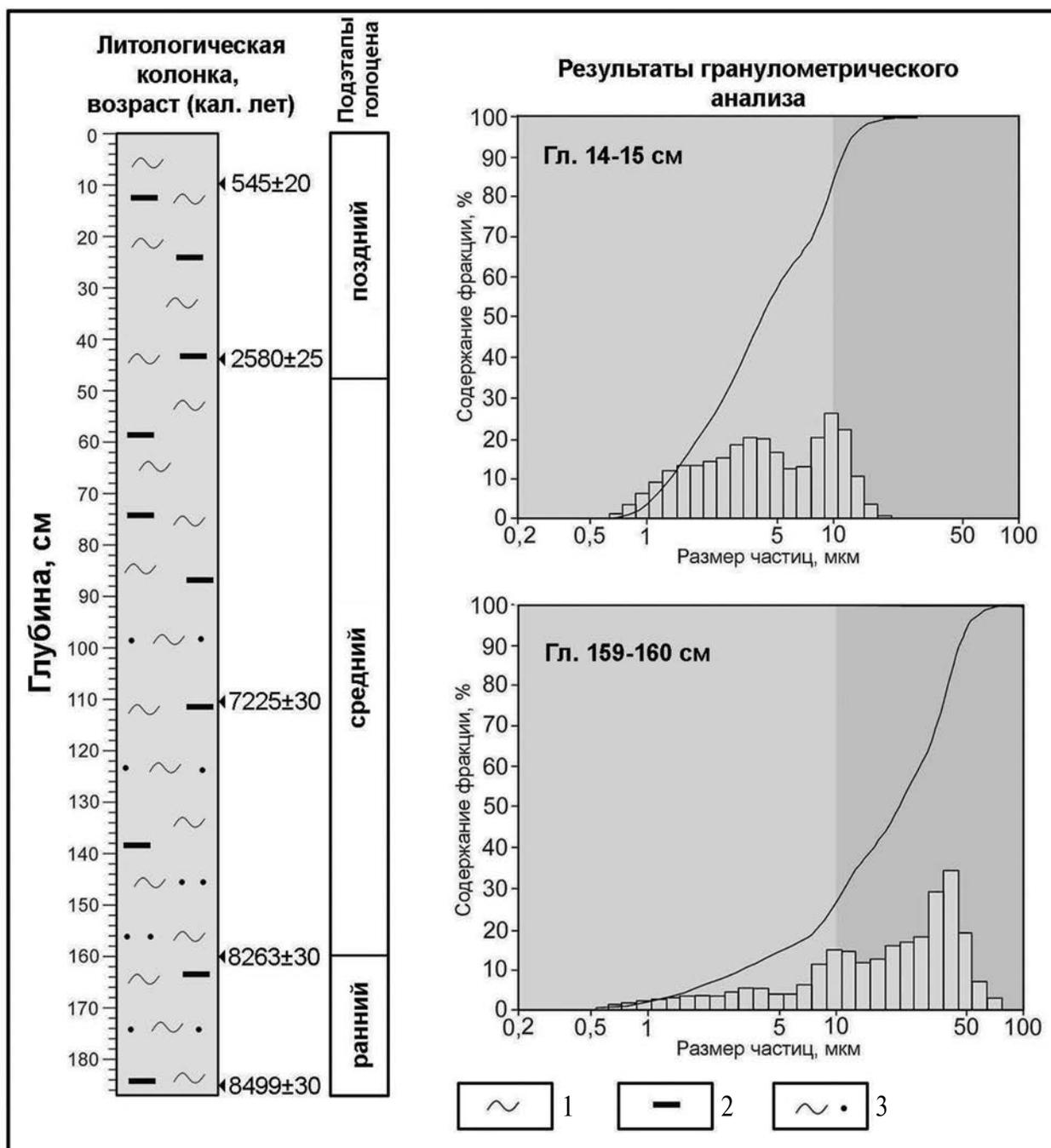
Рис. 1. Обзорная карта юго-западной секции Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и прилегающих территорий. Район исследований выделен красным. На врезке – оз. Саган-Нур (фото Yandex) с обозначением точки бурения.

информацию содержат минералогические и кристаллохимические характеристики отложившихся фаз, так как их состав и структура напрямую зависят от химического состава озёрных вод, их солёности и температуры, биологической продуктивности палеобассейна, которые, в свою очередь, контролируются региональным климатом. Несмотря на трудную доступность горного массива Восточного Саяна, в последние годы получены литологические, биостратиграфические, геохимические данные из голоцен-позднеплейстоценовых разрезов донных отложений нескольких высокогорных озёр Жом-Болокского вулканического района [2, 3]. Нашему авторскому коллективу удалось выполнить минералого-кристаллохимические исследования донных отложений оз. Хикушка из этого района и

выделить ряд стадий эволюции бассейна, осадконакопление в котором происходило под влиянием как климатических, так и геологических факторов [4]. Целью настоящей работы является реконструкция природной среды и климата голоцена на территории Окинское плато Восточного Саяна на основе изучения вещественного состава донных отложений, ассоциаций и кристаллохимических характеристик слоистых силикатов высокогорного озера Саган-Нур.

#### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Саган-Нур расположено в центральной части Окинское плоскогорья, в окружении гор высотой до 1824 м над у.м. в междуречье р. Оки и р. Сорок (рис. 1). Плоскогорье представляет



**Рис. 2.** Литологическая колонка голоценовых отложений оз. Саган-Нур, возраст, климатические стадии, результаты гранулометрического анализа. Условные обозначения: 1 – преимущественно пелиты; 2 – органическое вещество; 3 – алевропелиты и глинистые алевролиты.

собой древнюю поверхность выравнивания южного обрамления Сибирской платформы, характеризующуюся сложным, зачастую глубоко расчленённым рельефом. На формирование морфологического облика района значительное влияние оказали активные экзогенные процессы, главным образом, активная эрозионная

деятельность рек и ледников, а также кайнозойский вулканизм. В геологическом строении Окинского плоскогорья участвуют неоген-четвертичные базальты, палеозойские граниты, породы протерозоя, сложенные кристаллическими сланцами, известняками и доломитами [5].

Озеро имеет ледниковое происхождение, с участием в его развитии тектонической составляющей. Водоразделы и борта озёрной котловины, которая в морфогенетическом аспекте представляет собой углублённый ледниками участок днища речной долины, сложены метаморфическими сланцами, неогеновыми платобазальтами; отмечается присутствие обломочного материала валунно-глыбово-галечной размерности преимущественно гранитного состава [6]. Площадь водной поверхности составляет около 1 км<sup>2</sup>, с севера на юг озеро простирается на 3.2 км, площадь водосборного бассейна 8.5 км<sup>2</sup>. Озеро состоит из двух котловин: северной (гл. до 23 м) и южной (гл. до 19 м), соединённых более мелководным перешейком (рис. 1, врезка).

Питание озера обеспечивается, в основном, атмосферными осадками, небольшой вклад вносят грунтовые воды. Сток воды происходит в ручей Нур-Холой и далее в р. Ока. Воды озера и ручья прозрачные, имеют буроватый оттенок, ультрапресные (минерализация менее 0.01 мг/дм<sup>3</sup>), нейтральные (рН = 6.5–7.5), гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые [5]. Климат территории Окинского плато резко континентальный с холодной продолжительной зимой и коротким относительно тёплым летом. Температурный режим связан в первую очередь с характером атмосферной циркуляции [7]. Зимой в регионе доминирует Сибирский антициклон, летом погоду контролирует западный атмосферный перенос. Средняя годовая сумма атмосферных осадков не превышает 325 мм.

Бурение отложений проведено керноотборным устройством ударно-канатного типа UWITEC (Австрия). Осадочный разрез озера был вскрыт на глубину 187 см (рис. 2). Интервал опробования составил 1 см. Датирование отложений выполнено методом AMS<sup>14</sup>C по общему органическому веществу в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ЦКП Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Значения радиоуглеродного возраста откалиброваны в программе OxCal с использованием калибровочной кривой Int Cal20 [7]. Согласно полученным данным, возраст отложений в основании разреза составляет около 8600 кал. лет, что соответствует финалу раннего голоцена [8] (рис. 2).

Радиометрическое датирование верхнего слоя отложений с использованием неравновесного свинца <sup>210</sup>Pb в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), выполненное

позднее, показало отсутствие резервуарного эффекта для донных осадков оз. Саган-Нур, принятого ранее в объёме 470 лет [7].

Минералогические исследования донных отложений оз. Саган-Нур проводились комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, выполненных в “ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН” Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Гранулометрический анализ проводился на лазерном гранулометре “Analysette 22”. Рентгеновские исследования осуществлены на дифрактометре ARL X’TRA (излучение Cu K<sub>α</sub>). Для фазового анализа образцы были отсняты в интервале от 2° до 65° (2) с шагом 0.05°, время съёмки в точке 3 секунд. Качественно новый уровень исследований присутствующих в многокомпонентных системах слоистых силикатов обеспечен применением эффективного авторского метода математического моделирования сложных рентгеновских дифракционных профилей [9]. Анализировались исходные нефракционные порошковые пробы, нанесённые на стеклянную подложку. Съёмка насыщенных этиленгликолем образцов проводилась в интервале от 2° до 35°, с тем же шагом 0.05°, но увеличенным временем сканирования в точке – 16 сек. При моделировании линии присутствующих в образце неслоистых минералов описывались функцией Пирсона VII. ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовились методом прессования таблеток с KBr. Содержание в осадках биогенного кремнезёма (в % масс.) выполнено в АЦ Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным гранулометрического анализа отложения оз. Саган-Нур представлены пелитами, алевропелитами и глинистыми алевролитами; последние отмечаются в виде прослоев только в нижней части керна (рис. 2). В целом можно отметить тенденцию к снижению количества алевроитового материала снизу вверх по разрезу.

Методом XRD-анализа в отложениях установлены слоистые силикаты, кварц и плагиоклаз (рис. 3). В переменных количествах в образцах присутствует рентгеноаморфная компонента, состоящая из биогенного кремнезёма SiO<sub>2</sub>bio (до 25% от валового состава пробы) и органического вещества до 30% (по данным ИК-спектроскопии). В частности, в верхах

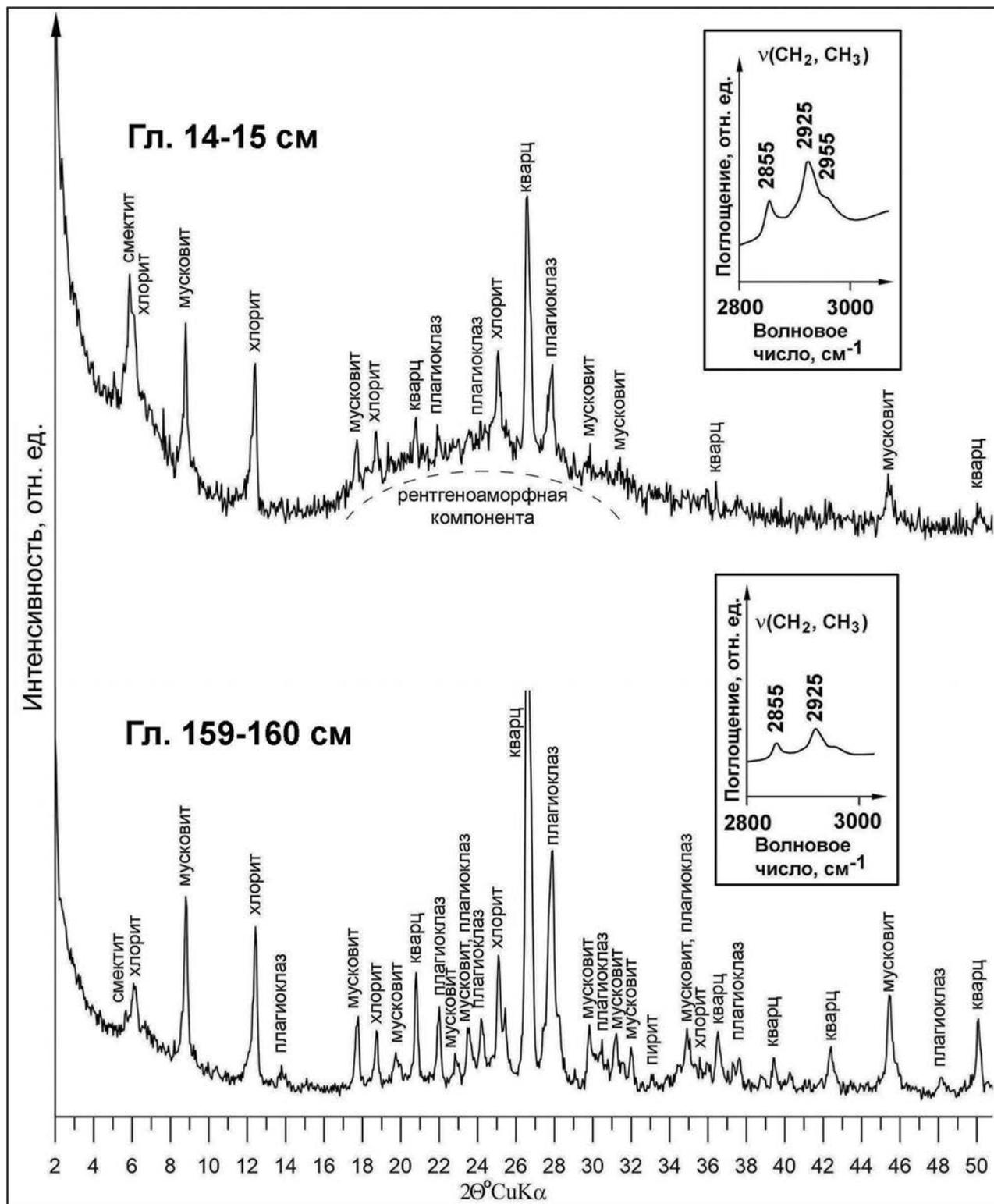


Рис. 3. Дифрактограммы образцов из верхней и нижней частей разреза отложений оз. Саган-Нур. На врезке фрагменты валентных колебаний  $\nu(\text{CH}_2)$  и  $\nu(\text{CH}_3)$  водной части ИК-спектров.

разреза рентгеноаморфная компонента состоит из  $\text{SiO}_2$  bio ~15% и ОВ ~20%, а в ряде образцов нижней части разреза содержание ОВ составляет  $\leq 5\%$  (рис. 3, врезки).

Прецизионный минералого-кристаллохимический анализ слоистых силикатов, выполненный методом математического моделирования XRD-профилей [9], выявил ассоциации

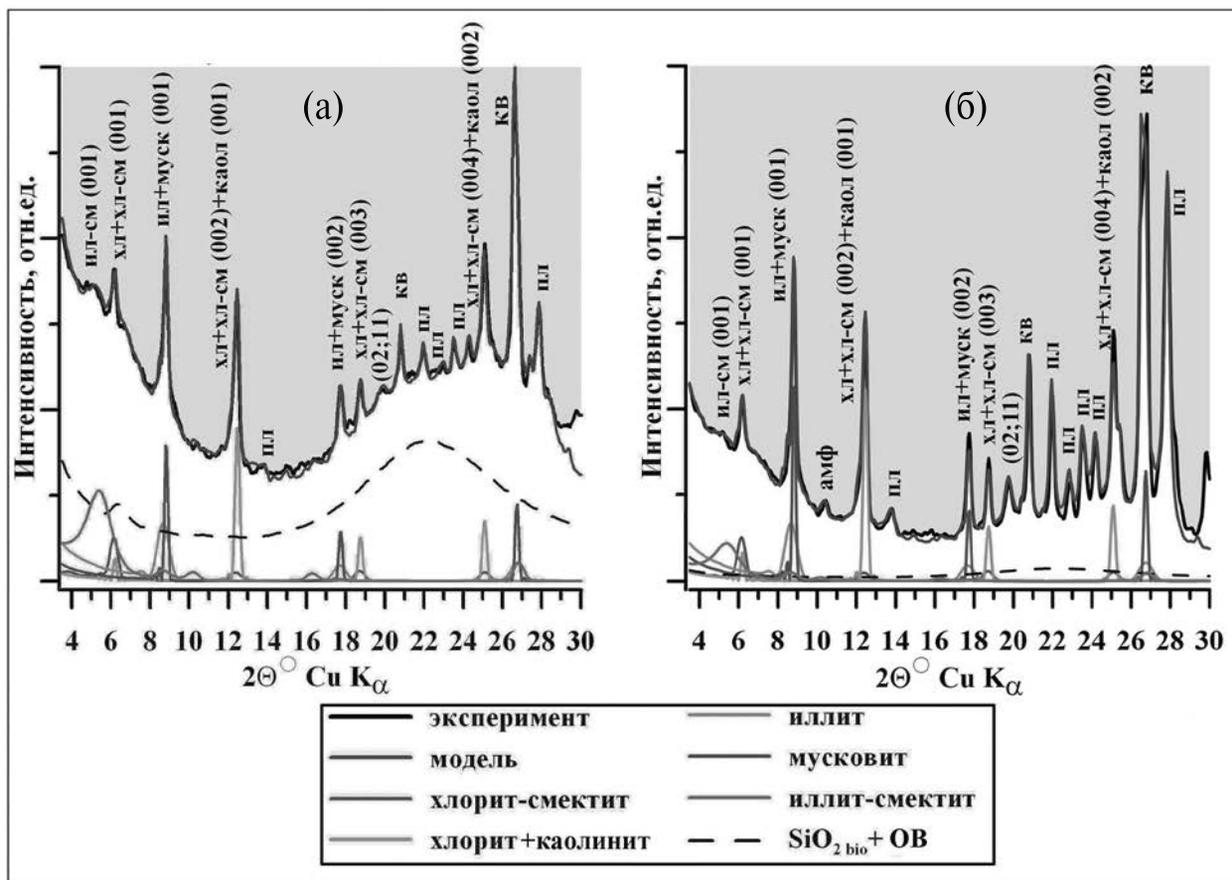


Рис. 4. Результаты моделирования XRD-профилей ассоциации слоистых силикатов в образцах оз. Саган-Нур: (а) – 14–15 см, (б) – 159–160 см. Обозначения: муск – мусковит, хл – хлорит, ил – иллит, ил-см – иллит-сметтит, хл-см – хлорит-сметтит, као – каолинит, кв – кварц, пл – плагиоклаз, амф – амфибол. При съемке XRD-профилей в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ( $d_{100} = 3.135\text{\AA}$ ).

слоистых силикатов, их структурные характеристики и количественные соотношения, что позволило восстановить ландшафтно-климатические условия, в которых осуществлялись процессы седиментации. Идентифицированные таким образом обстановки осадконакопления были соотнесены с подэтапами голоцена, соответствующими его трёхчленному делению [10].

Исследования показали, что ансамбль слоистых силикатов в осадках оз. Саган-Нур стабилен на всём протяжении разреза и представлен мусковитом, иллитом, хлоритом, смешанослойными иллит-сметтитом и хлорит-сметтитом, каолинитом (рис. 4). В то же время структурные характеристики этих минералов и их количественные соотношения неодинаковы в различных частях разреза и, очевидно, реагировали на изменения природной обстановки в регионе (табл. 1). Известно, что в холодные периоды преобладает физическая эрозия пород в водосборе, и в водоёмы поступают

преимущественно терригенные минералы, в их числе мусковит и хлорит, в тёплые – интенсифицируются процессы химического выветривания и, соответственно, почвообразования [11, 12]. Формирование тонкодисперсных иллитов, смешанослойных иллит-сметтитов, хлорит-сметтитов, концентрация в них смектитовых слоёв, являются показателем тёплого и влажного климата [9, 13].

Выяснилось, что в исследуемых образцах дифракционные максимумы слюды 001 не могут быть смоделированы одним компонентом, это обстоятельство указывает на присутствие в осадках, по крайней мере, двух её разновидностей. Одна – хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая слюда политипа  $2M_1$  с высоким содержанием межслоевого калия (1.0 ф.е.) и низким – октаэдрического железа (0.1 ф.е.). Её модельный спектр характеризуется узкими интенсивными дифракционными пиками, средний размер доменов по оси Z составляет 35 слоёв, в отдельных

**Таблица 1.** Количественные и структурные характеристики слоистых силикатов в образцах отложений озера Саган-Нур

Глубина, см	14–15 поздний голоцен	59–60 средний голоцен (верх)	159–160 средний голоцен (низ)	169–170 ранний голоцен
Слоистые силикаты				
<b>Иллит-сметтит, %</b>	<b>15,6</b>	<b>14,5</b>	<b>6,6</b>	<b>14,1</b>
Кол-во смектитовых межслоев, %	50	60	50	60
Содержание К, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,3
Fe, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,3
Средний размер доменов	9	5	9	9
<b>Иллит, %</b>	<b>21,1</b>	<b>29,0</b>	<b>18,8</b>	<b>43,3</b>
Кол-во смектитовых межслоев, %	5,0	7,0	5,0	7,0
Содержание К, ф.е.	0,5	0,5	0,5	0,5
Fe, ф.е.	0,1	0,1	0,1	0,1
Средний размер доменов	9	7	9	7
<b>Мусковит, %</b>	<b>38,9</b>	<b>32,2</b>	<b>49,6</b>	<b>22,1</b>
Содержание К, ф.е.	1,0	1,0	1,0	1,0
Fe, ф.е.	0	0	0	0
Средний размер доменов	35	35	40	35
<b>Хлорит, %</b>	<b>11,6</b>	<b>7,7</b>	<b>12,9</b>	<b>7,0</b>
Содержание Fe, ф.е.	1,2	1,5	1,2	1,2
Средний размер доменов	20	21	21	21
<b>Хлорит-сметтит, %</b>	<b>7,9</b>	<b>11,6</b>	<b>7,0</b>	<b>8,6</b>
Кол-во смектитовых межслоев, %	3,0	5,0	3,0	5,0
Содержание Fe, ф.е.	0,1	0,1	0,1	0,1
Средний размер доменов	10	10	10	10
<b>Каолинит, %</b>	<b>5,0</b>	<b>5,0</b>	<b>5,0</b>	<b>5,0</b>

Примечание. ф.е. – формульная единица.

образцах 40 (рис. 4, табл. 1). Мы идентифицируем эту фазу как “мусковит”, поскольку именно мусковит является наиболее устойчивым к выветриванию слоистым силикатом, и считаем её обломочной. Другая – высокодисперсная диоктаэдрическая слюдястая фаза с размером доменов в 7–9 слоёв и дефицитом межслоевого калия (0.5 ф.е.). Для неё характерно широкое основание дифракционных максимумов слюды, и для неё используется термин “иллит” как групповое название всех высокодисперсных слюдястых минералов, в которых количество разбухающих смектитовых межслоёв не превышает 15% [14, 15].

Кроме того, в образцах присутствуют смешанослойные иллит-сметтиты с размерами доменов 5–9 слоёв, в структуре которых содержание смектитовых межслоёв составляет 50–60%, содержание калия ~0.3 ф.е., железа ~0.3 ф.е. Дифракционные максимумы хлорита, подобно слюде, обладают чрезмерной шириной в области низкой интенсивности. Для воссоздания характерной геометрии профиля в дополнение к хорошо окристаллизованному триоктаэдрическому (Mg, Fe)-хлориту с содержанием железа

~1.2–1.5 ф.е. на ячейку и размерами доменов в 20 слоёв моделирование предполагает присутствие дисперсной хлоритоподобной фазы. Эта фаза с размерами доменов в 10 слоёв, содержанием железа 0.1 ф.е. и малым количеством (<5%) смектитовых межслоёв представляет собой тонкодисперсный смешанослойный хлорит-сметтит. Каолинит присутствует во всех образцах в явно подчинённом количестве ~5%, что следует из модельных рентгеновских профилей и подтверждается данными ИК-спектроскопии.

Результаты моделирования XRD-профилей слоистых силикатов указывают на неустойчивый и сезонно засушливый климат финала раннего и начала среднего голоцена (8600–7800 к.л.н.). В низах разреза в большинстве образцов накапливаются тонкодисперсные глинистые минералы – иллит и иллит-сметтит – при довольно низком содержании хорошо окристаллизованного мусковита, что свидетельствует о незначительном притоке обломочного материала в воды озера (табл. 1, обр. 169–170 см). Отмечаются повышенные содержания ОВ – до 20–25% от валового состава, указывающие на благоприятные

для развития водной растительности условия. В то же время отсутствие или малое количество в ряде образцов ОВ ( $\leq 5\%$ ), пониженное содержание тонкодисперсных глинистых минералов и повышенное (до  $\sim 50\%$ ) содержание мусковита (рис. 4, табл. 1, обр. 159–160) свидетельствуют о периодических похолоданиях, в которые процессы физического выветривания коренных пород водосбора усиливались. Это могло быть результатом более высокой, чем в настоящее время, степени континентальности климата, обусловленной низким глобальным уровнем моря, высокой летней и низкой зимней инсоляцией. Гранулометрический состав ряда образцов (рис. 2, обр. 159–160 см) указывает на периодическое поступление в оз. Саган-Нур значительного количества терригенного материала алевритовой размерности, вероятно, из-за частых паводков. Они являлись следствием активного таяния снега, ледников и многолетней мерзлоты, связанного с тёплыми летними сезонами [16].

В среднем голоцене продолжается потепление климата и связанная с ним деградация вечной мерзлоты на изучаемой территории. Происходит снижение интенсивности потока терригенного материала при возрастании в нём доли пелитовых фракций, заметно уменьшается объём поступающих в озеро талых вод в связи с общим падением водности рек и временных водотоков Окинского плато. Таким образом, в среднем и большей части позднего голоцена реконструируется постепенная аридизация климата в регионе, на что указывают также данные палинологических исследований [7]. Для позднего голоцена (последние  $\sim 3000$  лет) характерно преобладание в осадках озера терригенного материала пелитовой размерности, основным источником которого является, по всей видимости, прибрежная территория водосбора. В голоценовых осадках верхних горизонтов разреза (рис. 4, табл. 1, обр. 14–15 см) по сравнению с подстилающими отложениями (табл. 1, обр. 59–60 см) уменьшается количество тонкодисперсного иллитита, наблюдается более низкое содержание смектитовых слоёв в иллит-смектитах, а доля мусковита и хлорита увеличивается, что указывает на более холодный климат позднего голоцена. Тем не менее, в ряде образцов установлено значительное количество  $\text{SiO}_2\text{bio}$  (до  $15\%$ ) и ОВ (до  $20\text{--}25\%$ ), что может свидетельствовать о периодическом смягчении климатических условий в позднем голоцене.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании проведённых литологических и минералого-кристаллохимических

исследований реконструирована динамика изменений природно-климатических условий осадконакопления в оз. Саган-Нур. Показан высокий потенциал ряда филлосиликатов (иллит, смешанослойные минералы) как индикаторов палеоклимата в однородных разрезах отложений пресноводных бассейнов. Сопоставление выделенных стадий эволюции природной среды в бассейне озера с подразделениями климатостратиграфической шкалы голоцена демонстрирует их хорошее соответствие, что позволяет предполагать значительное влияние глобальных климатических процессов на региональные особенности континентальных обстановок осадконакопления в это время.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН, проект № 122041400243-9 и ИГХ СО РАН, проект № 0284-2021-0003, а также за счёт средств Российского научного фонда № 23-17-00067 (бурение донных отложений оз. Саган-Нур и свинцово-цезиевое датирование).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 792 с.
2. Безрукова Е. В., Щетников А. А., Кузьмин М. И., Шарова О. Г., Кулагина Н. В., Летунова П. П., Иванов Е. В., Крайнов М. А., Кербер Е. В., Филинов И. А., Левина О. В. Первые данные об изменении природной среды и климата Жомболоского вулканического района (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // ДАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 323–327.
3. Shchetnikov A. A., Bezrukova E. V., Krivonogov S. K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth Science. 2019. V. 173. P. 291–303.
4. Solotchin P. A., Kuzmin M. I., Solotchina E. P., Bezrukova E. V., Strakhovenko V. D., Shchetnikov A. A., Zhdanova A. N. New Data on Late Quaternary Sedimentation in High-Mountain Khikushka Lake (Eastern Sayan): The Role of Climatic and Volcanic Factors // Doklady Earth Sciences. 2021. V. 501. Iss. 1. P. 938–944.
5. Vladimirov I. N., Vyrkin V. B., Ilyicheva E. A., Kobylkin D. V., Pavlov M. V., Zehong Li. Natural Conditions and Ecological Potential of Geosystems in the Central Part of the Oka Plateau (Eastern Sayan) // Geography and Natural Resources. 2019. V. 40. № 3. P. 264–274.
6. Щетников А. А. Озера Окинского плоскогорья // Геоморфология. 2002. № 3. С. 88–95.

7. Безрукова Е. В., Реуштова С. А., Волчатова Е. В., Кузьмин М. И. Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 104–110.
8. Walker M., Head M. J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Swynar L. C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S. O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // Journal of Quaternary Science. 2019. V. 34. № 3. P. 173–186.
9. Солотчина Э. П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 2009. 234 с.
10. Walker M., Head M. J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Swynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S. O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // Episodes. 2018. V. 41. № 4. P. 213–223.
11. Chamley H. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, 1989. 623 p.
12. Righi D., Meunier A. Origin of clays by rock weathering and soil formation // Origin and mineralogy of clays. Velde B. (Ed.). Springer-Verlag, 1995a. P. 43–157.
13. Solotchina E. P., Prokopenko A. A., Kuzmin M. I., Solotchin P. A., Zhdanova A. N. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // Quatern. Intern. 2009. V. 205. P. 38–52.
14. Bailey S. W., Brindley G. W., Fanning D. S., Kodama H., Martin R. T. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983 // Clays and Clay Minerals. 1984. V. 32. P. 239–240.
15. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с.
16. Marcott Sh. A., Shakun J. D., Clark P. U., Mix A. C. Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11, 300 Years // Science. 2013. V. 339. P. 1198–1201.

## MINERALOGICAL INDICATORS OF HOLOCENE CLIMATE IN SEDIMENTS OF THE HIGH-MOUNTAIN LAKE SAGAN-NUR (EAST SAYAN MOUNTAINS)

**E. P. Solotchina<sup>a, #</sup>, P. A. Solotchin<sup>a</sup>, E. V. Bezrukova<sup>a</sup>, A. N. Zhdanova<sup>a</sup>, A. A. Shchetnikov<sup>b, c</sup>,  
I. V. Danilenko<sup>a</sup>, Academician of the RAS M. I. Kuzmin<sup>b</sup>**

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

<sup>b</sup>*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Irkutsk, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: solot@igm.nsc.ru*

We present the first results of study of bottom sediments taken from the high-mountain freshwater Lake Sagan-Nur of glacial origin which is located on the Oka plateau (East Sayan Mountains). Comprehensive investigations of the mineral composition of Lake Sagan-Nur sediments accumulated during the last ~8600 cal. years were carried out. The research methods include X-ray diffractometry (XRD), infrared spectroscopy, laser grain size analysis, SiO<sub>2</sub> bio determination, AMS and <sup>210</sup>Pb dating. The mineral composition of the bottom sediments is dominated by layered silicates, quartz and plagioclase; and also, the X-ray amorphous component consisting of biogenic silica and organic matter is constantly present. The method of mathematical modeling of XRD profiles was used for correct identification of the layered silicates. It was found that the clay mineral assemblage was stable comprising muscovite, chlorite, illite, mixed-layer illite-smectite and chlorite-smectite, kaolinite. At the same time, the quantitative ratios of these minerals and their structural characteristics were modified significantly in response to paleoenvironmental changes in the region. This feature reveals the potential of a number of phyllosilicates (illite, mixed-layer minerals) as indicators of paleoclimate in sedimentary sections of freshwater basins. The study of sediment composition and, especially, the precision mineralogical-crystallochemical analysis of layered silicates allowed us to reconstruct the paleolandscapes and climatic conditions of sediment accumulation for different Holocene sub-stages.

**Keywords:** lacustrine sediments, layered silicates, modeling of XRD patterns, Holocene, paleoclimate, Eastern Sayan

УДК 551.242

## 3D-МОДЕЛИРОВАНИЕ И ВОЗРАСТ КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА МЕТАМОРФИЗМА БЛОКА ХАН-ХУХЕЙ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2024 г. А. Н. Семенов\*, О. П. Полянский, академик РАН В. В. Ревердатто

Поступило 01.03.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

В статье приводится реконструкция раннепалеозойского коллизионного этапа метаморфизма блока Хан-Хухей (Сев. Монголия) на основе 3D-численного моделирования термического состояния коры и изотопного датирования. Впервые Sm/Nd-методом определён возраст гранат-биотитового сланца из метаморфического комплекса блока Хан-Хухей, который составил  $517.4 \pm 7.4$  млн лет. Для сопоставления полученной оценки возраста метаморфизма с имеющимися определениями возраста (пост-)коллизионного гранитообразования в интервале 513–505 млн лет выполнено 3-мерное численное моделирование. В модели рассматривается в качестве причины плавления и формирования гранитоидных расплавов радиогенное нагревание при повышенном значении тепловыделения в породах утолщённой коры блока Хан-Хухей. Моделирование в трёхмерной постановке проведено впервые для термально-купольного типа метаморфизма. Результаты позволяют получить реалистичное представление о механизмах магмогенерации в типичных коллизионных обстановках при отсутствии мантийных магматических источников тепла. Временной интервал между метаморфизмом и этапом анатектического магмообразования составляет 5–12 млн лет.

**Ключевые слова:** метаморфизм, 3D-численное моделирование, гранитоидный магматизм, Sm–Nd-изотопное датирование, гнейс, метаморфический комплекс, Хан-Хухей

DOI: 10.31857/S2686739724080098

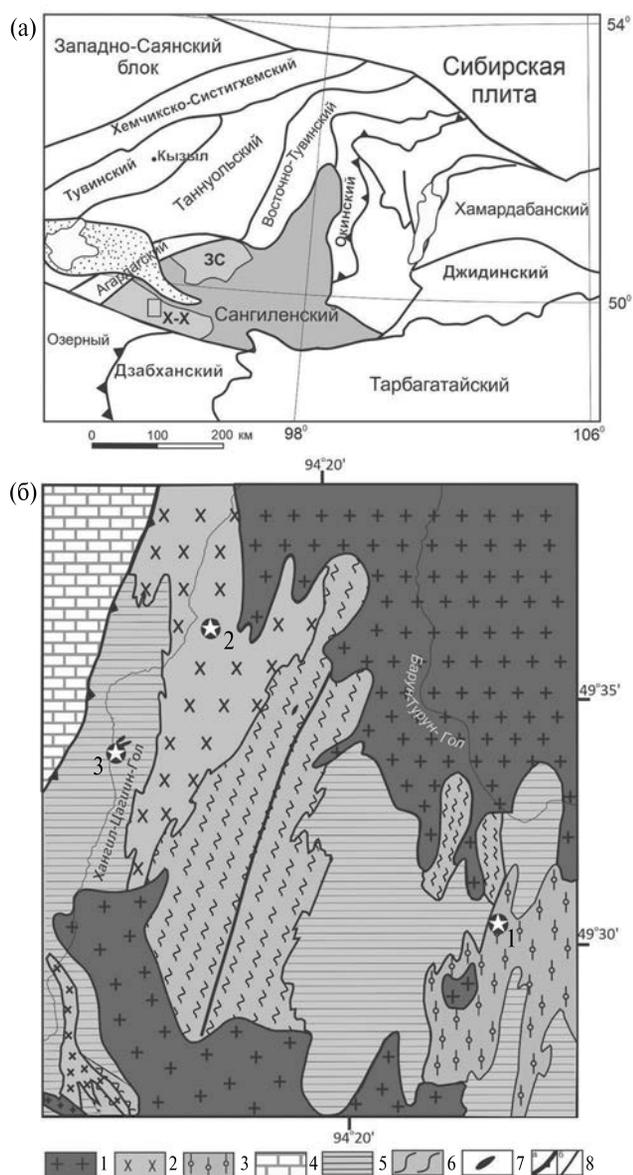
Характеристики этапов метаморфизма несут важную информацию для реконструкции общей геодинамической эволюции Сангиленского массива Тувино-Монгольского террейна. Реконструкция формы *PT*-тренда [1, 2] позволяет установить два этапа метаморфизма блока Хан-Хухей, относящегося к южной части Сангилена (Северная Монголия). Первый из них (M1) связан с коллизионным метаморфизмом с пиковыми параметрами 9 кбар/740°C, второй (M2) – с магматическим термальным событием, характеризующимся пиковыми параметрами 6–7 кбар/860–880°C. Посредством моделирования было показано, что параметры второго этапа могут быть достижимы только с участием магматического тепла высокотемпературной монцодиоритовой интрузии. Присутствие интрузивных тел кварцевых монцодиоритов, аналогичных по геохимии интрузивам Западного Сангилена (Тува), было обнаружено в пределах

метаморфических комплексов блока Хан-Хухей (рис. 1). Обнаруженные магматические тела рассматриваются в качестве апофиз глубинных интрузий, которые представляют вероятный тепловой источник этапа метаморфизма M2 в Хан-Хухейском и надёжно установлены Западно-Сангиленском блоке [3, 4]. Геохимические и петрологические характеристики комплекса Хан-Хухей позволяют установить сходство с метаморфическими породами Зап. Сангилена.

Однако ранее построенная модель метаморфизма Хан-Хухейского блока не объясняет возрастное соотношение коллизионного этапа метаморфизма M1 и магматического термального события M2. Для объяснения механизма мигматизации, плавления и формирования гранитоидных массивов нами было выполнено: а) 3D-численное моделирование теплового состояния коры, условий плавления и формирования гранитообразования в пределах Хан-Хухейского блока и б) определение возраста метаморфизма изотопным методом непосредственно по метаморфическим минералам.

*Метод и параметры моделирования термо-тектонического режима. С целью реконструкции*

Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия  
\*E-mail: semenov@igm.nsc.ru



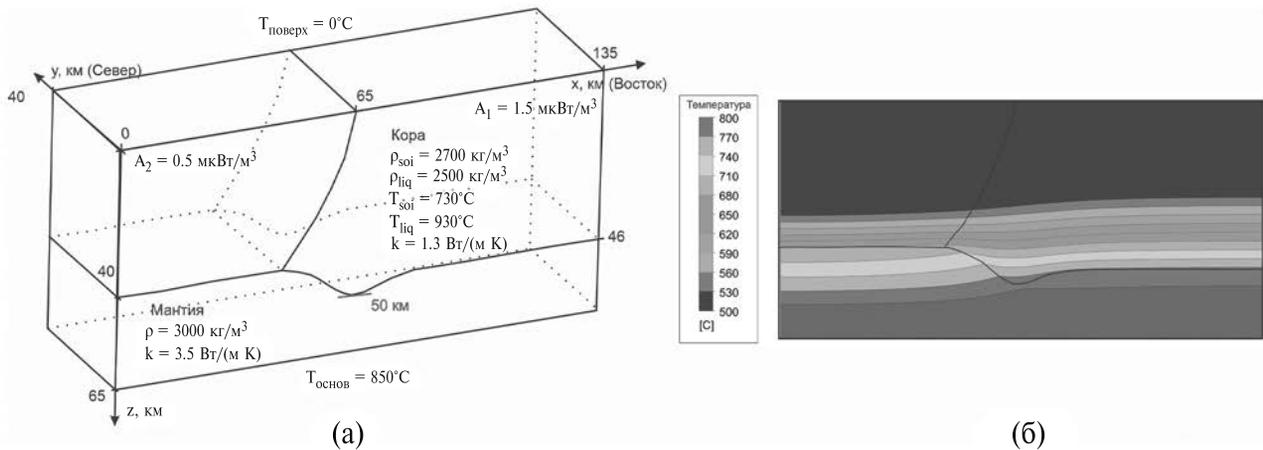
**Рис. 1.** (а) Структурно-тектоническая схема Северной Монголии и примыкающей части Алтае-Саянской области (составлена на основе [5–8]). Серым цветом показаны Западно-Сангиленский (ЗС) и Хан-Хухейский (Х-Х) метаморфические блоки в пределах Сангиленского массива. (б) Схема геологического строения метаморфического блока хр. Хан-Хухэй (Северная Монголия) в районе междуречья Хангил-Цагиин-Гол и Барун-Турун-Гол по [1]. 1 – постметаморфические гранодиориты, трондьемиты раннего палеозоя; 2 – синметаморфические гранодиориты; 3 – раннескладчатые биотитовые плагиогранодиориты; 4 – мраморизованные известняки с прослоями кварцитов балыктыгхемского комплекса; 5 – моренский комплекс нерасчленённый (гнейсы, амфиболиты, кварциты, сланцы, расланцованные гранитоиды); 6 – эрзинский комплекс (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с реликтами гиперстена); 7 – вне-масштабные тела монодиоритов; 8 – разломы: взбросы и надвиги (а), сдвиги (б). Точки определения возраста обозначены звёздами: 1, 2 (513 и 505 млн лет) – данные [1], 3 –  $517.4 \pm 7.4$  млн лет, данная работа.

термального состояния коры в процессе формирования метаморфических комплексов блока Хан-Хухей выполнено 3D-термомеханическое моделирование. Рассмотрена 3-мерная модель теплового режима и магмогенерации в обстановке коллизии Агардагского (Таннуольского) островодужного блока и Тувино-Монгольского микроконтинента. Рассматривается строение блока Хан-Хухей, в котором аллохтон (балыктыгхемский и нарынский комплексы в схеме [1]) надвинут на автохтон (моренский и эрзинский комплексы).

Решение задачи проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, основные уравнения и описание численного метода изложены в [9, 10]. Начальная геометрия модельной области, граничные условия и физические свойства для коры и мантии (рис. 2 а) подобраны соответствующими строению блока Хан-Хухей, показанному на рис. 1 б. Реологические свойства вещества земной коры определяются законом ползучести (крипа) влажного гранита в виде нелинейной зависимости эффективной вязкости от температуры и скорости деформации согласно [11]. Для мантии задавалась постоянная вязкость  $10^{21}$  Па с [12]. Начальное распределение температуры соответствует граничным условиям при фиксированной температуре  $850^\circ\text{C}$  на глубине 65 км,  $0^\circ\text{C}$  на поверхности и теплоизолированным боковым границам. На рис. 2 б приведено начальное распределение в 2D-сечении в диапазоне температур  $500\text{--}800^\circ\text{C}$ . В утолщённом киле температура превышает  $740^\circ\text{C}$ , в самой глубокой области коры достигает  $770^\circ\text{C}$ . В коровых породах учитываются содержания радиационных источников тепла (U, Th, K), определённые гамма-спектрометрическим методом [2], с рассчитанным тепловыделением  $A_1 = 1.5 \text{ мкВт/м}^3$  в автохтоне и  $A_2 = 0.50 \text{ мкВт/м}^3$  в аллохтоне, величина которого в модели экспоненциально снижается с глубиной.

Учитывалась диаграмма плавления в гранитной коре с параметрами: температура солидуса/ликвидуса  $730/930^\circ\text{C}$ , скрытая теплота плавления  $380 \text{ КДж/кг}$ , задавалась линейная зависимость плотности магматической смеси кристаллов и расплава от доли расплава в интервале от 2700 до  $2500 \text{ кг/м}^3$  (солидус–ликвидус).

*Результаты моделирования* приведены в виде эволюционных картин, которые показывают форму поверхности солидуса (рис. 3) и распределение температуры в коре на моменты 5 и 10 млн лет после прекращения коллизии, что соответствует возрасту  $\sim 510\text{--}500$  млн лет.



**Рис. 2.** Геометрия модельной области, граничные условия и физические свойства для коры и мантии (а) и начальное распределение температуры (б) в интервале 500–800°C (вне диапазона показана одним цветом). Ориентация осей у (Север) и х (Восток) соответствует географической. Поверхность взброса разделяет автохтон (Эрзинский и Моренский комплексы), восточный блок, и аллохтон (балыктыгхемский и нарынский комплексы), западный блок модели. Обозначение физических параметров см. в тексте.

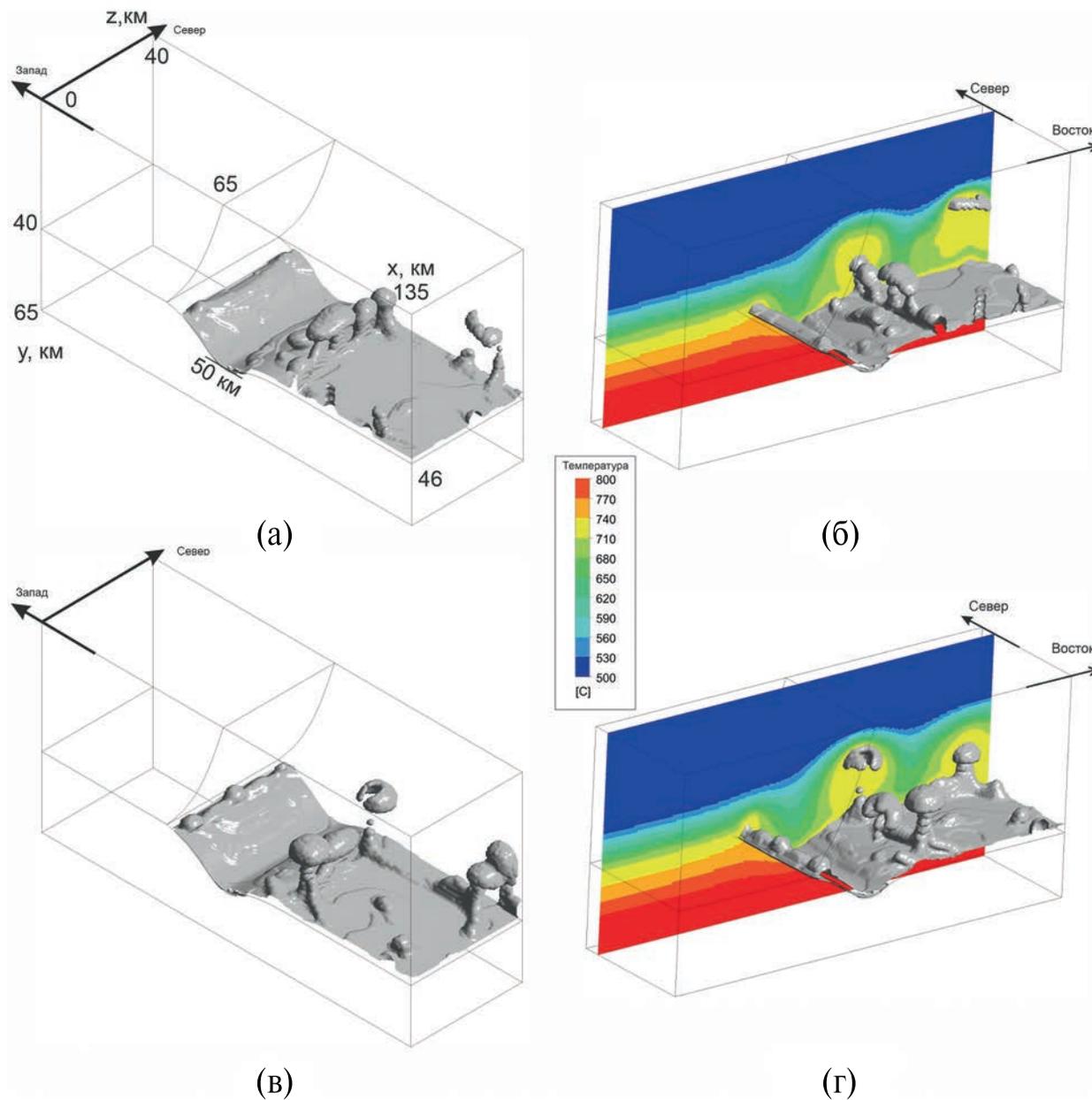
Для визуализации движения расплава в коре удобно использовать картину распределения доли расплава в области плавления (в относительных единицах от 0 до 1 (полный расплав не достигается в расчётах)). На рис. 3 а–г приведена форма поверхности, соответствующей доле расплава 0.001, т.е. практически температуре солидуса. Таким образом эти контуры являются границами области плавления в коре.

За начальный момент (модельное время  $t = 0$ ) в расчётах принят момент завершения коллизии на время 513 млн лет (Козаков и др., 2019) [1]. Плавление наступает в наиболее погруженном и нагретом слое коры. Процесс подъёма расплавленного корового материала, начинается при достижении доли расплава примерно 6–7%. Эти значения степени плавления гранитного вещества соответствуют реологическому порогу (объёмная доля расплава 6–8% согласно [13]), при превышении которого резко изменяется прочность частично расплавленного материала и расплав способен к сегрегации. Вертикальный подъём начинается в месте перехода от утолщённой коры к области автохтона с повышенной мощностью тепловыделения, это место является областью накопления расплава. Среднее время формирования диапиров, достигающих глубин 20–23 км примерно 7–8 млн лет. Менее крупные тела, всплывающие до глубин 30–35 км, формируются за 1–1.5 млн лет. В начальный момент образуется множество небольших очагов плавления, а затем расплав аккумулируется в нескольких обособленных, находящихся примерно на расстоянии 10–15 км друг от друга тел,

которые достигают глубин около 20 км. Средняя степень плавления в основании земной коры 10% при максимальных значениях 17%. Вертикальная скорость всплывания достигает  $1.2 \times 10^{-9} \text{ м/с} = 3.5 \text{ см/год}$  в момент начала подъёма вещества и замедляется по мере подъёма. Плавление было установлено только в области автохтонного блока, где возможно достижение температур 730°C и выше из-за разогрева утолщенной коры. Аномалии с повышенной температурой в области диапиров соседствуют с областями пониженной температуры вне диапиров по сравнению с обычным распределением в коре. На глубинах 23–25 км в ядре диапира температура достигает 750–760°C, головная часть имеет толщину 4–5 км, в диаметре до 15 км. В подпитывающем канале температура находится в диапазоне 760–770°C, ширина канала варьирует от 2.5 до 1.5 км, с периодическими локальными утолщениями и сужениями до 300 м. Также было установлено, что в канале присутствуют вертикальная и азимутальная скорость, что означает наличие вращения. Скорость вращения на порядок меньше, чем скорость подъёма и равна  $\sim 0.2 \text{ см/год}$ .

Таким образом, если рассматривать радиоактивные элементы в качестве основного источника тепла, то следует ожидать, что между этапом коллизии/скупивания коры и этапом анатексиса и формирования мигматитов должен существовать некоторый период прогрева, разделяющий эти этапы.

*Изотопное датирование возраста метаморфизма.* Для Западно-Санленского блока по



**Рис. 3.** Результаты расчёта, показывающие объёмное изображение поверхности солидуса (серая поверхность) и распределение температуры в продольном срезе (цветовая шкала в °С) на момент через 5 (а, б) и 10 млн лет (в, г) после прекращения коллизии (возраст соответствует ~510 и 505 млн лет). Точки обзора выбраны с целью более наглядного представления трёхмерной структуры физических полей.

данным [14] возраст гранат-кианитовых сланцев моренского комплекса, установленный U/Pb-методом по цирконам, составляет 515 млн лет и соответствует этапу метаморфизма M1. Ar–Ar-датирование Grt–St–Ky-сланцев M1 по амфиболу [15], температура закрытия изотопной системы которого соответствует нижним значениям температуры регионального метаморфизма, составляют  $510 \pm 5$  млн лет. Менее детально установлены возрастные рубежи для

Ханхухейского блока: получено два определения возраста гранитоидных массивов: тронджемитового Барунтурунского с возрастом  $513 \pm 4$  млн лет и гранодиоритового Хонгилцагинского с возрастом  $505 \pm 2$  млн лет [1].

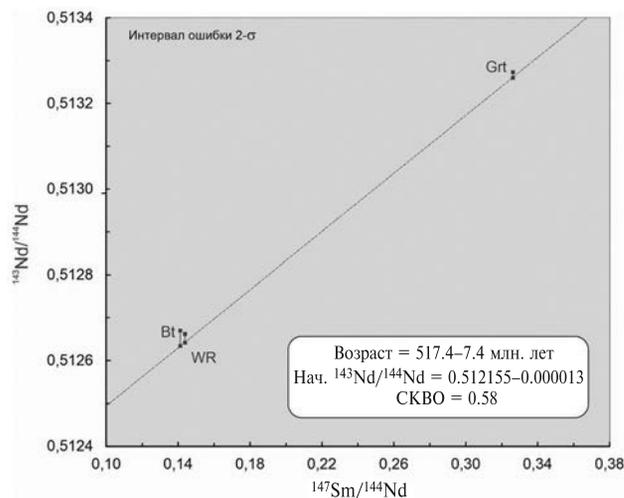
Исследование изотопной системы Sm–Nd было проведено в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Процедура химической подготовки образцов к определению концентраций и изотопного состава элементов

**Таблица 1.** Sm–Nd-изотопные данные для гранат-биотитовых сланцев Ханхухейского блока

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
1905/2_Grt	7.34	13.66	0.32508	0.00004	0.513255	0.000005
1905/2_Bt	1.47	6.20	0.14318	0.00006	0.512640	0.000012
1905/2_вал.проба	6.68	28.08	0.14376	0.00001	0.512648	0.000008

состояла из кислотного разложения проб (при 120°C) с добавлением изотопной метки  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ , хроматографического выделения суммы РЗЭ и разделения Sm, Nd на смоле LN-спес. Измерения изотопных отношений проводили методом ТИМС на спектрометре Triton Plus (Thermo) в статическом режиме. Правильность измерения Nd контролировалась измерением стандарта Nd JNdi-1(GSJ) в каждой партии образцов. Отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте во время работы составило  $0.512112 \pm 8$  (2 SD,  $N = 45$ ). Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$ . Точность определения концентраций Sm и Nd 1% (2 $\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.3% (2 $\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.0025% (2 $\sigma$ ). Методика описана в работе [16].

Был проанализирован образец X1905/2 из мезократовых тонкополосчатых гранолепидобластовых сланцев метаморфического этапа M1 [2]. Минеральный состав породы: Grt + Bt + Pl + Qtz  $\pm$  Kfs. Этап метаморфизма установлен на основании отсутствия в минеральной ассоциации силлиманита и кордиерита (типичных минералов M2 на Западном Сангилене [4]) и, в первую очередь, особенностей состава граната. Порфириобласты граната содержат включения кварца, плагиоклаза и биотита и характеризуются зональностью, указывающей на прогрессивный рост: по направлению от центра к краю, снижаются содержания CaO, MnO и возрастают FeO, MgO и Mg# (=Mg/(Mg+Mn+Fe)). Эти же минералы слагают породу. Был определён Sm–Nd-изотопный состав в монофракции граната, биотита и валовой пробе породы (табл. 1) и получен изохронный возраст  $517.4 \pm 7.4$  млн лет (рис. 4). Данная оценка возраста метаморфизма в блоке Хан-Хухей хорошо согласуется с U–Pb-определением методом SIMS по циркону возраста метаморфизма M1  $515.7 \pm 6.9$  млн лет в Западном Сангилене [14]. Полученная датировка означает, что формирование Барунтурунского и Хонгилцагинского гранитоидных массивов продолжалось в течение 5–10 млн лет после того, как была сформирована утолщённая кора в процессе коллизии. Таким образом, этап, включающий анатексис, мигматизацию и последующее

**Рис. 4.** Sm–Nd-изохрона для гранат-биотитового сланца блока Хан-Хухей. Grt, Bt, WR – гранат, биотит, валовая проба, соответственно.

формирование Хан-Хухейских гранитоидных массивов, длился не более 12 млн лет.

Оценки временного интервала между коллизией и кульминацией постколлизии гранитообразования сильно разнятся при изучении конкретных геологических структур и составляют до 15–25 млн лет (обзор работ см. в [17]). Вместе с тем, оценки длительности метаморфизма термально-купольного типа с последующим формированием синметаморфических анатектических гранитов в течение 4–10 млн лет сделаны для некоторых фанерозойских зонально-метаморфических поясов кианит-силлиманитового типа [18]. По-видимому, рассмотренный процесс формирования гранитоидов блока Хан-Хухей является примером более короткого интервала между коллизией и анатектическим гранитообразованием, чем это представлялось ранее.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведено моделирование плавления и магмообразования в трёхмерной постановке на примере коллизии-метаморфических комплексов в коре Сангиленского террейна. Результаты позволяют получить реалистичное

представление о механизмах магмогенерации и метаморфизма в коллизионной обстановке дуга–микроконтинент при отсутствии мантийных магматических источников тепла.

Впервые для метаморфических пород блока Хан-Хухей (южная часть Сангиленского массива) Sm–Nd-методом определён возраст метаморфизма  $517.4 \pm 7.4$  млн лет, хорошо согласующийся с имеющимися определениями возраста коллизионного гранитообразования в интервале 513–505 млн лет.

Установлен временной интервал 5–12 млн лет между завершением коллизионного метаморфизма в процессе утолщения коры при повышении содержания радиогенных источников тепла и формированием анатектических гранитоидов.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Н.Г. Солошенко (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) за выполненные изотопные исследования, анонимному рецензенту – за ценные конструктивные замечания.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-77-00068, <https://rscf.ru/project/22-77-00068/>

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козаков И. К., Сальникова Е. Б., Анисимова И. В. и др. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 47–64. doi: 10.31857/S0869-59032747-64.
2. Полянский О. П., Селятицкий А. Ю., Зиновьев С. В., Бабичев А. В. Тектонотермальная раннепалеозойская эволюция блока Хан-Хухей (Северная Монголия) // Петрология. 2023, Т. 31. № 5. С. 510–530. DOI: 10.31857/S0869590323050047.
3. Шелепаев Р. А., Егорова В. В., Изох А. Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
4. Селятицкий А. Ю., Полянский О. П., Шелепаев Р. А. Глубинный контактово-метаморфический ореол Баянкольского габбро-монциодiorитового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Ю–В Тува) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1204–1226.
5. Геологическая карта Республики Тыва (СФО). 2002. По материалам Госгеолкарта-1000 и Госгеолкарта-200 (Отв. исп. Струнин Б.М). URL: <https://webmapget.vsegei.ru/index.html>
6. Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.
7. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
8. Ярмолюк В. В., Дегтярев К. Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
9. Семенов А. Н., Полянский О. П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 11. С. 1664–1683.
10. Полянский О. П., Изох А. Э., Семенов А. Н. и др. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 1–21.
11. Ranally G. Rheology of the Earth. London, Chapman & Hall, 1995. 413 p.
12. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
13. Rosenberg C. L., Handy M. R. // J. Metamorphic Geol. 2005. V. 23 (1), P. 19–28. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x>
14. Гибшер А. С., Гибшер А. А., Мальковец В. Г. и др. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилена (юго-восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое / Материалы V Российской конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб.: Sprinter, 2017. С. 52–53.
15. Травин А. В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.

16. Аникина Е. В., Малич К. Н., Белоусова Е. А., Бадалина И. Ю., Солошенко Н. Г., Русин И. А., Алексеев А. В. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221.
17. Верниковский В. А., Полянский О. П., Бабичев А. В., Верниковская А. Е., Прокурнин В. Ф., Матушкин Н. Ю. Тектонотермальная модель для поздне-палеозойского синколлизонного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.
18. Кориковский С. П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3 (1). С. 45–63.

## 3D MODELING AND AGE OF THE COLLISION METAMORPHISM OF THE KHAN-KHUKHEI BLOCK, NORTHERN MONGOLIA

A. N. Semenov<sup>#</sup>, O. P. Polyansky, Academician of the RAS V. V. Reverdatto

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

<sup>#</sup>*E-mail: semenov@igm.nsc.ru*

The reconstruction of the Early Paleozoic collision metamorphism of the Khan-Khukhei Block (Northern Mongolia) based on 3D modeling of thermal state of the crust and isotope dating is presented. The age of garnet-biotite schist from a metamorphic complex of the Khan-Khukhei Block of  $517.4 \pm 7.4$  Ma is determined for the first time. 3D modeling was conducted to compare this age of metamorphism with the available age determinations of (post-)collision granite formation in the range of 513–505 Ma. The model considers radiogenic heating at an increased value of heat release in the rocks of the thickened crust of the Khan-Khukhei block as the cause of the migmatization and formation of granitoid melts. Three-dimensional modeling was carried out for the first time for the thermal-dome type of metamorphism. The results provide a realistic conception of magma generation in typical collision settings in the absence of mantle magmatic heat sources. The time interval between metamorphism and the stage of anatexis magma formation is 5–12 million years.

*Keywords:* metamorphism, 3D numerical modeling, granitoid magmatism, Sm-Nd isotope dating, gneiss, metamorphic complex, Khan-Khukhey

УДК 551.4.01 + 551.248

## НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

© 2024 г. Д. А. Симонов<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН А. Н. Диденко<sup>2,3</sup>, В. С. Захаров<sup>1</sup>,  
Г. З. Гильманова<sup>3</sup>

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 01.04.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

Проведён морфоструктурный анализ речной сети юга Дальнего Востока. Установлено, что новейшие вертикальные движения в регионе проявлялись на фоне более древнего, уже сформированного и не до конца эродированного рельефа. Выделены три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность в регионе: а) доолигоценовая, характеризующаяся более интенсивным воздыманием Буреинского хребта, и менее интенсивным – хребта Сихотэ-Алинь; б) олигоцен-плиоценовая, характеризующаяся наиболее интенсивными вертикальными движениями в регионе за рассматриваемый период – поздний эоцен-голоцен; в) плейстоцен-голоценовая, во время которой сформировался современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф и значительных по амплитуде вертикальных движений не происходило. Построена карта суммарной амплитуды вертикальных неотектонических движений.

*Ключевые слова:* новейшая тектоника, морфоструктурный анализ речной сети, вертикальные движения, Дальний Восток России

DOI: 10.31857/S2686739724080101

### ВВЕДЕНИЕ

Территория юга Дальнего Востока России достаточно хорошо, по сравнению с некоторыми другими регионами, обеспечена современным геолого-геофизическим и картографическим материалом: 1) практически вся территория юга Дальнего Востока России покрыта Государственными геологическими картами масштаба 1:1 000 000 третьего поколения, отличительной особенностью которых от карт предыдущих поколений является использование ГИС-технологий, современных методов абсолютной геохронологии, данных глубинных геолого-геофизических исследований и космического дистанционного зондирования [9]; 2) для территории имеется хорошая тектоническая основа, выполненная согласно принципам террейнового

анализа, прошедшая испытанием времени, которая, что немаловажно, постоянно совершенствуется [1, 16]; 3) карты глубин подошвы и кровли магнитоактивного слоя, Мохо, 3D-плотностная модель [5, 4, 17]; 4) карты фрактальных размерностей поля эпицентров землетрясений и параметров их повторяемости [20].

Диссонансом в этом отношении является изучение неотектонических движений в регионе. Последняя, и, вероятно, единственная детальная неотектоническая карта-схема юга Дальнего Востока России масштаба 1:2 500 000 была опубликована более 23 лет назад [2]. Существенным недостатком упомянутой выше работы является отсутствие какого-либо описания методики, с помощью которой была построена эта карта, что делает затруднительным объективную оценку реальности показанных на ней вертикальных движений с размахом 3.5 км – от –1 до +2.5 км. Необходимо отметить также и Карту новейшей тектоники Северной Евразии [6], на которой в единой легенде показана новейшая структура материковой части и прилегающих акваторий. Для этой карты в плане методического обеспечения ситуация иная. А.Ф. Грачевым [3]

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический Институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Хабаровск, Россия

\*E-mail: dsim\_0@mail.ru

достаточно подробно рассмотрены методические аспекты построения карты с краткой характеристикой геодинамических процессов, определяющих новейшую тектонику регионов. Размах вертикальных движений для Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным этой карты составляет ~2.2 км от -0.7 до +1.5 км. Это существенно, более чем на 1 км, отличается от построений [2]. Мелкий масштаб карты (1:5 000 000) [3, 6] не позволяет проводить пространственную корреляцию с более детальными геолого-геофизическими построениями для Сихотэ-Алиньского региона, выполненными как нами, так и другими авторами.

В Объяснительных записках к Государственным картам 3-го поколения юга Дальнего Востока России есть разделы по неотектонике соответствующих листов, но все они базируются на материалах работы [2]. Поэтому несколько лет тому назад нами была поставлена задача построения новой неотектонической карты для юга Дальнего Востока России [11, 12] с использованием цифровой модели рельефа и построенной на её основе модели речной сети, путём расчёта ряда структурно-морфометрических монобазисных поверхностей.

В настоящей работе представлены методика построения и фактический материал, на основе которых были рассчитаны монобазисные и разностные поверхности с возрастом от голоцена до эоцена, и итоговая карта вертикальных движений за этот период. Расчётные монобазисные и разностные поверхности представлены в Приложении.

### МЕТОДИКА РАСЧЁТОВ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

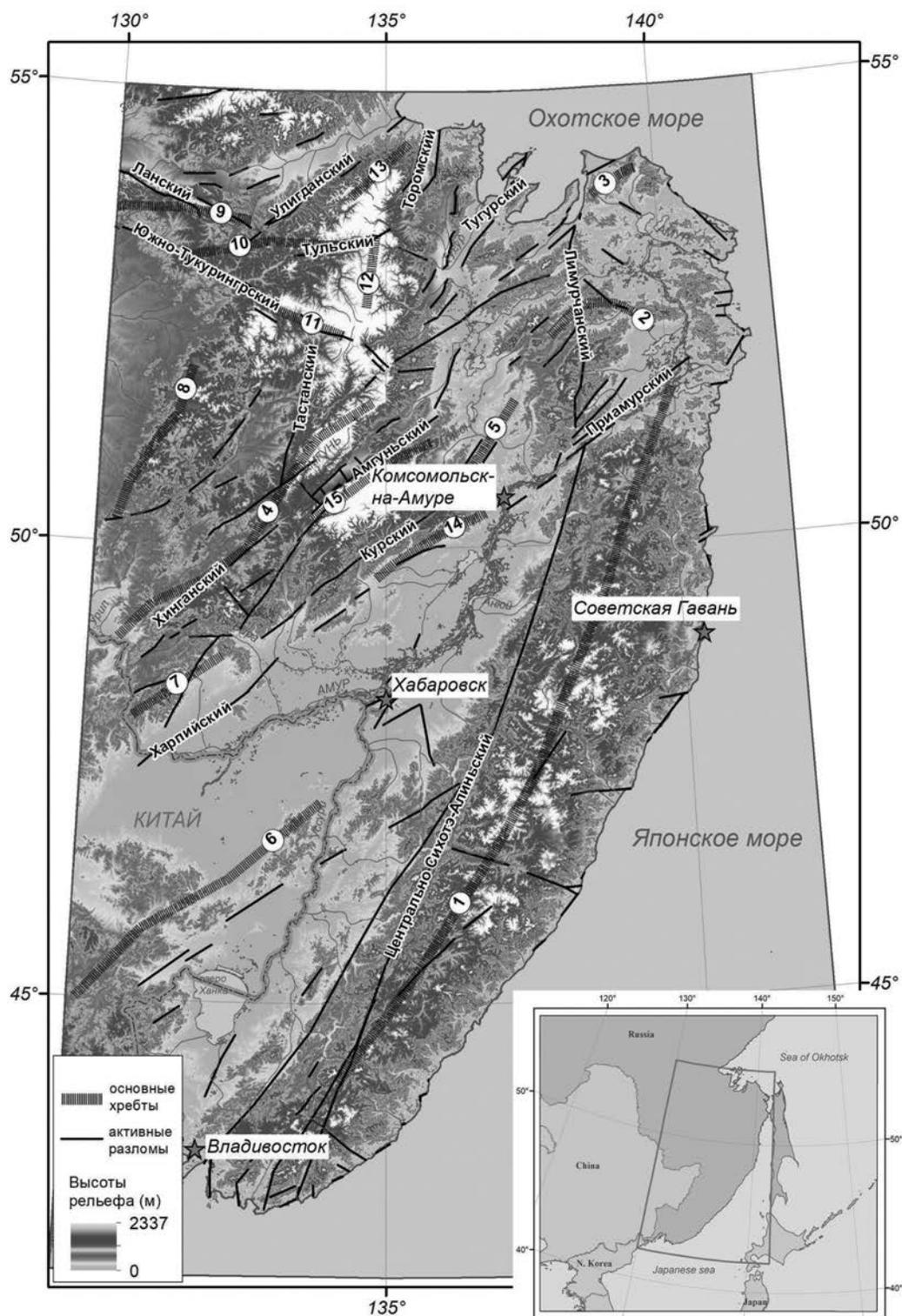
Амплитуда и направленность новейших движений может меняться во времени, так как скорость подъёма или опускания на различных участках и в разные интервалы времени может быть разной, что оказывает определяющее влияние и на формирование рельефа в целом и гидросети, в частности. Структурно-морфометрический метод построения монобазисных поверхностей по точкам слияния водотоков одного порядка [19, 14], разработанный М.Ф. Филосовым [14, 15], позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Водотоки высших порядков развиваются, в целом, дольше и отражают сумму движений от их времени

заложения до ныне, тогда как развитие водотоков низших порядков отражает неотектонические движения за меньший и более поздний промежуток времени. Поэтому на основании комплексного анализа монобазисных поверхностей, построенных по тальвегам водотоков разных порядков, можно проследить стадии развития рельефа в целом и эволюцию отдельных новейших структур, выраженных в этом рельефе. В данном исследовании построения модели речной сети и монобазисных поверхностей проводились по методике, адаптированной для неотектонических исследований путём автоматического расчёта [10–12] с применением стандартных методик [8].

Основой морфоструктурного анализа послужила цифровая модель рельефа SRTM3 v.3 с разрешением 3" (рис. 1), по которой была рассчитана сеть водотоков, классифицированных на порядки (рис. 2). Порядок водотока повышался только при слиянии водотоков одного порядка [19, 14, 15]. Рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых равен  $1.3 \times 10^5 \text{ м}^2$  (200 элементарных ячеек ЦМР). Таким водотокам присваивался первый порядок. Всего было выделено 10 порядков водотоков, причём 10-й порядок был присвоен р. Амур искусственно, как водотоку самому большому и древнему, водосборный бассейн которого превышает размер изучаемой области (рис. 2). Водотоки 8 и 9 порядков единичны, поэтому они, как и водоток 10-го порядка, не включались в дальнейшую обработку и анализ. Полагаем, это никак не повлияло на итоговый результат оценки новейших вертикальных движений.

Для водотоков 1–7 порядков (количество которых превышало 250 000) был построен набор монобазисных и разностных поверхностей (Приложения П1–П13), отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [15]. С целью исключения артефактов, обусловленных особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со сглаживанием методом ближайшего окружения (алгоритм Average Nearest Neighbor [18]).

Для определения влияния литологического состава пород на формирование рельефа на двух участках территории – хребты Сихотэ-Алинь на юго-востоке и Дусе-Алинь на севере-западе анализируемой территории, в пределах которых есть выходы пород с различной компетентностью и стойкостью к выветриванию (докембрийские и меловые граниты, терригенные породы различной литологии и возраста), был проведён анализ



**Рис. 1.** Цифровая модель рельефа юга Дальнего Востока России с указанием основных активных разломов и хребтов, положение района работ (врезка) на географической карте восточной окраины Евразии. Цифрами указаны хребты: 1 – Сихотэ-Алинский, 2 – Чантын, 3 – Мевачан, 4 – Буреинский, 5 – Мяочан, 6 – Вандашань, 7 – Ку-канский, 8 – Туранский, 9 – Джагды, 10 – Селемджинский, 11 – Эзоп, 12 – Ямалин, 13 – Тайкан, 14 – Джаки-Унахта-Якбыяна, 15 – Баджалский.

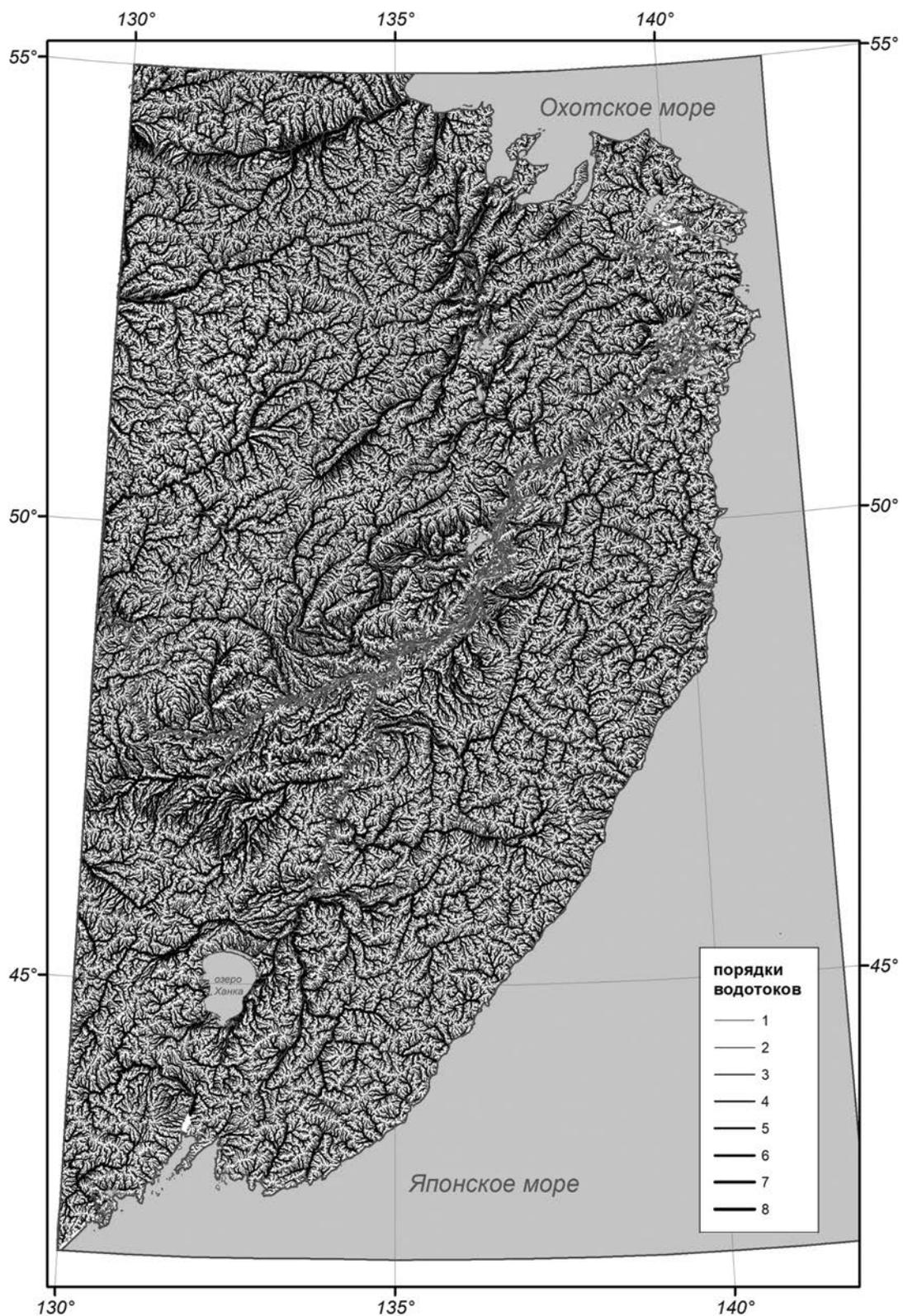


Рис. 2. Рассчитанная модель гидросети. Цифрами указаны порядки долин.

остаточного рельефа (разностная поверхность между современным рельефом и монобазисной поверхностью 1-го порядка), с одной стороны, и крутизны склонов, с другой. Установлено, что литология пород в масштабе проводимых исследований не оказывает определяющего влияния на формы рельефа, и этим фактором в значительной степени можно пренебречь. Это объясняется тем, что в ходе формирования древнего развивающегося достаточно длительное время рельефа влияние прочности слагающих рельеф пород может в значительной степени нивелироваться. Кроме того, поскольку профили равновесия водотоков старше 3-го порядка в основном выработаны, и уклоны долин не превышают 3°, полагаем, что наличие областей высокого остаточного рельефа с крутыми склонами может быть также объяснено длительной эрозией изначально высокого древнего рельефа до сих пор не достигнутого равновесия.

Расчёт вертикальных новейших движений проводилось только за счёт математической обработки цифровой модели рельефа без предварительного дешифрирования.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Конфигурация наиболее древнего рельефа в пределах изучаемой области, который можно проанализировать предлагаемым методом, отображается в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 7-го порядка (Прил. П1). Надёжных маркеров возраста этого рельефа нет, но можно предположить, что данная поверхность отражает рельеф, существовавший до того, когда в пределах эоценовых рифтовых впадин ещё не сформировались крупные транзитные водотоки, например, р. Амгунь в пределах Верхнеамгунской межгорной впадины, которые в принятой в данном исследовании модели гидросети имеют 6-й порядок.

Анализ монобазисной поверхности 7-го порядка (Прил. П1) позволяет предположить, что в эоцене (доолигоценое время) существовал достаточно высокий, асимметричный, с крутым восточным и пологим западным склонами — это Буреинский хребет на западе и более низкий хребет Сихотэ-Алинь на востоке. Причём, восточнее Эврон-Чукчагирской низменности и севернее современного русла Амура в его нижнем течении высокого рельефа, вероятно, не было.

Постэоценовый рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 6-го порядка

(Прил. П2), сформировался после того, как в пределах кайнозойских рифтовых впадин уже сформировались крупные транзитные реки, такие как Амгунь. Буреинский хребет в это время наряду с эрозией мог испытывать воздымание. К этому времени, как показывает анализ разностной поверхности между базисными поверхностями 6 и 7 порядков, наибольшее приращение рельефа до 400 м отмечается в южной части хребта, в то же время, по периферии хребта отмечается значительная эрозия. Северная часть хребта Сихотэ-Алинь также могла испытывать воздымание, но менее значительное: максимальное приращение рельефа не превышало 280 м. При этом важно отметить, в это время (постэоценовое) началось, хотя и незначительное, поднятие территории севернее современного русла р. Амур в его нижнем течении — хребты Хоми и Чаятын. Русло речной системы, объединявшей реки Сунгари, Уссури, Амур (севернее г. Хабаровск), Амгунь и другие, в олигоцене (?), вероятнее всего, проходило по Эврон-Чукчагирской системе погружений на север в сторону Охотского моря. Наше предположение на основе анализа данных о неотектонических вертикальных движениях о другом положении обозначенной выше речной системы согласуется с предположением В.А. Мелиоранского, сделанного почти век назад: “р. Амур в эту фазу уже не вливалась в Японское море в связи с небольшим тектоническим поднятием в районе озёр Кади и Кизи, устранившим доступ к этому морю, и нашла себе выход па север, использовав для этого нижний участок долины р. Амгуни” (цитируется по [7]).

Южнее р. Бикин наибольшие высоты этого древнего рельефа отмечались севернее р. Б. Уссурка, в то время как на юге высота рельефа была незначительной. Рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 5-го порядка (Прил. П3), в пределах Центрального Сихотэ-Алиня можно датировать олигоценом, временем формирования песчаников и конгломератов угловинской свиты. Фрагменты отложений этого возраста сохранились в долинах крупных рек хребта Сихотэ-Алинь [12]. Анализ данной монобазисной поверхности, а также разностной поверхности 5 и 6 порядков (Прил. П12), позволяет предположить, что в это время начинается крупная перестройка в нижнем течении р. Амур. Буреинский хребет продолжал испытывать умеренный рост. Территория севернее Приамурского разлома начинает испытывать более интенсивное воздымание. Вероятно, в это поднятие была вовлечена и Эврон-Чукчагирская система погружений. В это же время начинает формироваться современная

антецедентная долина р. Амур, заложившаяся вдоль Приамурского разлома [12].

Происходило также относительно равномерное воздымание всего хребта Сихотэ-Алинь, несколько более интенсивное в областях севернее рек Б. Уссурка и Бикин [11]. Вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского разлома в это время значительных вертикальных смещений не выявляется. Важно отметить достаточно интенсивную эрозию древнего рельефа на площади между оз. Ханка и заливом Петра Великого, что может свидетельствовать о южном направлении стока рек западного склона южной части хребта Сихотэ-Алинь. Это согласуется с построениями А.П. Сорокина с соавторами [13], согласно которым до кардинальной структурной перестройки в неогеновое (?) время современный нижний участок р. Амур (речная система, объединявшая реки Сунгари, Усури, Амгунь и др.) не являлся продолжением её современных верхнего и среднего участков (рр. собственно Амур, Зея, Бурей, Ляохе и др.). Сток последних был направлен на юг в бассейн Сунляо и далее в залив Бохайвань Жёлтого моря.

На основании анализа монобазисной поверхности 4-го порядка и разностной поверхности 4-го и 5-го порядков (Прил. П12) можно сделать вывод, что ко времени начала формирования современного рельефа произошла активизация крупных разломов, в том числе главного структурного шва горной системы Сихотэ-Алинь — Центрального Сихотэ-Алиньского разлома. Области восточнее разлома, испытывали достаточно интенсивное воздымание, в то время как западные области положительного приращения рельефа фрагментарны и области с нулевым приращением высот рельефа занимают большие площади. Вертикальные движения в этот период здесь полностью компенсировались эрозией и осадконакоплением. В областях восточнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома интенсивность воздымания, в целом, в это время превосходила интенсивность эрозии [11]. Вместе с тем необходимо отметить интенсивную эрозию более древнего рельефа вдоль активизированных разломов, пересекающих крупные водотоки, и формирование своеобразных “уступов”, образовавшихся вследствие вертикальных движений по этим разломам. В это же время активизировались и разломы, секущие хребет Сихотэ-Алинь в широтном направлении. Области, расположенные между ними, испытывали вертикальные движения разной интенсивности. Наиболее значительное воздымание в это время испытала

область южнее 44° с.ш. Вероятно, именно в это время Амурская речная сеть приобрела современный облик, и сток рек западного склона южного Сихотэ-Алиня был перенаправлен с юга на север в современный нижний участок бассейна р. Амур. Начала формироваться антецедентная долина р. Амгунь между Омальским и Омальдинским хребтами. Важно отметить, что если хребет Сихотэ-Алинь в это время испытывает воздымание, то в пределах Буреинского блока начинают превалировать процессы эрозии и денудации. Данная активизация новейших движений предположительно была синхронна с проявлением миоцен-плиоценового базальтового вулканизма [11, 12].

Анализ базисных и разностных поверхностей 3—1 порядков (Прил. П5, П6, П 7, П8, П9, П10) даёт информацию о развитии региона в течение плейстоцена-голоцена. В начале плейстоцена произошла, в основном, стабилизация вертикальных тектонических движений. Приращение рельефа по всей площади изучаемой территории приблизительно одинаковое, интенсивность врезания (отрицательные значения разностной поверхности) достаточно высока. Положительное приращение рельефа в значительной степени можно объяснить именно процессами эрозии [11, 12]. Важно, что эрозия более интенсивна там, где на предыдущем этапе развития рельефа происходило наиболее интенсивное воздымание. Признаков вертикальных интенсивных движений по крупным разломам не отмечается. Области эрозии более древнего рельефа в долинах крупных рек перемещаются вверх по течению относительно тех областей эрозии, которые отмечались на предыдущем этапе, что указывает на попятную эрозию и выработку нового профиля равновесия этих рек. Такой же режим развития рельефа свойственен, в целом, для всего плейстоцена-голоцена.

### КАРТА НОВЕЙШИХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

В настоящее время нижнюю границу новейших тектонических движений в северной Евразии чаще всего принято относить к верхнему олигоцену-нижнему миоцену в Атлантическом и к плиоцену в Тихоокеанском сегментах [3]. Как показано выше, нам удалось проследить развитие рельефа юга Дальнего Востока предположительно с эоцена, то есть с более раннего времени. Причём проведённый анализ монобазисных поверхностей и их разностей показал, что новейшие движения в пределах изучаемой области

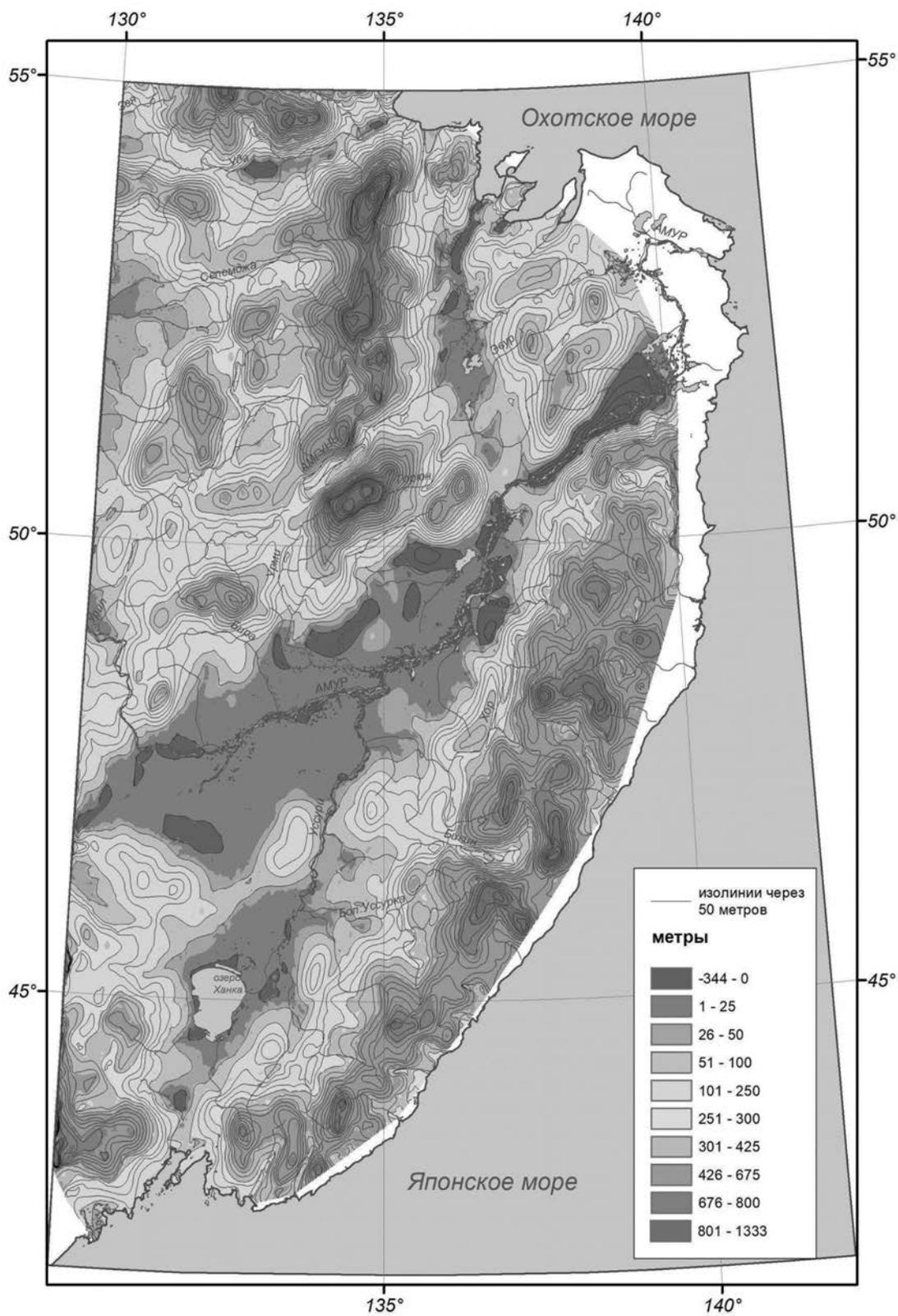


Рис. 3. Карта новейших вертикальных движений юга Дальнего Востока России. Горизонталы проведены через 50 м.

проявлялись на фоне более древнего, уже сформированного и не до конца эродированного рельефа. Карта новейших вертикальных движений юга Дальнего Востока России представлена на рис. 3.

Неотектоническая активность в пределах рассматриваемой территории проявлялась неравномерно как во времени, так и в пространстве. В целом, можно выделить три этапа развития рельефа, отражающих различную по интенсивности неотектоническую активность:

1) Доолигоценый, выраженный в монобазисных поверхностях 5–7-го порядков и их разностях, характеризующийся более интенсивным ростом Буреинского хребта с положительными амплитудами до 700–800 метров в разных его частях, и более умеренным ростом хребта Сихотэ-Алинь, с амплитудами до 400 метров в северной его части, до 600 метров в центральной, и до 350 в южной. Так же на этом этапе произошла значительная структурная перестройка в нижнем течении Амура;

2) Олигоцен-плиоценовой активизации, выраженный в монобазисных поверхностях 5–4-го порядков и их разностью (Прил. П13), характеризующийся интенсивными вертикальными движениями. Размах положительных вертикальных амплитуд на этом этапе составил более +550 м;

3) Плейстоцен-голоценовый, выраженный в монобазисных поверхностях 3–1-го порядков и их разностях (Прил. П8, П9, П10), на протяжении которого значительных по амплитуде вертикальных движений не происходило. Размах вертикальных движений на этом этапе суммарно составил до 200 метров. Именно в это время оформился современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф, то есть вертикальные движения в изучаемом регионе на этом этапе имеют унаследованный характер.

Базисная поверхность 7-го порядка (Прил. П1), отражающая доэоценовый рельеф, не позволяет охарактеризовать значительные площади в пределах Южного Сихотэ-Алиня и на побережье Охотского моря. Поэтому за начальную поверхность для расчёта амплитуды новейших вертикальных движений нами была принята базисная поверхность 6-го порядка. Следовательно, с помощью принятой в настоящем исследовании методики можно построить карту вертикальных тектонических движений начиная с конца эоцена. Следует отметить, что базисная поверхность 6-го порядка не может быть построена вдоль океанского побережья в силу того, что реки, впадающие непосредственно в Охотское и Японское

моря, имеют более низкий порядок, то есть прибрежный рельеф более молодой. Поэтому вдоль побережья невозможно отразить суммарную амплитуду вертикальных движений за постэоценовое время. Однако это касается только суммарной карты. Характер вертикальных движений в прибрежных областях отражён в разделе, посвящённом морфоструктурному анализу.

Поскольку высота начального рельефа, а также соотношение скорости новейших поднятий, с одной стороны, и скорости эрозионного вреза и денудации рельефа, с другой, не могут быть точно определены, за величину новейшего поднятия принята разность между наименее затронутыми и расчленёнными современной эрозионной сетью базисными поверхностями 4-го и 6-го порядков, отражающая воздымание с конца эоцена до плиоцена. За эрозионный врез, синхронный по времени с воздыманием, была принята медиана общего эрозионного вреза от дневной поверхности до базисной поверхности 4-го порядка. Таким образом, амплитуду вертикальных тектонических движений с конца эоцена по конец плиоцена будет отражать сумма разностной поверхности 4-го и 6-го порядков и поверхности медианы суммарного эрозионного вреза рельефа (Прил. П13).

Обращает на себя внимание то, что характер вертикальных движений Буреинского и Сихотэ-Алиньского хребтов в промежуток времени с эоцена до плиоцена значительно отличается. Буреинский хребет испытывал более интенсивное, чем хребет Сихотэ-Алинь, ассиметричное воздымание с более пологим западным, и более крутым восточным склоном на ранних этапах. Причём сам хребет расчленён заложившимися в олигоцене рифтообразными впадинами.

Амплитуда вертикальных движений в пределах хребта Сихотэ-Алинь в это время значительно меньше, и возрастает с юга на север. Следует отметить, что восточнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома участки с более высокими скоростями новейших движений имеют конфигурацию эшелонированных блоков.

Выше отмечалось, что в течение плейстоцена интенсивных вертикальных тектонических движений, вероятно, не происходило, и в основном преобладали процессы эрозии и денудации. Тем не менее, нами была предпринята попытка анализа этой денудационной части рельефа. Для этого были проанализированы высоты водоразделов сопряжённых рек (истоки разделены общим водоразделом). Такой анализ проводился отдельно для рельефа, расположенного выше

базисных поверхностей водотоков 3-, 2- и 1-го порядков, с целью выделения блоковой тектоники в раннем и среднем плейстоцене, верхнем плейстоцене-голоцене. Более высокие водоразделы сопряжённых рек, полностью окружающие рассматриваемый участок рельефа, свидетельствуют, полагаем, о наличии тектонического блока и его более интенсивном воздымании относительно окружающих участков.

Анализ показывает, что интенсивность вертикальных движений блоков в это время низкая, амплитуды редко превышают 100 м, и она существенно выше в пределах горной системы Сихотэ-Алиня по сравнению с Буреинским хребтом. Важно отметить, что в пределах первого, южнее Бикинского разлома (~46° с. ш.), можно выделить несколько эшелонированных блоков, границы которых практически совпадают с границами, выявленных на олигоцен-плиоценовом этапе. Севернее Бикинского разлома отмечаются более интенсивное воздымание центральной части Сихотэ-Алиньского хребта, а в его северной части активность вертикальных движений снижается.

В среднем плейстоцене общий структурный план неотектонических движений сохраняется, но их амплитуда становится существенно меньше, и границы выделяемых блоков становятся менее выраженными. К концу плейстоцена-началу голоцена вертикальные движения носят уже скорее сводовый, чем блоковый характер, и более интенсивно они проявлены на севере Буреинского хребта и в центральной части хребта Сихотэ-Алинь.

Карта вертикальных неотектонических движений (рис. 3) рассчитана как их сумма с конца олигоцена по голоцен, их размах составляет ~1540 м; от -220 м (район нижнего течения р. Амур вдоль хребта Хоми) до 1320 м (Баджальский хребет). Поскольку структурно-морфометрический метод не позволяет уверенно выявлять региональные отрицательные движения, а анализ скважин и строения осадочных бассейнов в рамках представленного исследования не проводился, отрицательные значения на суммарной карте вертикальных новейших движений в большинстве случаев свидетельствуют об интенсивности эрозионной переработке ранее существовавшего рельефа. Близкие к нулю значения характерны для областей, в пределах которых опускание было компенсировано осадконакоплением. Суммарная амплитуда вертикальных движений в пределах Буреинского хребта выше, чем в пределах горной системы Сихотэ-Алиня.

Однако, наиболее интенсивное воздымание Буреинского хребта, происходило до плейстоцена, хребет Сихотэ-Алинь более активен на поздних этапах развития, в том числе и в плейстоцене. Построенная нами карта новейших вертикальных движений в целом имеет сходство, в первую очередь качественное, с опубликованными ранее картами новейшей тектоники юга Дальнего Востока [2, 3], но при этом имеет существенные отличия в оценке как амплитуд новейших движений, так и их возраста. Более чётко, как нам представляется, наша карта отражает структурный план и блоковое строение региона.

Необходимо отметить, что все представленные в данном исследовании карты построены без учёта проявлений послезоценового вулканизма, в областях проявления которого амплитуды вертикальных неотектонических движений могут быть завышены. Это касается в основном восточного склона Сихотэ-Алиньского хребта, его центральной и северной частей, а также восточного борта Среднеамурского осадочного бассейна между 47 и 50 градусами северной широты. Определение насколько значительным может быть такое завышение, требует отдельного исследования.

## КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. На основании цифровой модели рельефа и построенной по ней модели гидросети проведён морфоструктурный анализ юга Дальнего Востока России, построены монобазисные поверхности, отражающие этапность неотектонического развития территории, и суммарная карта амплитуды вертикальных неотектонических движений. Новейшие вертикальные движения в регионе проявлялись на фоне более древнего, уже сформированного и не до конца эродированного рельефа. Выделены три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность в регионе: а) доолигоценовая, характеризующаяся более интенсивным воздыманием Буреинского хребта, и менее интенсивным — хребта Сихотэ-Алинь; б) олигоцен-плиоценовая, характеризующаяся наиболее интенсивными вертикальными движениями в регионе за рассматриваемый период — поздний эоцен-голоцен; в) плейстоцен-голоценовая, во время которой сформировался современный выработанный эрозионно-денудационный рельеф и значительных по амплитуде вертикальных движений не происходило.

2. Суммарная амплитуда вертикальных движений на северо-западе рассматриваемой территории в пределах Буреинской провинции выше, чем на востоке рассматриваемой территории в пределах Сихотэ-Алиньской провинции. Наиболее интенсивный подъём Буреинского хребта, проходил до плейстоцена, тогда как Сихотэ-Алиньский хребет был более активен на поздних этапах развития.

3. На основе проведённого анализа неотектонических вертикальных движений юга Дальнего Востока России здесь можно предполагать две крупных перестройки речной системы: а) русло речной системы, объединявшей реки Сунгари, Уссури, Амур (севернее г. Хабаровск), Амгунь и другие, в олигоцене (?), вероятнее всего, проходило по Эврон-Чукчагирской системе погружений в сторону Охотского моря, а не в сторону Татарского пролива; б) водотоки западного склона южной части хребта Сихотэ-Алинь до кардинальной перестройки речной сети в неогене (?) имели южный сток в бассейн рр. собственно Амур (средний и верхний участки современные русла современного Амура), Зея, Бурея, Ляохе. Течение этой речной системы было направлено на юг в сторону бассейна Сунляо и Жёлтого моря. Предположения о существовании этих двух перестроек речной сети юга Дальнего Востока были высказаны ранее [7, 13] и нашли подтверждение в наших результатах.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

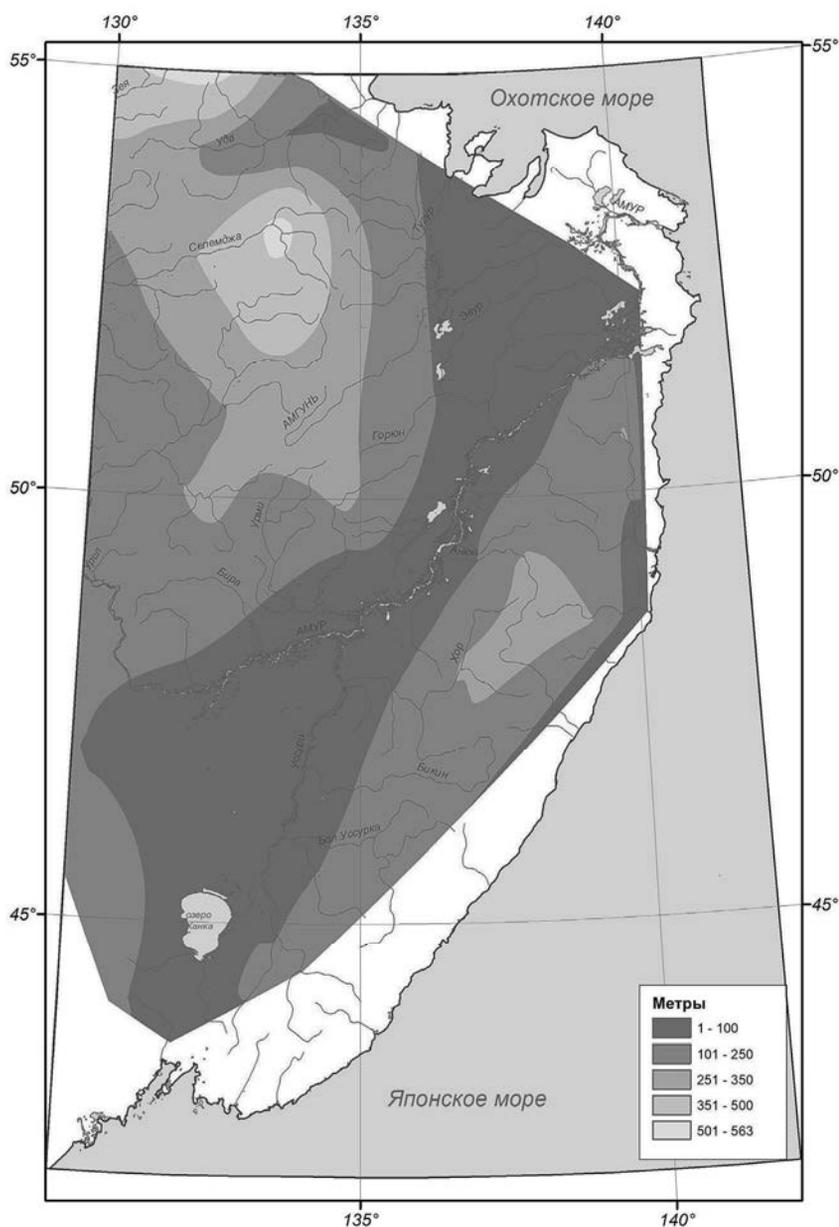
Работа выполнена за счёт гранта Российского научно-образовательного фонда (№ 22-17-00023). Базовое финансирование за счёт субсидий на выполнение госзаданий: МГУ (тема НИР № 122022700010-3), ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010), ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 122041100043-8).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

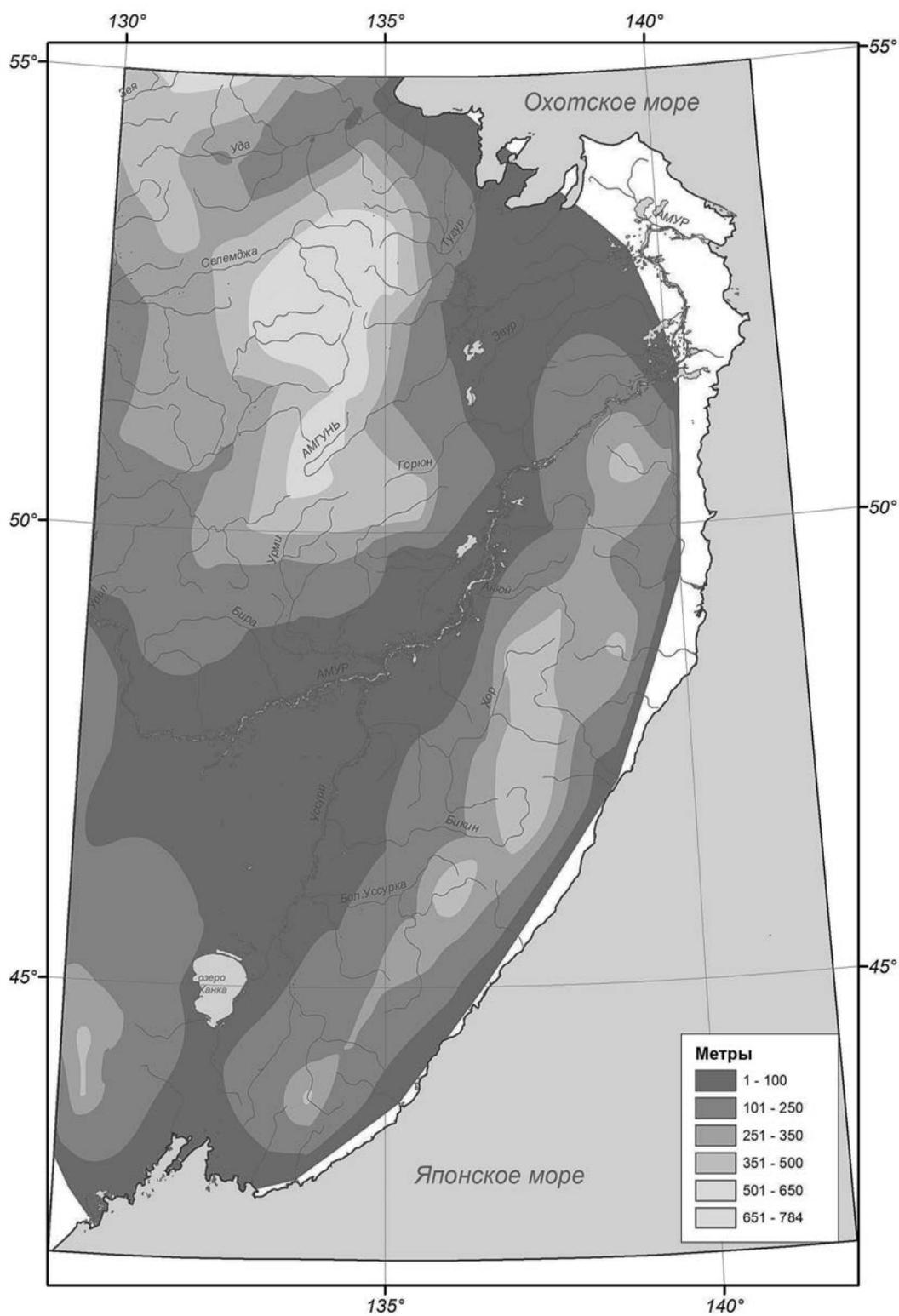
1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. Кн. 2. 409 с.
2. Горкуша С. В., Онухов Ф. С., Корчагин Ф. Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18(5). С. 61–68.
3. Грачев А. Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
4. Диденко А. Н., Трофименко С. В., Быков В. Г., Меркулова Т. В., Гильманова Г. З. Оценка сейсмического

- го риска территории континентальной части юга Дальнего Востока России. Хабаровск, 2018. 82 с.
5. Диденко А. Н., Носырев М. Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492(2). С. 66–71.
6. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5000000. Главный редактор А.Ф. Грачев. Министерство природных ресурсов России. Всероссийский институт экономики минерального сырья и недропользования, 1997.
7. Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Биогеографические обоснования гипотезы. Л.: Наука, 1972. 548 с.
8. Нгуманов И. И., Нгуманова Е. В., Чернова И. Ю. Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур. Казань: Казанский университет, 2016. 53 с.
9. Петров О. В., Зубова Т. Н., Вербицкий В. Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:100 000 // Регионал. геология и металлогения. 2016. № 67. С. 19–33.
10. Симонов Д. А., Захаров В. С., Брянцева Г. В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 19–29.
11. Симонов Д. А., Захаров В. С., Гильманова Г. З., Диденко А. Н. Новейшие вертикальные движения Южно-Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. (3). С. 25–36. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-3-25-36>
12. Симонов Д. А., Захаров В. С., Гильманова Г. З., Диденко А. Н. Новейшая тектоника Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и ее отражение в характеристиках самоподобия гидросети // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. 1(5). С. 19–30. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-5-19-30>
13. Сорокин А. П., Махинов А. Н., Воронов Б. А., Сорокина А. Т., Артеменко Т. В. Эволюция бассейна Амура в мезозое-кайнозое и ее отражение в современной динамике рельефа // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 72–80.
14. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 90 с.
15. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

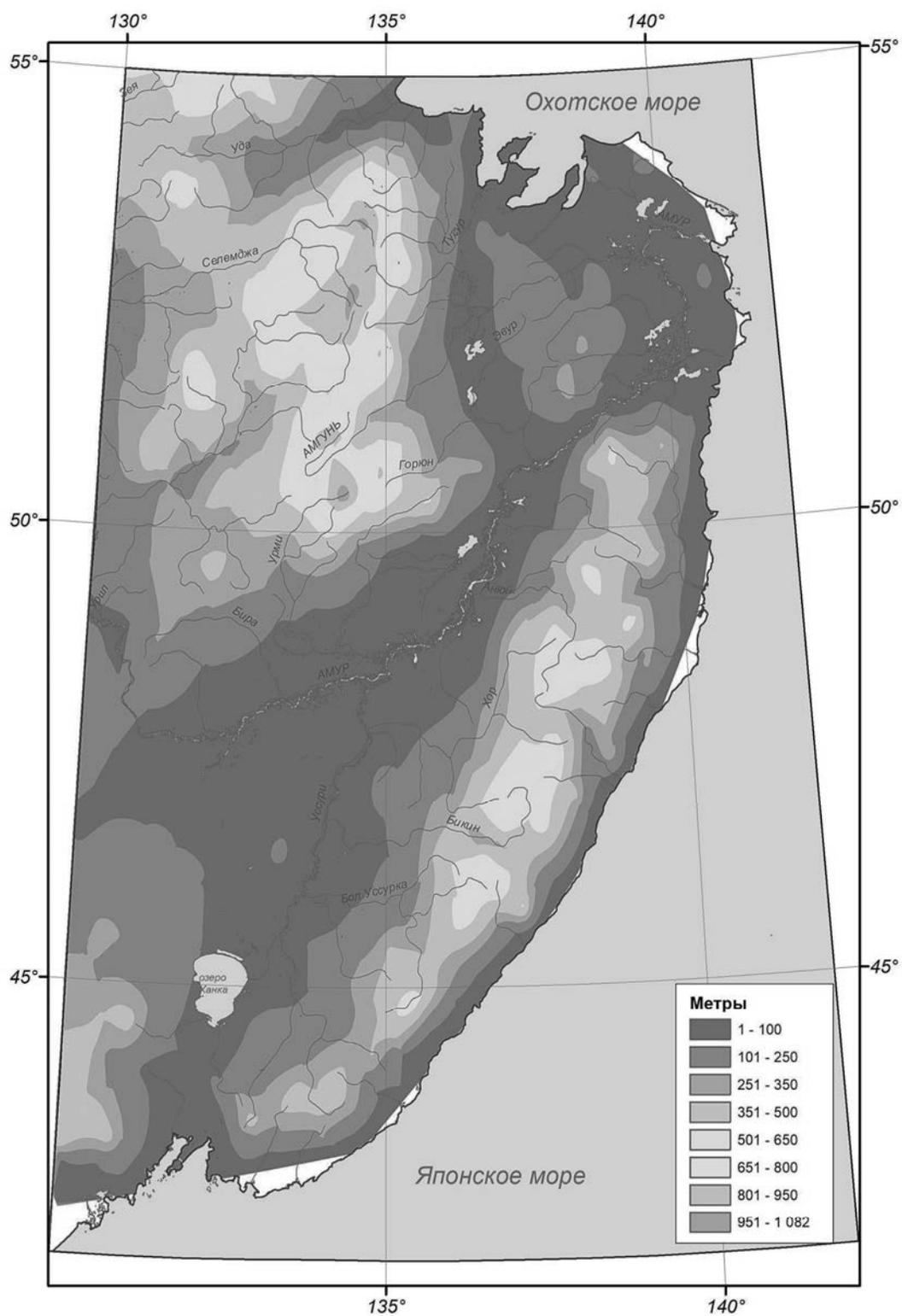
16. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Кириллов В. Е., Иванов В. В., Кирьянов М. Ф., Трушин С. И. Ульбанский террейн (зона) как часть юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 3. С. 3–18. DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-3-3-18.
17. Didenko A. N., Nosyrev M. Yu., Gil'manova G. Z. A Gravity-Derived Moho Model for the Sikhote Alin Orogenic Belt // Pure Appl. Geophys. 2021. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02842-8>
18. ESRI. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA, 2011.
19. Strahler A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology // Transactions of the American Geophysical Union. 1957. V. 38. № 6. P. 913–920.
20. Zakharov V. S., Didenko A. N., Gil'manova G. Z., Merkulova T. V. Characteristics of self-similarity of seismicity and the fault network of the Sikhote Alin orogenic belt and the adjacent areas // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. 10 (2). 541–559. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0425.



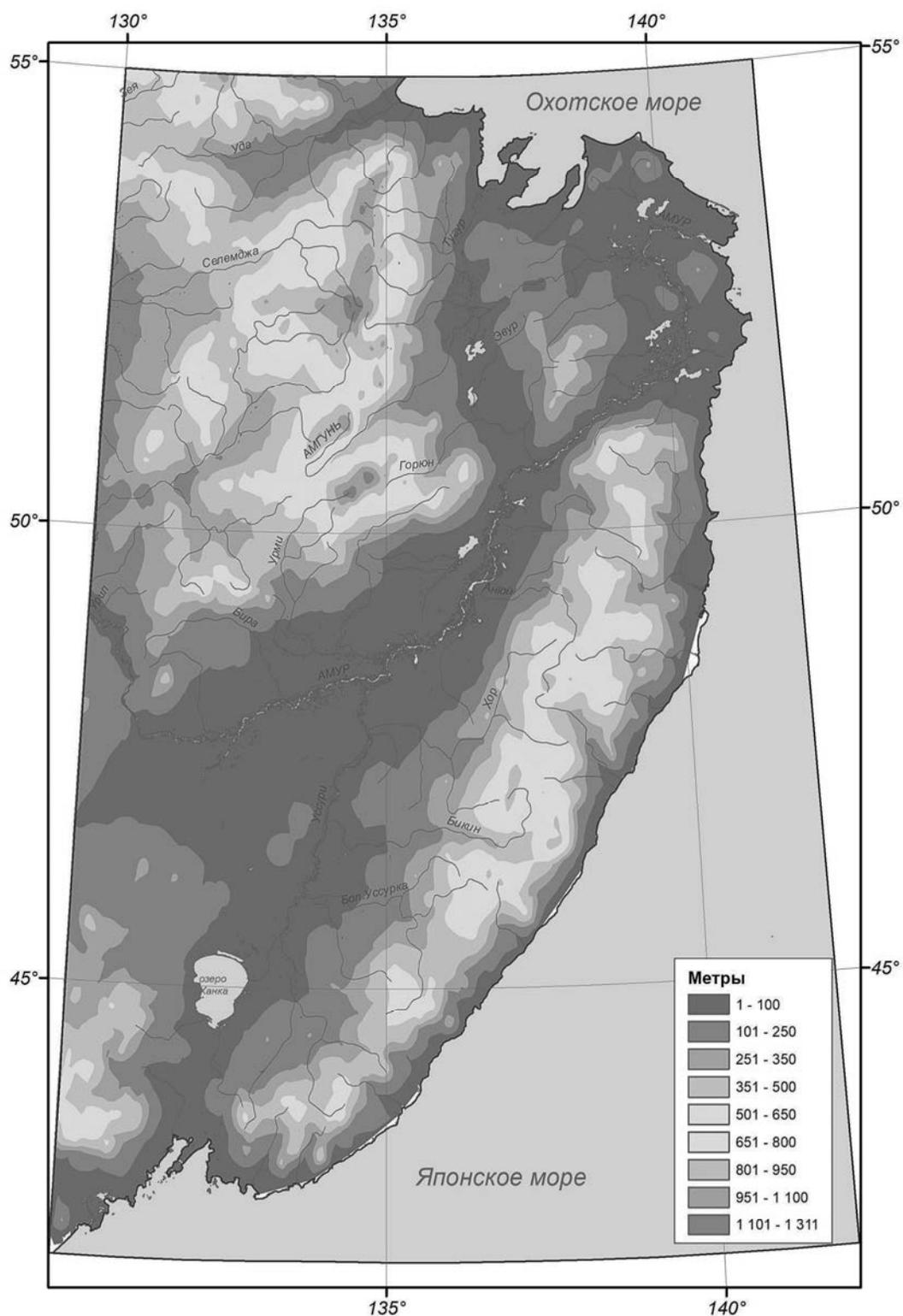
Приложение П1. Монобазисная поверхность 7 порядка.



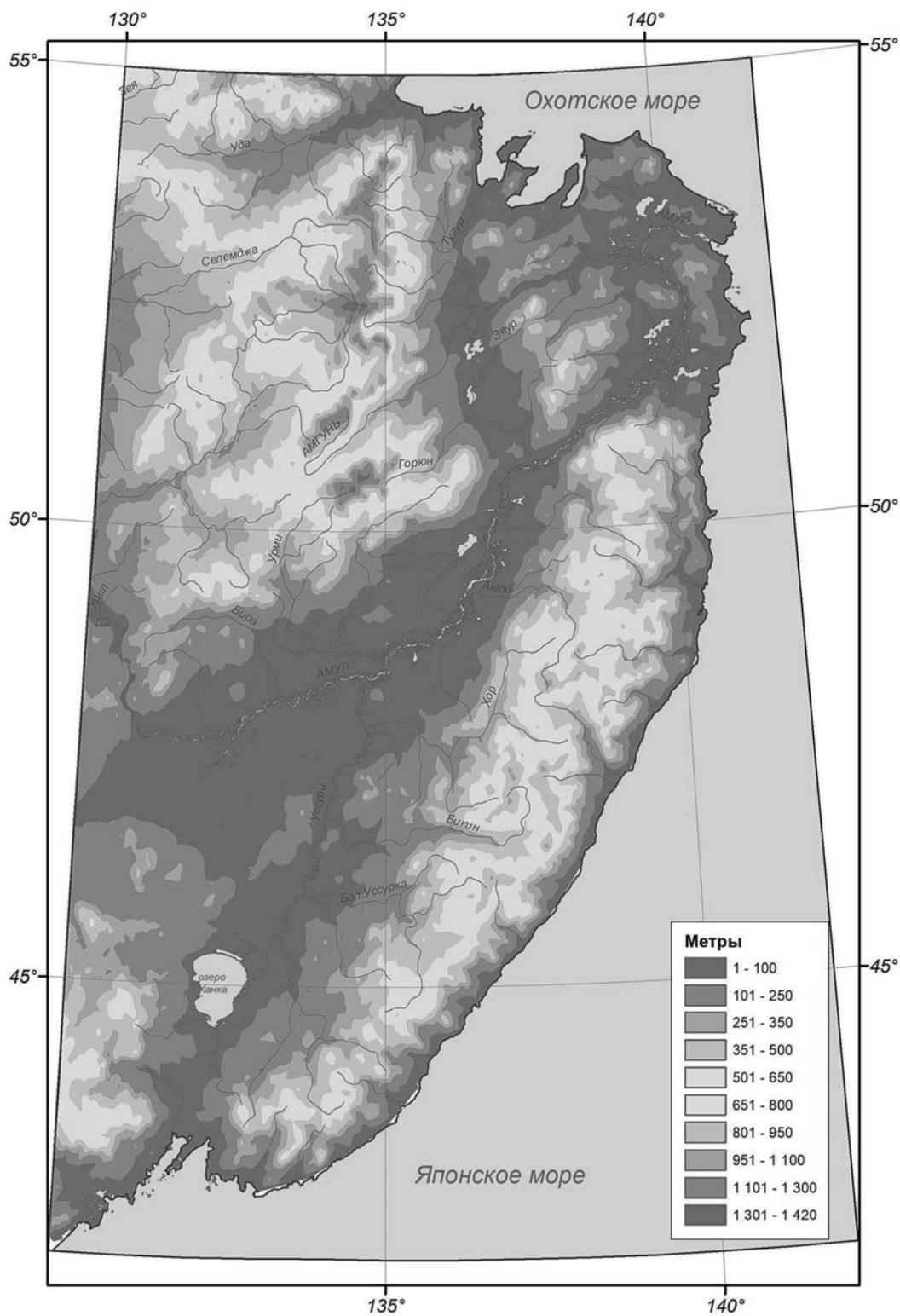
Приложение П2. Монобазисная поверхность 6 порядка.



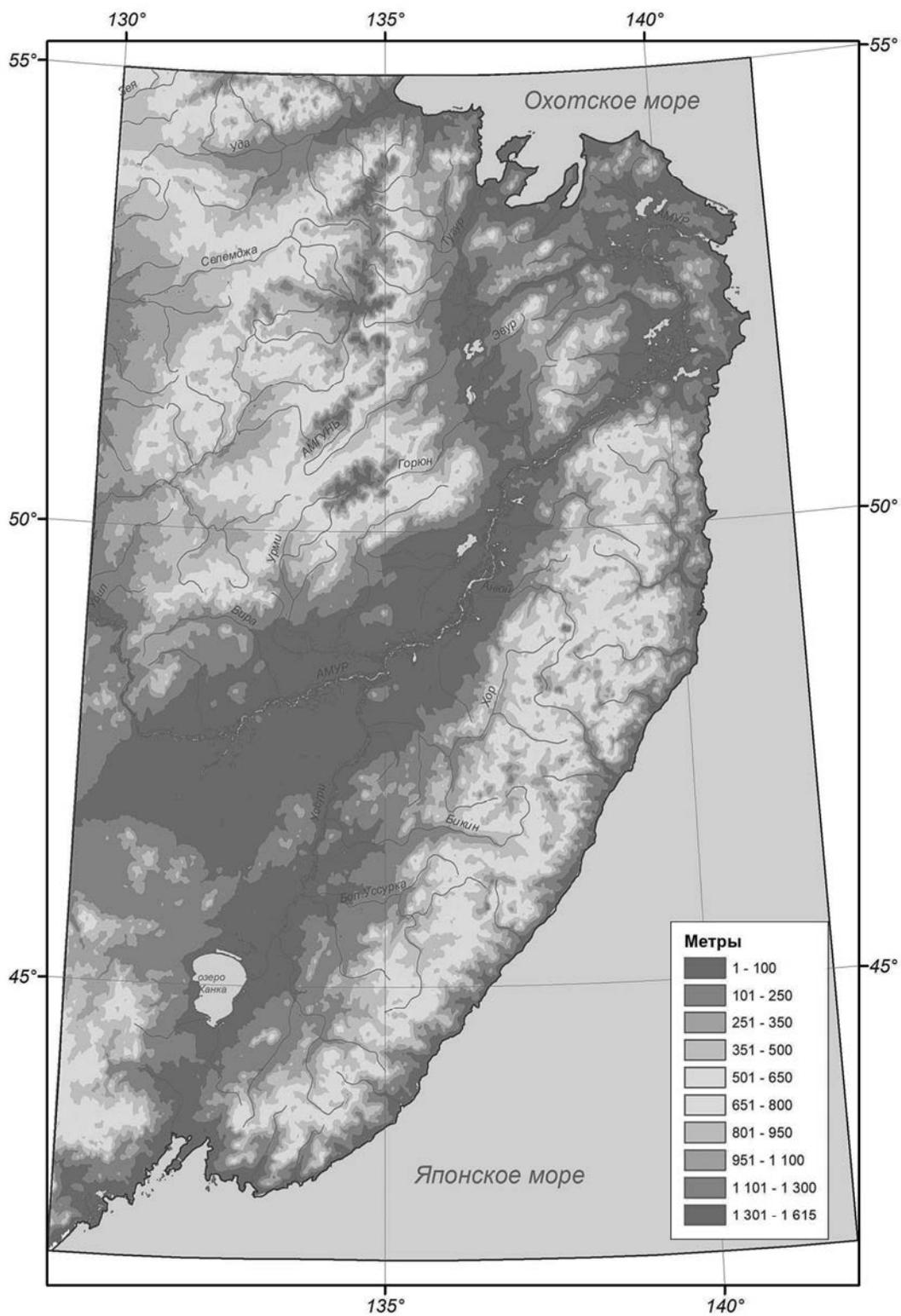
Приложение ПЗ. Монобазисная поверхность 5 порядка.



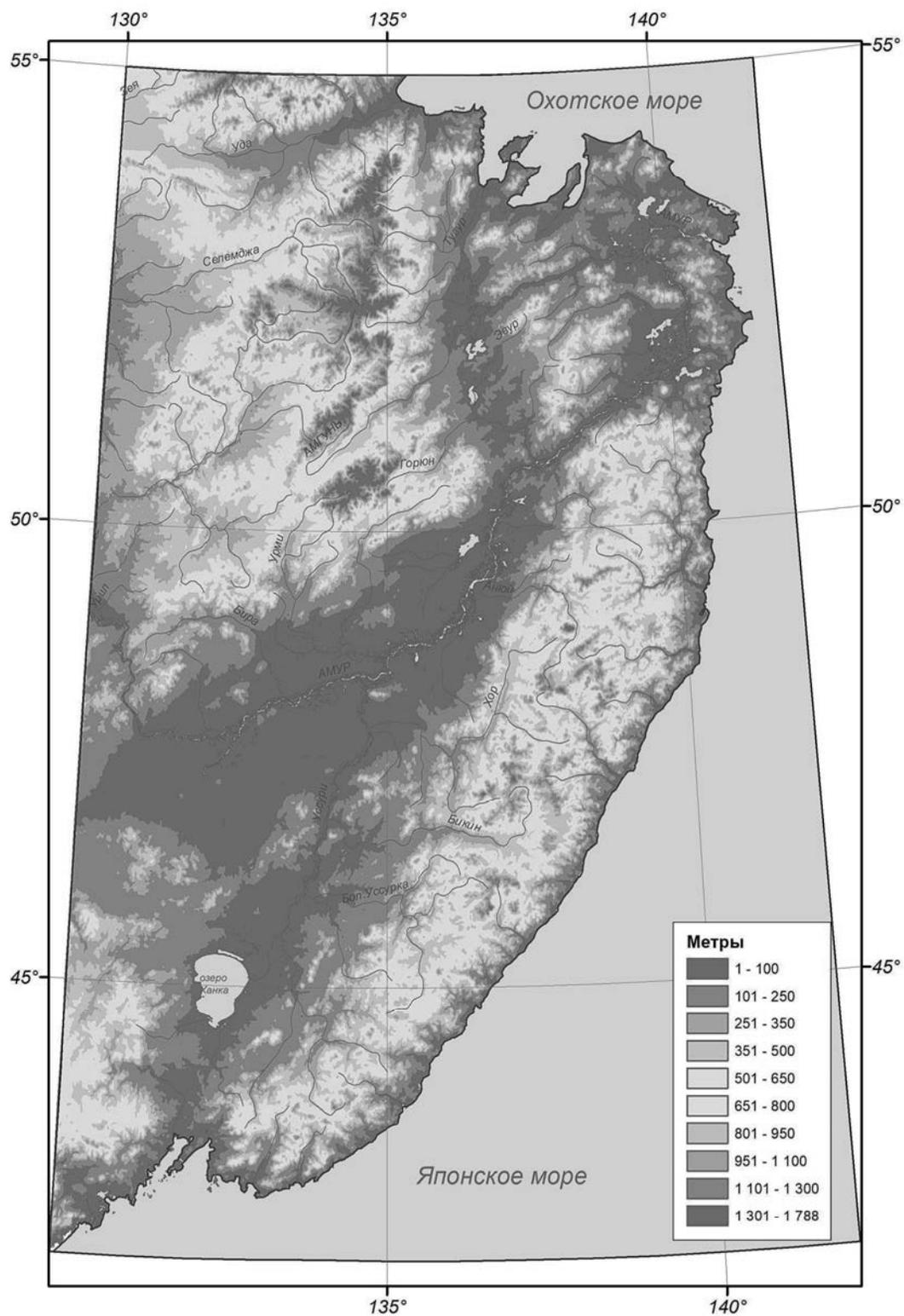
Приложение П4. Монобазисная поверхность 4 порядка.



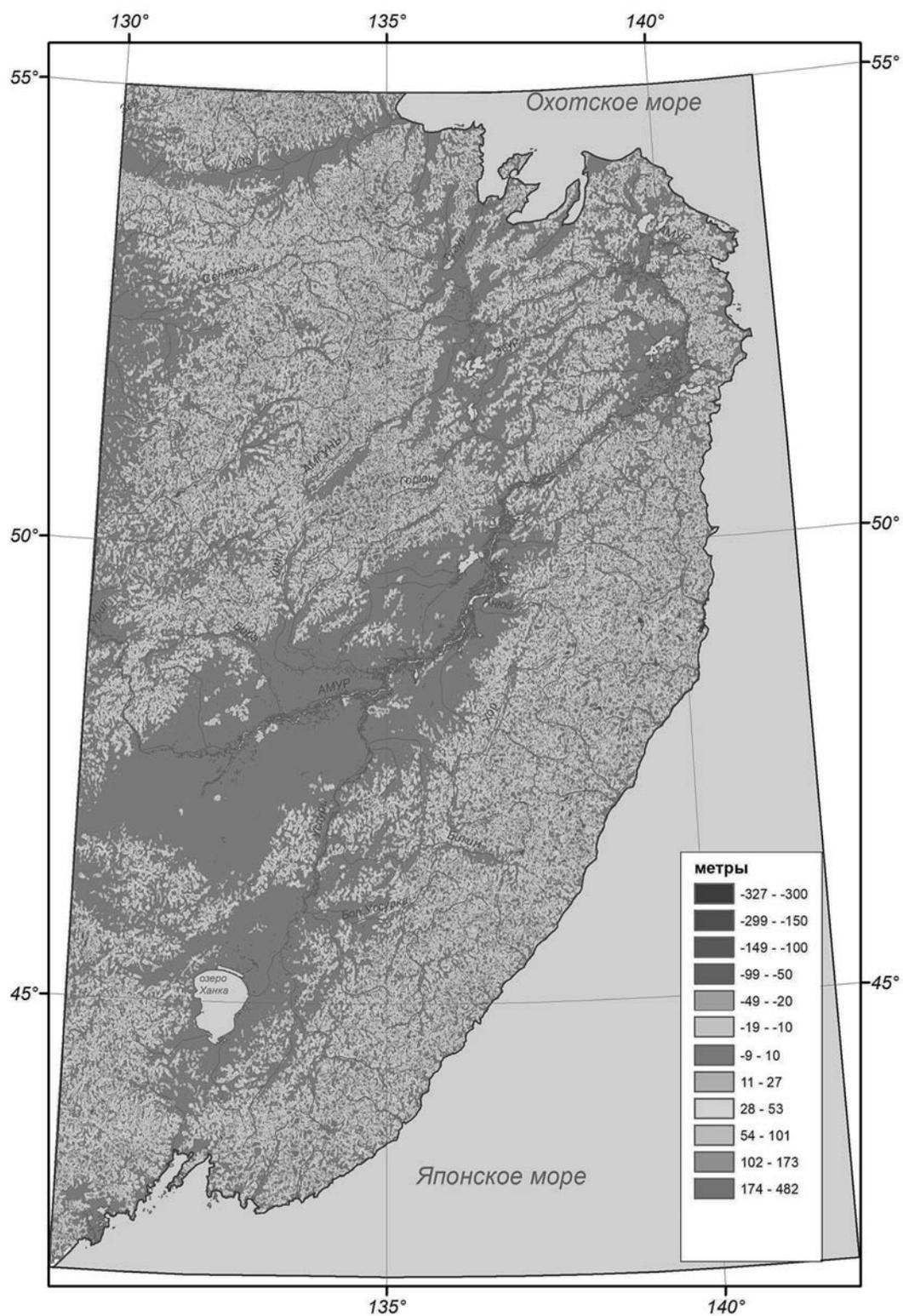
Приложение П5. Монобазисная поверхность 3 порядка.



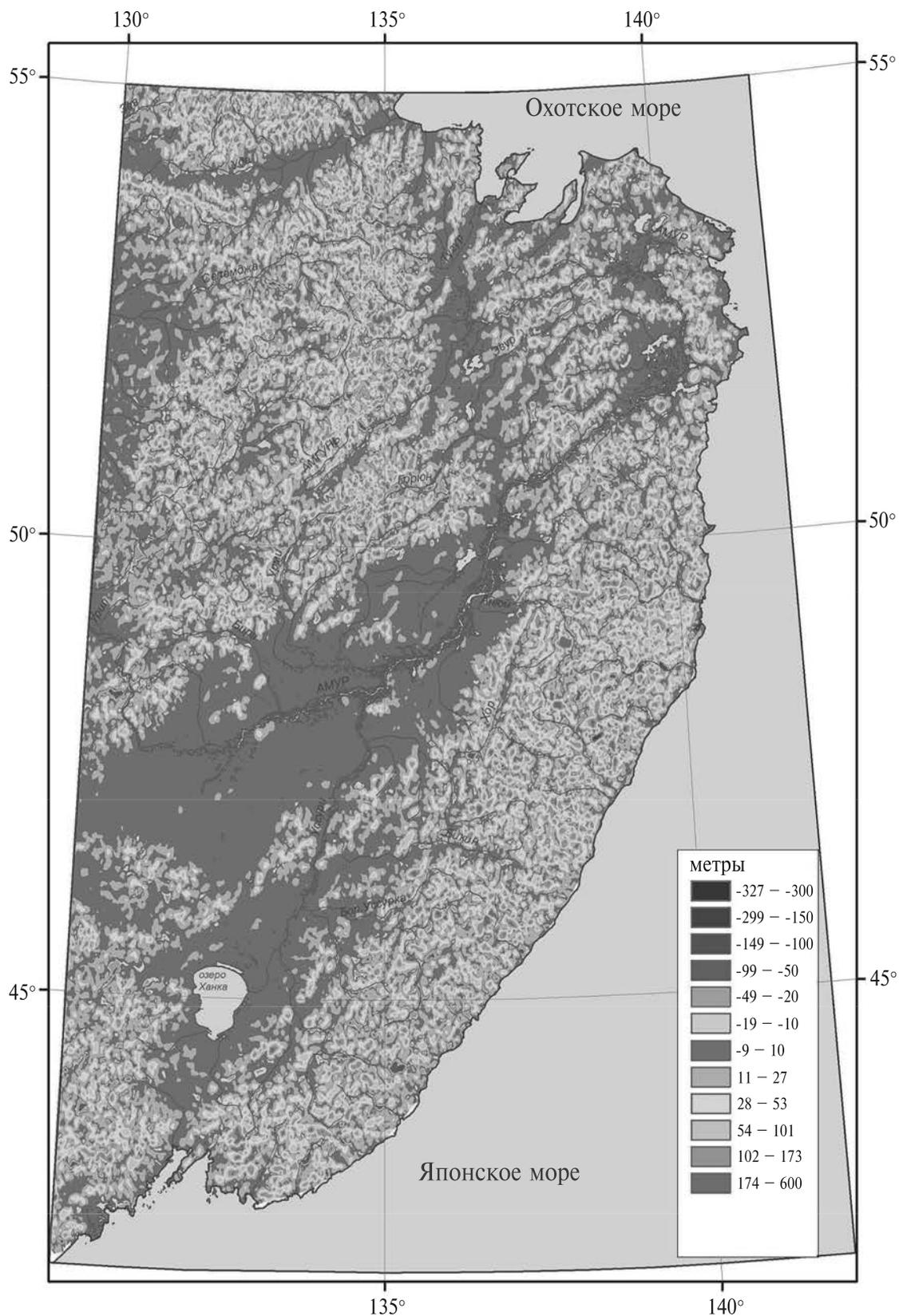
Приложение Пб. Монобазисная поверхность 2 порядка.



Приложение П7. Монобазисная поверхность 1 порядка.

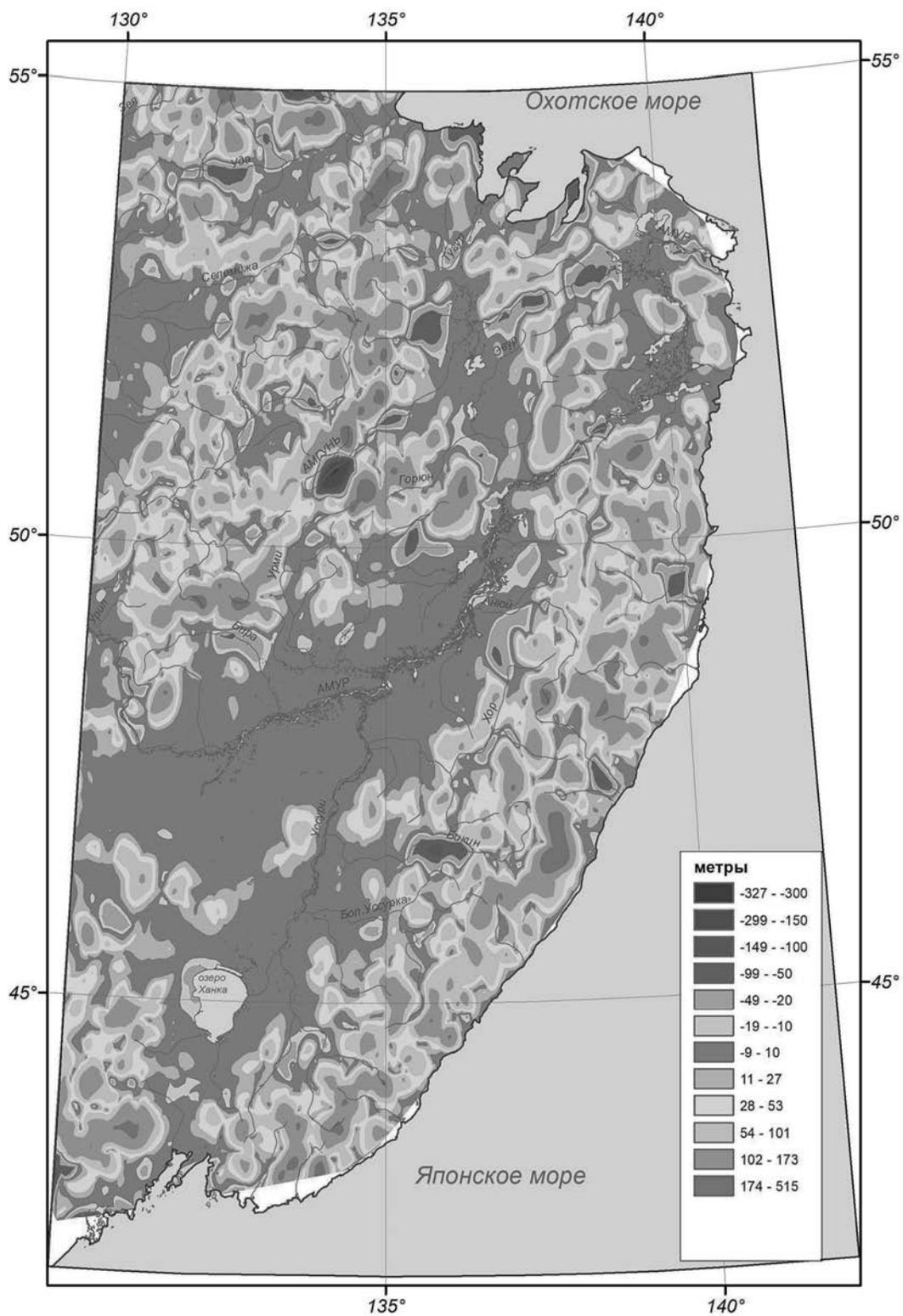


Приложение П8. Разностная поверхность 1 и 2 порядков.

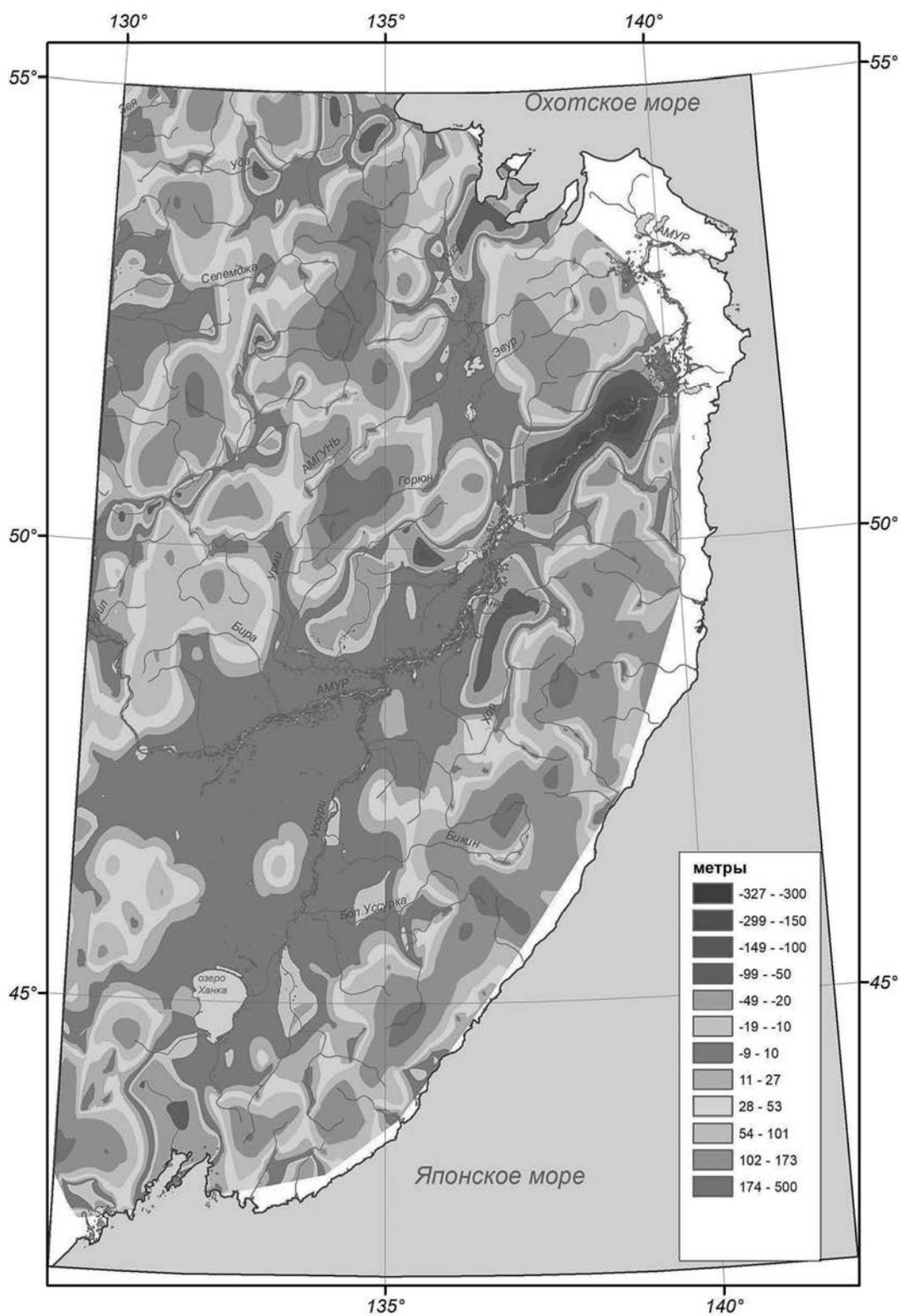


Приложение П9. Разностная поверхность 2 и 3 порядков.

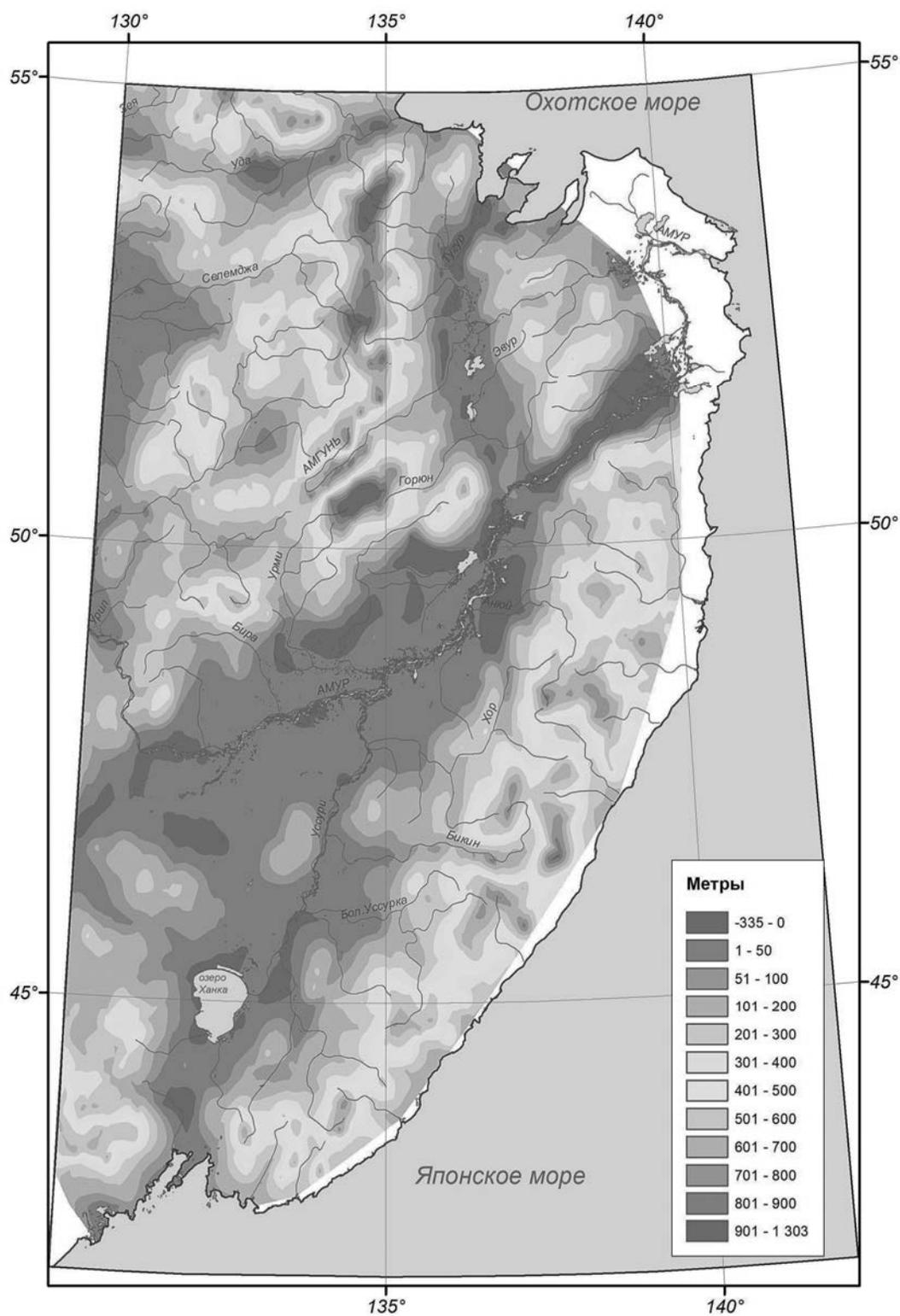




Приложение III. Разностная поверхность 4 и 5 порядков.



Приложение П12. Разностная поверхность 5 и 6 порядков.



Приложение П13. Суммарные вертикальные неотектонические движения за олигоцен — плиоцен.

## LATE TECTONIC VERTICAL MOVEMENTS OF THE FAR EAST OF RUSSIA

**D. A. Simonov<sup>a,#</sup>, Corresponding Member of the RAS A. N. Didenko<sup>b,c</sup>, V. S. Zakharov<sup>a</sup>, G. Z. Gilmanova<sup>c</sup>**

<sup>a</sup>*M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Y.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Khabarovsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: dsim\_0@mail.ru*

Morphostructural analysis of the stream network of the south of the Far East has been carried out. It has been established that the latest vertical movements in the region were manifested against the background of an older, already formed and not fully eroded relief. Three stages of relief development are identified, reflecting neotectonic activity in the region: a) pre–Oligocene, characterized by a more intense uplift of the Bureinsky ridge, and less intense – the Sikhote-Alin ridge; b) Oligocene–Pliocene, characterized by the most intense vertical movements in the region during the period under review – late Eocene–Holocene; c) the Pleistocene is Holocene, during which a modern developed erosion-denudation relief was formed and no significant vertical movements occurred in amplitude. A map of the total amplitude of vertical neotectonic movements is constructed.

*Keywords:* latest tectonics, morphostructural analysis of the stream network, vertical movements, Russian Far East

УДК 551.2

## ПОПЕРЕЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В НЕИЗОТЕРМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА–АСТЕНОСФЕРА

© 2024 г. Академик РАН Л. И. Лобковский<sup>1,\*</sup>, М. М. Рамазанов<sup>2,\*\*</sup>

Поступило 22.02.2024 г.

После доработки 01.04.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

В приближении тонкого слоя исследованы особенности возникновения и распространения поперечных деформационных волн в системе упругая литосфера–вязкая астеносфера в неизотермических условиях. При этом существенную роль играет фазовый переход на границе слоёв, обусловленный возмущениями температуры и давления. В длинноволновом приближении изучены качественные и количественные свойства распространения возмущений термомеханических полей. Показано, что благодаря энергетической подпитке от неизотермической астеносферы могут возникать слабо затухающие волновые пакеты, которые распространяются на тысячи км с характерной скоростью порядка 100 км/год. Это позволяет их рассматривать как возможный триггерный механизм массивированной эмиссии метана из мёрзлых осадочных пород в атмосфере.

*Ключевые слова:* математическая модель, термомеханические волны, литосфера, астеносфера, фазовый переход

DOI: 10.31857/S2686739724080118

### ВВЕДЕНИЕ

Явление деформационных тектонических волн в литосфере Земли давно привлекает внимание геофизиков, главным образом, в связи с наблюдаемыми процессами миграции сейсмической активности [1–4]. В последние годы эти волны стали рассматриваться как возможный триггерный механизм массивированной эмиссии метана из осадочных мёрзлых пород Арктической зоны в связи с обсуждением сейсмогенно-триггерной концепции потепления климата [5–8]. Впервые модель распространения тектонических напряжений в литосфере предложил В. Эльзассер [9] для объяснения механизма миграции зон афтершоков после сильных землетрясений. Диффузионная модель В. Эльзассера приводила к быстрому затуханию возмущений напряжений, вызванных сильными землетрясениями, и не могла объяснить возможность распространения фронтов деформации на большие расстояния порядка первых тысяч километров [10–12]. В то же время, для

обоснования сейсмогенно-триггерного механизма эмиссии метана из осадочных пород Арктического шельфа и прилегающих областей суши необходимо допустить что деформационные волны, вызванные сильнейшими землетрясениями Алеутской и Курило-Камчатской зон субдукции, способны распространяться на 2000–3000 км с относительно слабым затуханием. В работах [13, 14] было показано, что учёт термического эффекта фазового перехода на границе литосфера–астеносфера позволяет построить термомеханические модели деформационных волн, характеризующихся большим дальностью действия и слабым затуханием. Настоящая работа является развитием указанного направления исследований для случая поперечных волн в приближении тонкого упругого слоя литосферы, когда длина волны значительно превышает толщину слоя. Поперечные деформационные волны инициируются вертикальными компонентами смещений на краях взаимодействующих плит в зонах субдукции при сильнейших землетрясениях. Их величины составляют порядка нескольких метров при магнитуде землетрясений, больше 8.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Задана система, состоящая из двух слоёв: литосферы вместе с корой и астеносферы, общая

<sup>1</sup>Институт океанологии им. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт проблем геотермии и возобновляемой энергетики – филиал Объединённого института высоких температур Российской Академии наук, Махачкала, Россия

\*E-mail: llobkovsky@ocean.ru

\*\*E-mail: mukamay-ipg@mail.ru

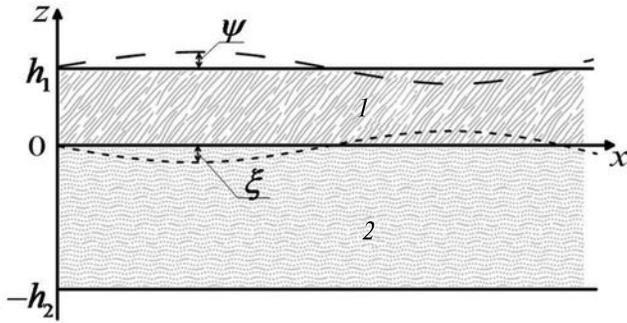


Рис. 1. Модель задачи. Слой верхней мантии, состоящий из литосферы (1) и астеносферы (2). Пунктир – возмущенные границы литосферы. Нижняя граница является границей фазового перехода.

граница которых является границей фазового перехода (рис. 1). Предполагается, что литосфера подчиняется реологии линейно-упругого тела, а астеносфера реологии вязкой несжимаемой жидкости. Требуется исследовать возможность распространения волн в такой системе в неизотермическом режиме, определить свойства этих волн и исследовать процесс распространения напряжений в литосфере. Используем для литосферы приближение тонкой пластины, а уравнение переноса тепла в обоих слоях рассмотрим в линеаризованном виде.

Выпишем основные уравнения относительно возмущений механического равновесия. С учётом сделанных предположений, имеем [14].

### ЛИТОСФЕРА

$$D \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^4} = -(\rho_a - \rho_l) g \xi + p - 2\eta \frac{\partial v_z}{\partial z},$$

$$D = \frac{Eh_l^3}{12(1 - \sigma^2)} \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_l}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial t} \gamma = \chi_l \Delta T_l, \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2)$$

Здесь:  $D$  – жёсткость пластины при изгибе;  $\psi(x, t)$  – вертикальное смещение точек нейтральной поверхности, на которой растяжение отсутствует (в качестве нейтральной поверхности приближённо рассматриваем среднюю плоскость литосферы);  $\rho_l, \rho_a$  – плотности литосферы и астеносферы;  $\xi(x, t)$  – смещение межфазной границы между литосферой и астеносферой;  $p$  – поле давления отсчитываемое от

гидростатического;  $\eta$  – динамическая вязкость астеносферы;  $v_z$  – вертикальная компонента скорости в астеносфере;  $T$  – поле температуры;  $\gamma$  – невозмущённый градиент температуры направленный вниз;  $\chi$  – теплопроводность.

Заметим, что если нет фазового перехода, то в рассматриваемом приближении имеет место равенство  $\xi = \psi$ .

В (1) первый член справа – Архимедова сила, вызванная изменением межфазной границы; второй – надгидростатическое давление астеносферы на межфазной границе; третий – вязкое сопротивление астеносферы на границе слоёв.

### АСТЕНОСФЕРА

Отсчитывая поля, как отмечалось выше, от их распределений при механическом равновесии в астеносфере, имеем уравнения

$$\Delta^2 v_z = 0 \quad (3)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} + \eta \Delta v_z = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T_a}{\partial t} - v_z \gamma = \chi_a \Delta T_a \quad (5)$$

### ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

$$z = h_l : \quad -\gamma \psi + T_l = 0 \quad (6)$$

$$z = 0 : \quad \rho_a v_z = \rho_l \dot{\psi} + (\rho_a - \rho_l) \dot{\xi} \\ -\gamma \xi + T_* + \frac{dT_*}{dP} (-p + \rho_a g \xi) = 0 \quad (7)$$

$$T_l = T_a = T_*$$

$$\lambda_l \frac{\partial T_l}{\partial z} = \lambda_a \frac{\partial T_a}{\partial z} - \rho_l (\dot{\psi} - \dot{\xi}) q$$

$$z = -h_a : \quad T_a = 0, \quad v_z = 0, \quad \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

Здесь: Точка над буквой означает производную по времени;  $T_*$  – возмущение температуры частичного плавления вещества литосферы на межфазной границе  $\xi$ , вызванное возмущением давления  $p$ ; первое уравнение это условие для температуры на верхней границе литосферы; последние условия, т.е. условия на нижней границе астеносферы, это условия для температуры и условие прилипания для вертикальной компоненты скорости; далее на межфазной границе:

первое уравнение есть условие сохранения потока массы вещества; второе — уравнение фазового равновесия; третье — условие непрерывности температуры; четвертое — непрерывность потока энергии.

Таким образом, математическое описание рассматриваемого процесса даёт система уравнений (1) — (5), с граничными условиями (6) — (8) и дополнительно заданными начальными условиями.

Частные решения этой задачи, удовлетворяющие внешним граничным условиям, можно записать в виде нормальных возмущений

$$\begin{aligned} \psi &= \psi_0 e^{\omega t - kx}, \\ v_z &= \varphi_0 \left( 1 + \frac{z}{h_a} \right) \frac{e^{-ikz} - e^{2ikh_a} e^{ikz}}{1 - e^{2ikh_a}} e^{\omega t - kx}, \\ p &= \frac{2\eta}{h_a} \varphi_0 \frac{e^{-ikz} - e^{2ikh_a} e^{ikz}}{1 - e^{2ikh_a}} e^{\omega t - kx}, \\ \xi &= \xi_0 e^{\omega t - kx}, \\ T_l &= [\gamma \psi_0 + \theta_l(z)] e^{\omega t - kx}, \\ T_a &= \left[ \frac{\gamma}{\omega} \varphi_0 \left( 1 + \frac{z}{h_a} \right) \frac{e^{-ikz} - e^{2ikh_a} e^{ikz}}{1 - e^{2ikh_a}} + \theta_a(z) \right] e^{\omega t - kx} \\ \theta_l(h_l) &= \theta_a(-h_a) = 0 \\ \psi_0 &= const, \quad \varphi_0 = const, \quad \xi_0 = const \end{aligned} \quad (9)$$

Здесь: амплитуды с нулевым индексом постоянные величины;  $\omega$  — комплексный декремент затухания;  $k$  — комплексное волновое число.

Можно заметить, что поле скоростей на основании астеносферы удовлетворяет условию прилипания, а давление, как следствие, условию изостазии.

Неизвестными в (9) являются только постоянные амплитуды для механических величин  $\psi_0$ ,  $\varphi_0$ ,  $\xi_0$  и функции  $\theta_l(z)$ ,  $\theta_a(z)$ . Если пренебречь теплопроводностью по сравнению с конвективным переносом тепла, то нетрудно проверить, что  $\theta_l(z) = \theta_a(z) \equiv 0$ . Поэтому эти функции малы практически во всей рассматриваемой области, однако их производные могут быть значительными в очень тонком слое около фазовой границы, т.е. в тепловом пограничном слое [14]. В то же время из постановки задачи нетрудно заметить, что для наших целей достаточно знать температуру на межфазной границе, значение же градиента температуры не требуется. Поэтому в первом приближении можно положить  $\theta_l(z) = \theta_a(z) \equiv 0$ , а в качестве температуры на

межфазной границе взять среднюю температуру между температурой в литосфере и астеносфере в (9). Таким образом, имеем

$$T_* = \frac{1}{2} \left( \psi_0 + \frac{1}{\lambda} \varphi_0 \right) \gamma e^{\omega t - kx} \quad (10)$$

Подставляя (9) в уравнение (1) и первые два условия на межфазной границе в (7), после исключения  $T_*$  с помощью (10), получим следующую систему алгебраических уравнений относительно амплитуд, записанную в безразмерном виде

$$\begin{aligned} a_1 k^4 \psi_0 &= -(\rho_0 - 1) \xi_0 + a_2 ik \frac{1 + e^{2ikh_a/h_l}}{1 - e^{2ikh_a/h_l}} \rho_0 \varphi_0 \\ \varphi_0 &= \frac{\omega}{\rho_0} \psi_0 + \frac{(\rho_0 - 1)\omega}{\rho_0} \xi_0 \\ \frac{\rho_0 + 1}{2\rho_0} \psi_0 - \frac{\rho_0 + 1}{2\rho_0} \xi_0 &= a_2 a_3 \varphi_0 - a_3 \xi_0 \\ a_1 &= \frac{E}{12(1 - \sigma^2) \rho_l g h_l}, \quad a_2 = \frac{2\eta}{\rho_a g h_a t_0}, \\ a_3 &= \frac{dT}{dP} \frac{\rho_a g}{\gamma} \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь при обезразмеривании использованы следующие масштабы величин:  $h_l$  — длины;  $\gamma_l h_l$  — температуры;  $t_0$  — времени;  $p_0 = \rho_l g h_l$  — давления.

Для того чтобы система уравнений (11) имела нетривиальное решение её определитель должен равняться нулю. Это равенство есть характеристическое уравнение, из которого можно получить связь комплексного декремента  $\omega$  и комплексного волнового числа  $k$

$$\begin{aligned} \omega &= \begin{vmatrix} a_1 k^4 & \rho_0 - 1 \\ \bar{\rho} & \rho_0 a_3 - \bar{\rho} \end{vmatrix} \times \\ &\times \left( \begin{vmatrix} \rho_0 - 1 & -if(k)a_2 \\ \rho_0 a_3 - \bar{\rho} & -a_2 a_3 \end{vmatrix} - (\rho_0 - 1) \begin{vmatrix} a_1 k^4 & -if(k)a_2 \\ \bar{\rho} & -a_2 a_3 \end{vmatrix} \right)^{-1} \\ \rho_0 &= \frac{\rho_a}{\rho_l}, \quad \bar{\rho} = \frac{\rho_0 + 1}{2}, \quad f(k) = k \frac{1 + e^{2ikh_a/h_l}}{1 - e^{2ikh_a/h_l}} \end{aligned} \quad (13)$$

Положим,

$$\omega = \alpha + i\beta, \quad ik = k_r + ik_i \quad (14)$$

Здесь:  $\alpha$ ,  $k_r$  — характеризуют затухание амплитуды колебаний во времени и пространстве,

соответственно;  $\beta, k_i$  — характеризуют частоту колебаний во времени и пространстве, соответственно.

Для волн с ограниченными амплитудами бегущих вправо (влево) должны выполняться условия  $\alpha \leq 0, k_r \leq 0 (k_r \geq 0)$ .

Общее решение, рассматриваемой задачи есть суперпозиция полученных частных решений (9) по волновым числам  $k_i$ . Если рассматривается суперпозиция решений с близкими к некоторому значению  $k_i^0$  волновыми числами, то получим волновой пакет.

Рассмотрим волновой пакет с опорным волновым числом  $k_i = k_i^0$ , тогда групповая скорость волн равна [15]

$$v = \left. \frac{\partial \beta}{\partial k_i} \right|_{k_i = k_i^0} \quad (15)$$

При этом необходимо выполнение условия

$$\left. \frac{\partial \alpha}{\partial k_i} \right|_{k_i = k_i^0} = 0 \quad (16)$$

Условие (16) необходимо, чтобы групповая скорость была вещественной, иначе волна не реализуется.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, мы имеем частные решения (9), совместно с (10)–(12). Как отмечалось выше, общее решение задачи есть произвольная суперпозиция этих частных решений по волновому числу  $k_i$ . Эти суперпозиции, в частности, могут образовать пакеты волн с близкими волновыми числами. Для произвольного волнового пакета с опорным волновым числом  $k_i = k_i^0$  из уравнений (13)–(14), (16) получим зависимости  $\alpha(k_i^0), \beta(k_i^0), k_r(k_i^0)$ . После этого из (15) получим групповую скорость данного волнового пакета. Как следует из полученного решения, возможны два независимых решения (две независимые волны) для положительных и отрицательных волновых чисел  $k_i$ . Для положительных волновых чисел, как следует из (9), возмущения давления и других полей в астеносфере экспоненциально убывают с глубиной. Таким образом, в этом случае, по существу, мы имеем в астеносфере поверхностную волну. Допустим, если толщина пластины (литосферы) много меньше толщины астеносферы, то возмущения в ней

локализуются в верхнем тонком слое толщиной порядка толщины пластины. Во втором случае — отрицательных волновых чисел возмущение давления экспоненциально растёт, и возмущённые поля охватывают всю астеносферу. Эту волну можно назвать объёмной. В данном исследовании ограничимся рассмотрением поверхностной волны, которая представляет основной интерес в контексте, обозначенном в введении.

Для определённости будем рассматривать волновые пакеты, бегущие вправо.

Расчёты проводились для следующих значений параметров:

$$\begin{aligned} E_l &= 5 \cdot 10^{10} \text{ Па}, \quad \sigma = 0.3, \quad \eta = 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}, \\ h_l &= 50 \text{ км}, \quad h_a = 100 \text{ км}, \quad \gamma = 10^{-2} \text{ К/м}, \\ \rho_l &= 3.2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_a / \rho_l = 0.97, \\ \lambda_l &= \lambda_a = 2.6 \text{ Вт} / (\text{м} \cdot \text{К}), \quad \chi_a = \chi_l = 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с} \end{aligned}$$

Отметим, что в случаях, когда  $\rho_0 = \rho_a / \rho_l > 1$  и  $\rho_0 < 1$  результаты качественно и количественно близки. Поэтому ниже рассмотрен только вариант  $\rho_0 = 0.97$  и лишь кратко отмечается особенность случая  $\rho_0 = \rho_a / \rho_l > 1$ .

На рис. 2 показаны характеристики поверхностных волн: зависимость групповой скорости поверхностной волны от её длины (а), и зависимость остаточной амплитуды колебаний волны от её длины после прохождения 2000 километров (б). Как следует из этого рисунка, существует резонансная длина волны  $\lambda$  (частота) в окрестности которой групповые скорости велики, а потери энергии соответственно малы. На рис. 2 а показаны две кривые, разделённые вертикальной асимптотой. Правая, по отношению к асимптоте, кривая неустойчива, поэтому она не реализуется при данных значениях параметров и в этой связи вся обозначена пунктиром. Для этой ветви фазовая скорость направлена противоположно групповой. В левой ветви, как видно из рисунка, неустойчива лишь часть кривой, охватывающая малые скорости (обозначена пунктиром). Вторая часть этой ветви, охватывающая большие скорости, устойчива. В этой ветви фазовая скорость направлена так же, как групповая. На рис. 2 б показана остаточная амплитуда колебаний волны (характеризующая остаточную энергию) после прохождения 2000 км. Часть, отмеченная пунктиром, соответствует неустойчивой волне, поэтому не реализуется.

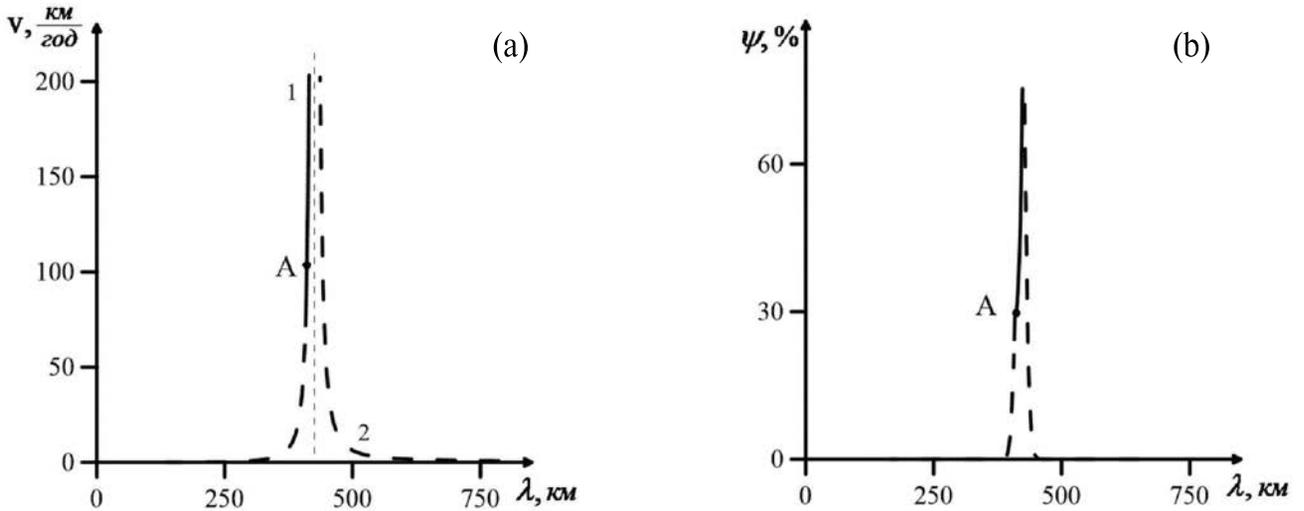


Рис. 2. Зависимость групповой скорости поверхностной волны от её длины (а), и зависимость остаточной амплитуды колебаний волны от её длины после прохождения 2000 километров (б). Пунктир – область неустойчивости волны, т.е. для этих точек волна не реализуется.

Выберем некоторую точку А в области устойчивости на кривой рис. 2 а. Этой точке соответствуют следующие значения параметров:

$$v = 104 \text{ км/год}, \quad \lambda = 410 \text{ км}, \quad k_r = 5.3 \cdot 10^{-4} \text{ 1/км},$$

$$\alpha = -7.9 \cdot 10^{-3} \text{ 1/год}, \quad \beta = -0.06 \text{ 1/год}$$

Предположим для простоты, что в начальный момент в начале координат произошло смещение литосферы на  $\psi_0$  метра (всплеск) согласно рассматриваемому волновому пакету. Тогда начальное распределение смещений имеет вид

$$\psi(x, 0) = \psi_0 f(x) e^{-k_r x} \cos(k_i x), \quad f(0) = 1 \quad (17)$$

Согласно определению волнового пакета, функция  $f(x)$  заметно отлична от нуля в малой окрестности начала координат по сравнению с рассматриваемой областью литосферы, оцениваемой первыми тысячами километров. Такую функцию можно моделировать в виде

$$f(x) = e^{-ax^2} \quad (18)$$

Параметр  $a$  определяется эффективными размерами области литосферы, где заметны смещения, деформации и напряжения в волне.

Со временем пакет движется согласно закону [16]

$$\psi(x, t) = \psi_0 e^{-a(x-vt)^2} e^{-\alpha t - k_r x} \cos(k_i x - \beta t) \quad (19)$$

Это пакет, движущийся с групповой скоростью (15) и фазовой скоростью  $\beta / k_i$ , с декрементами временного затухания  $\alpha$  и пространственного затухания  $k_r$ .

Введём систему координат  $\zeta$ , движущуюся вместе с волной с её групповой скоростью, т.е.

$$x = \zeta + vt$$

Тогда, (1.19) в подвижной системе координат запишется в виде

$$\psi(\zeta, t) = \psi_0 e^{-a\zeta^2} e^{-\alpha t - k_r(\zeta+vt)} \cos(k_i \zeta + k_i vt - \beta t),$$

$$v = \frac{\partial \beta}{\partial k_i} \quad (20)$$

Отсюда для распределения напряжений по толщине литосферы получим [16]

$$\sigma_{xx} = -E_l \frac{\partial^2 \psi}{\partial \zeta^2} \left( z - \frac{h_l}{2} \right) \quad (21)$$

На рис. 3 а показано распределение вертикальных смещений в литосфере в начальный момент времени, через 10 лет и через 20 лет в системе координат, движущейся вместе с волновым пакетом. Видно, что после прохождения более 2000 км, остаётся около трети амплитуды. На рис. 3 б показаны растягивающие напряжения в пакете в те же моменты времени. Из

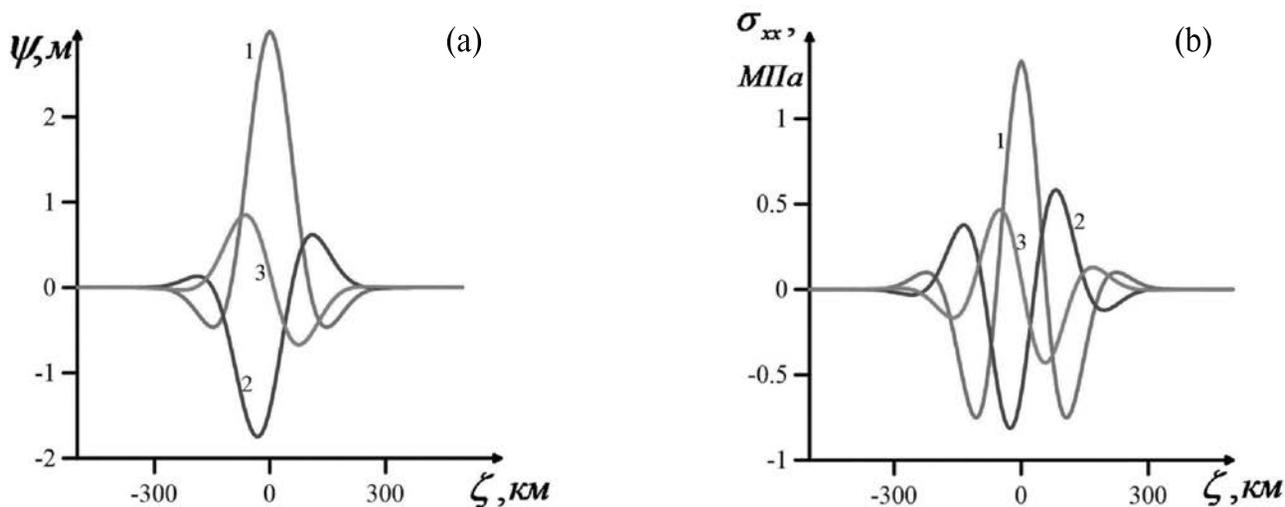


Рис. 3. а) Вертикальное смещение средней линии литосферы в начальный момент времени (1), через 10 лет (2) и через (20) лет (3) в системе координат, движущейся вместе с волновым пакетом; б) Напряжения в литосфере в те же моменты времени в системе координат, движущейся вместе с волновым пакетом.

рисунка видно, что максимальные напряжения так же уменьшаются примерно втрое.

Отметим, что если увеличить параметр  $a_3$ , то точка А на рис. 2 а спускается ниже, т.е. область устойчивости расширяется, охватывая меньшие скорости. Однако в этом случае точка А спускается ниже и на рис. 2 б, т.е. остаточная энергия волны уменьшается. Если же параметр  $a_3$  уменьшить, то точка А поднимается выше, т.е. область устойчивости смещается в сторону больших скоростей и сужается. После критического значения параметра  $a_3$  вся левая ветвь на рис. 2 становится неустойчивой, а часть правой ветви, охватывающая большие скорости, становится устойчивой и далее расширяется. Описанные свойства относятся к случаю  $\rho_0 = \rho_a / \rho_l < 1$ . В противоположном случае, когда  $\rho_0 = \rho_a / \rho_l > 1$ , эволюция картины, показанной на рис. 2, при изменении  $a_3$  носит противоположный характер, т.е. с уменьшением параметра  $a_3$  область устойчивости левой ветви расширяется, а с увеличением — сужается и исчезает. При этом после критического значения, устойчивой становится часть правой ветви, охватывающая большие скорости.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В длинноволновом приближении исследованы изгибные деформационные волны в системе упругая литосфера–вязкая астеносфера с учётом фазового перехода на их границе. Существует два типа волн, поверхностные, охватывающие

литосферу и верхние слои астеносферы, и объёмные. Для поверхностных волн имеется резонансная длина волны (частота), в окрестности которой деформационные волновые пакеты движутся с большими скоростями (порядка десятков и сотен километров в год и больше) и испытывают относительно небольшие потери энергии, что связано с энергетической подпиткой от астеносферы. Для объёмных умеренно длинных волн потери энергии велики. Для очень длинных волн потери энергии относительно невелики, но мала плотность упругой энергии в литосфере.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Государственные задания: Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004 и Института проблем геотермии и возобновляемой энергетики – фил. ОИВТ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилькович У. В., Шнирман М. Г. Волны миграции эпицентров (примеры и модели) // Математические модели строения Земли и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 14. М.: Наука, 1982. С. 27–37.
2. Kasahara K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. 52 (1–4). P. 329–341.
3. Шерман С. И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы //

- Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
4. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.
  5. Lobkovsky L. I. Seismogenic-triggering mechanism of gas emission activations on the Arctic shelf and associated phases of abrupt warming // *Geosciences*. 2020. V. 10(11). P. 428.
  6. Lobkovsky L. I., Baranov A. A., Ramazanov M. M., Vladimirova I. S., Gabsatarov Y. V., Semiletov I. P., Alekseev D. A. Trigger Mechanisms of Gas Hydrate Decomposition, Methane Emissions, and Glacier Breakups in Polar Regions as a Result of Tectonic Wave Deformation // *Geosciences*. 2022. V. 12. P. 372.
  7. Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимиров И. С., Алексеев Д. А. Сильнейшие землетрясения и деформационные волны как возможные триггеры потепления климата в Арктике и разрушения ледников в Антарктике // Вестник РАН. 2023. Т. 93. № 6. С. 526–538.
  8. Лобковский Л. И., Баранов А. А., Рамазанов М. М., Владимиров И. С., Габсатаров Ю. В., Алексеев Д. А. Возможный сейсмогенно-триггерный механизм эмиссии метана, разрушения ледников и потепления климата в Арктике и Антарктике // Физика Земли. 2023. № 3. С. 33–47.
  9. *Elsasser W.* Convection and stress propagation in the upper mantle / In *Application of Modern Physics to Earth and Planet. Interior*. New York: Wiley, 1969. P. 223–246.
  10. *Melosh H. J.* Nonlinear stress propagation in the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1976. № 32 (81). P. 5621–5632.
  11. Биргер Б. И. Распространение напряжений в литосфере Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 12. С. 3–18.
  12. Быков В. Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754.
  13. Гарагаи И. А., Лобковский Л. И. Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 1. С. 42–50.
  14. Лобковский Л. И., Рамазанов М. М. Термомеханические волны в системе упругая литосфера – вязкая астеносфера // Изв. РАН. МЖГ. 2021. № 6. С. 4–18.
  15. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теоретическая физика. Т. VI. Гидродинамика. 3-е изд., перераб. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1986. 736 с.
  16. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теоретическая физика. Т. 7. Теория упругости. 4-е изд., испр. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1987. 248 с.

## TRANSVERSE DEFORMATION WAVES IN THE NON-ISOTHERMAL LITHOSPHERE–ASTHENOSPHERE SYSTEM

L. Lobkovsky<sup>a,\*</sup>, M. Ramazanov<sup>b,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute for Problems of Geothermy and Renewable Energy, Branch of the Joint Institute of High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Russian Federation*

\*E-mail: [llobkovsky@ocean.ru](mailto:llobkovsky@ocean.ru)

\*\*E-mail: [mukamay-ipg@mail.ru](mailto:mukamay-ipg@mail.ru)

The features of the occurrence and propagation of transverse deformation waves in the elastic lithosphere – viscous asthenosphere system under non-isothermal conditions are studied in the approximation of a thin layer. In this case, the phase transition at the boundary of the layers, due to temperature and pressure disturbances, plays an essential role. The qualitative and quantitative properties of propagation of disturbances of thermomechanical fields have been studied in the long-wave approximation. It is shown that due to the energy supply from the non-isothermal asthenosphere, weakly attenuated wave packets can occur, which spread over thousands of km with a characteristic speed of about 100 km/year. This allows them to be considered as a possible trigger mechanism for the massive emission of methane from frozen sedimentary rocks into the atmosphere.

*Keywords:* mathematical model, thermomechanical waves, lithosphere, asthenosphere, phase transition

УДК 550.34+551.16

## О МУЛЬТИМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ ПОВЕРХНОСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

© 2024 г. В. М. Овчинников\*, О. А. Усолицева\*\*

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 30.01.2024 г.

Поступило 31.01.2024 г.

После доработки 09.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

Анализ дифференциальных невязок времён пробега отражённых волн  $PcP$  и  $PKiKP$ , зондирующих области ядра под Евразией, Юго-Восточной Азией и Южной Америкой указывает на мозаичную картину свойств поверхности внутреннего ядра, включающую крупномасштабные и мелкомасштабные латеральные неоднородности. Сильная аномалия обнаружена под Каспийским морем.

*Ключевые слова:* внутреннее ядро Земли, отражённые волны  $PcP$  и  $PKiKP$ , латеральные неоднородности

DOI: 10.31857/S2686739724080127

Твёрдое внутреннее ядро Земли (IC) остаётся одной из самых загадочных частей нашей планеты, несмотря на многочисленные исследования в области сейсмологии, геодинамики, геохимии, физики твёрдого тела и материаловедения. Начиная с открытия Инге Леман в 1936 г., внутреннее ядро в течение 50 лет рассматривалось как шар, лишённый каких-либо существенных особенностей. Однако с середины 80-х годов наши представления о структуре, текущей динамике и эволюции IC изменились (см. например, [1, 2]). В частности, это касается представления о геодинاميке земного ядра, без которой биологическая жизнь была бы невозможна в том виде, в каком мы её знаем сегодня. На основе сейсмических данных были предложены новые геодинамические модели формирования структуры IC со всё возрастающей сложностью распределения скоростей распространения и поглощающих свойств сейсмических волн, структурными особенностями перехода от внешнего к внутреннему ядру и рельефа поверхности IC. Одна из таких гипотетических моделей, основанная на анализе изменения амплитуды отражённых от поверхности внутреннего ядра сейсмических волн  $PKiKP$ , возбуждённых ядерными взрывами, предполагает мозаичную структуру

поверхности внутреннего ядра [3, 4]. Однако современное представление о свойствах поверхности IC по-прежнему ограничено несколькими отдельными участками из-за недостаточного охвата данными.

В настоящей работе мы существенно расширили набор данных о параметрах волн  $PKiKP$  и  $PcP$ , возбуждённых землетрясениями, и построили начальную карту мозаичности поверхности внутреннего ядра под Евразией и Юго-Восточной Азией в терминах дифференциальных времён пробега сейсмических волн  $PKiKP$  и  $PcP$ .

### ДАнные И ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА

Докритическая волна  $PKiKP$ , отражённая от IC, является инструментом высокого разрешения для исследования тонких структур IC вследствие её более высокочастотного состава, чем рефрагированная волна  $PKiKP$ , наиболее широко используемая в изучении свойств IC. Обычно  $PKiKP$  используется совместно с волной  $PcP$  для ослабления влияния особенностей вышележащих оболочек Земли, неточностей в определении координат эпицентра и в особенности глубины землетрясений. Докритическая пара волн  $PKiKP$ – $PcP$  позволяет избежать также влияния внутренних структур ядра по сравнению с пост-критической парой  $PKiKP$ – $PKiKP$  [5], предоставляя необходимую информацию

Институт Динамики Геосфер имени академика М.А. Садовского  
Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: ovch@idg.ras.ru

\*\*Email: kriukova@mail.ru

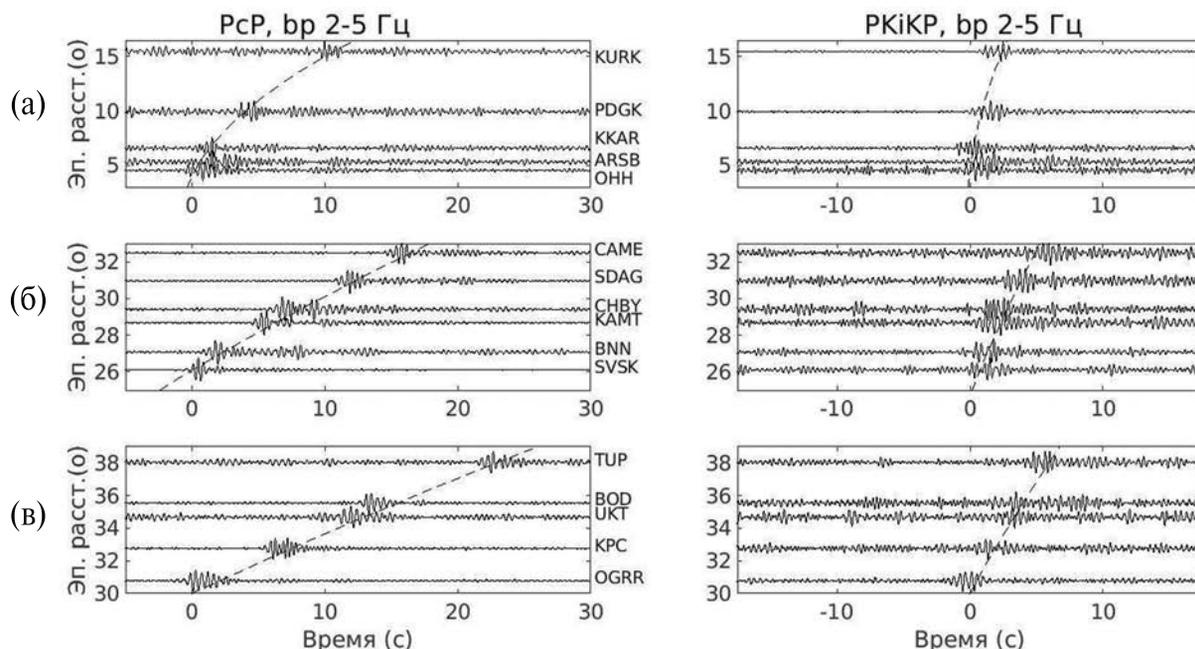


Рис. 1. Фрагменты сейсмограмм Памиро-Гиндукушского землетрясения 8 августа 2019 г на сейсмических станциях: (а) в Казахстане и Киргизии, (б) в Турции, (в) в Восточной Сибири.

о геометрии структурных особенностей поверхности, а также о контрасте плотности на границе ИС.

Мы провели систематический анализ сейсмограмм глубокофокусных ( $h > 100$  км) землетрясений для обнаружения пары волн РКiKP и PcP на более 1000 сейсмических станциях в Скандинавии, Турции, России, Казахстане, Киргизии, Израиле, Корее, Китае, Австралии, США и Аргентине. Обнаружение указанных волн проводилось с использованием полосовой нуль-фазовой частотной фильтрация для улучшения отношения сигнал-шум в основном в полосе 2–5 Гц и виртуального группирования сейсмоприемников, позволяющего обнаружить пространственную синфазность вступлений волн на различных станциях. Пример такой обработки показан на рис. 1.

Сейсмограммы, использованные для анализа, уникальны по своим высоким качествам, хорошо видимым на рис. 1, где приведены фрагменты сейсмограмм Памиро-Гиндукушского землетрясения 8 августа 2019 г.

Всего было обнаружено 1235 пар волн РКiKP и PcP. Взаимное расположение сейсмических станций, землетрясений и точек отражения от границы внутреннего ядра показано на рис. 2. Точки отражения в значительной степени закрывают “белые пятна” в Евразии и Юго-Восточной

Азии. Следует заметить, что в бюллетенях Международного сейсмологического центра ([www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk)) за 2002–2019 гг. были опубликованы данные о параметрах волн РКiKP и PcP только для 10% измерений, представленных в данном исследовании.

### ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ НЕВЯЗКИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА

Для анализа были использованы дифференциальные невязки времён пробега волн PcP и РКiKP

$$dtd = (t(\text{PKiKP}) - t(\text{PcP}))_m - (t(\text{PKiKP}) - t(\text{PcP}))_{ref},$$

где индекс  $m$  соответствует значению дифференциального времени пробега, измеренного по временному положению максимальных амплитуд волн РКiKP и PcP, а второе слагаемое с индексом  $ref$  – аналогичное значение для некоторой стандартной модели Земли. В качестве референсной модели использовано сочетание трёхмерной модели LLNL-3D [6] для коры и мантии и Ak135 [7] для ядра. Модель LLNL-3D учитывает эллиптичность Земли и неровности границы раздела между нижней мантией и внешним ядром высотой порядка 1 км.

Пространственное распределение измеренных дифференциальных невязок времен пробега

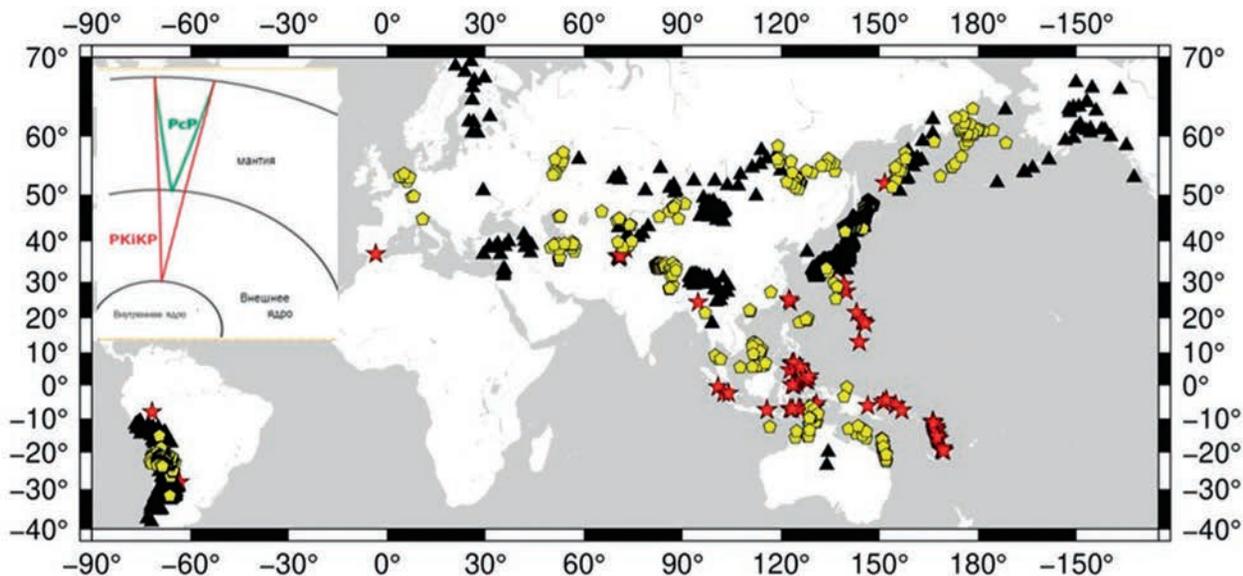


Рис. 2. Карта расположения очагов землетрясений (красные звёздочки), сейсмических станций (треугольники) и проекции точек отражения (жёлтые шестиугольники) от внутреннего ядра волн PKiKP. На врезке приведена схема лучей для PcP- и PKiKP-волн.

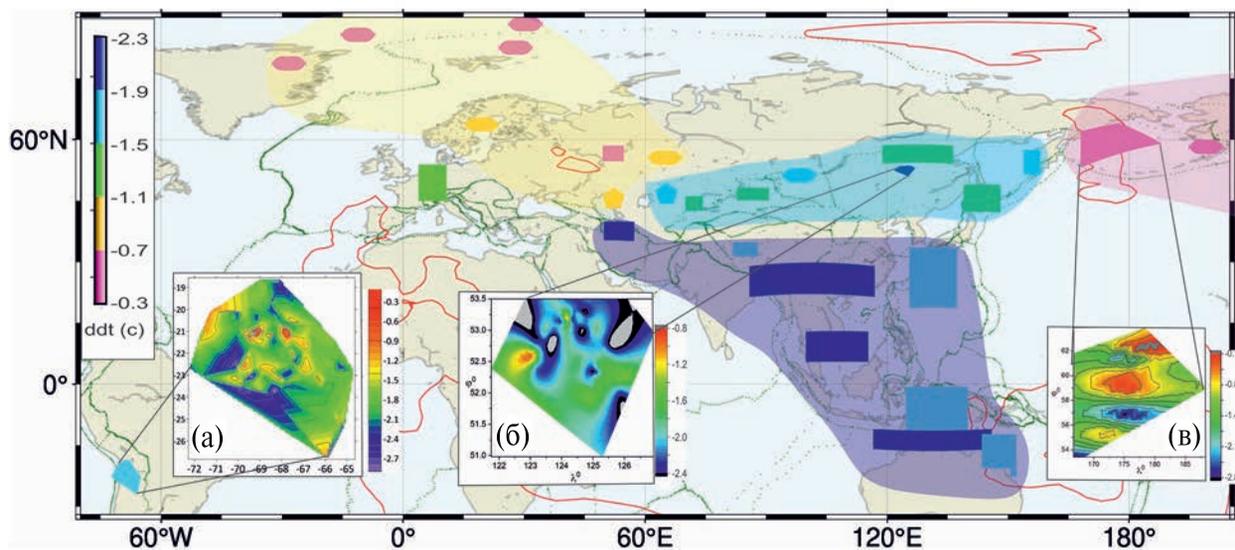


Рис. 3. Пространственное распределение ddt на крупномасштабной карте мира и мелкомасштабные детали на трёх врезках регионов: (а) в Аргентине, (б) в Монголии, (в) на Чукотке. Красными линиями обозначены зоны низких скоростей в слое D'' нижней мантии, а зелёными – зоны тектонических нарушений в земной коре. Овалами обозначены данные по ядерным взрывам [8].

оказано на рис. 3. Полный набор измерений дифференциальных невязок времен пробега и другие дополнительные данные, использованные при расчётах, доступны по ссылке (<https://idg.ras.ru/upload/medialibrary/017/mjfvz3si8y56or gov3dbn3fq54vc2kcy.xls>).

На глобальной карте (рис. 3) цветом выделены 5 градаций невязок ddt от  $-2.3$  с до  $-0.3$ , представляющих средние значения по областям

зондирования IC (многоугольники и овалы различного цвета). Значения невязок демонстрируют мозаичную структуру (текстуру), отражающую локальные свойства поверхности IC латерального масштаба 200–600 км. На карте также выделены две крупные области (южная – фиолетовый цвет и северная – светло-голубой цвет), протянувшиеся в долготном направлении от  $60^\circ$  до  $170^\circ$  в.д. В южной области среднее  $ddt = -1.91 \pm 0.21$  с, а в северной  $ddt = -1.63 \pm 0.22$  с. Полученные

значения для этих областей статистически значительно различаются. На северо-западе Евразии к ним примыкает светло-жёлтая область с более высокими, в 4–5 раз, значениями  $ddt = -0.4 \pm 0.26$  с, а на востоке розовая область с  $ddt = -0.6 \pm 0.29$  с. Выделенные области характеризуются латеральным размером 2000–2500 км на поверхности IC.

Более детальное рассмотрение особенностей  $ddt$  на меньшем пространственном масштабе для трёх локальных областей на глобальной карте с плотным распределением точек отражения показаны на врезках рис. 3. Карты вариаций  $ddt$  под Аргентиной (врезка а)) и Монголией (врезка б)) соответствуют латеральному масштабу 10–30 км, под Чукоткой (врезка с)) 50–150 км. В вариациях  $ddt$  в явном виде признаки полусферного масштаба изменения свойств среды в интервале долгот  $30^\circ$ – $50^\circ$  и  $170^\circ$ – $180^\circ$  в.д., полученные из поглощающих [9] и анизотропных [10] свойств внутреннего ядра, не обнаружены.

Сейсмические данные не дают однозначного ответа о природе вариаций дифференциальных невязок времен пробега  $ddt$ . Часть невязок  $ddt$  порядка 0.6–0.7 с может быть объяснена большим радиусом внутреннего ядра 1221.5 км [11], как в модели PREM, в отличие от использованной в настоящей работе  $Ak135$  с радиусом IC 1217.5 км.

Если отнести измеренные невязки времен пробега к возможным вариациям скорости во внешнем ядре, то относительная вариация скорости продольных волн во внешнем ядре может быть оценена по формуле  $\delta V_p/V_p \approx ddt / (t_{PKiKP} - t_{PcP})$ , где  $t_{PKiKP} - t_{PcP}$  – время пробега волны PKiKP во внешнем ядре. Откуда  $0.06\% < \delta V_p/V_p < 0.55\%$ . Для упругой среды вариация плотности  $\delta \rho/\rho \approx -2\delta V_p/V_p$ , то есть относительная вариация плотности во внешнем ядре имеет тот же порядок, что и относительная вариация скорости. Однако, как следует из работы [12], для жидкого ядра, полностью вовлечённого в конвекцию, изменение плотности должно быть на три порядка меньше.

Резкое изменение  $ddt$  примерно на 1 с при переходе с запада к северо-восточной области (светло-розовый цвет) на Чукотке может быть связано с зоной низких скоростей на границе нижней мантии и внешнего ядра, выделенная на рис. 3 красной кривой. Однако различие в невязках времени составит только 0.19 с при толщине слоя в 200 км и вариации скорости продольных волн в нём  $13.56 \text{ км/с} < V < 13.74 \text{ км/с}$  [6], а не  $-0.6$ , как на рис. 3.

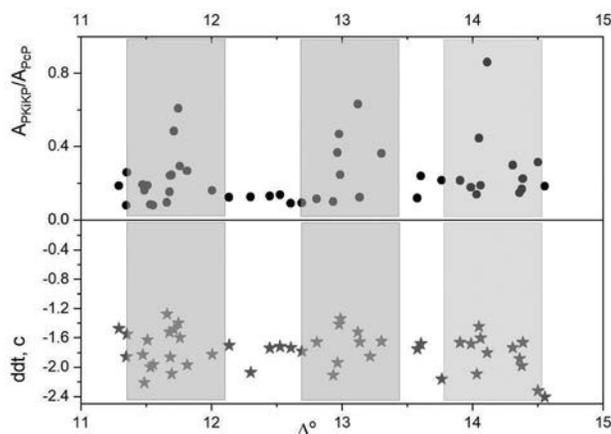


Рис. 4. Вариации дифференциальных времён пробега и отношения амплитуд волн PKiKP и PcP, наблюдаемые на сейсмических станциях в Японии при землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 г. Кружки – вариации отношения амплитуд, звёздочки – вариации дифференциальных невязок времён пробега.

В заключение приведём, не вполне очевидный результат, о связи наблюдаемых особенностей дифференциальных времён пробега с вариациями отношения амплитуд (рис. 4). Из рисунка видно, что вариации амплитуды и  $ddt$  наблюдаются на одних и тех же эпицентральных расстояниях.

Латеральный размер мозаики здесь, как и на рис. 3 а, б, также составляет 10–20 км, что следует из ширины области вариаций параметров  $\sim 0.54^\circ$ .

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Впервые построена крупномасштабная карта пространственной мозаичности поверхности IC по дифференциальным временам пробега докритически отражённых волн PKiKP и PcP на основе более 1200 измерений. Из неё следует существование в IC двух крупных областей с латеральным масштабом 2000–2500 км, в которых наблюдаются области с масштабом 200–600 км и более мелкие элементы мозаики с размером 10–20 км и 50–150 км.

По данным сейсмических станций в Японии на расстояниях меньше  $15^\circ$  от землетрясения в Охотском море 24 мая 2013 г. установлена пространственная корреляция вариаций дифференциальных невязок времён пробега и отношения амплитуд отражённых волн. Это первые экспериментальные данные, указывающие, что два типа вариаций параметров – дифференциальные

невязки времён пробега и отношение амплитуд волн PKiKP и PcP – связаны с одним источником.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке по Госзаданию № 122040400015-5. Используются данные, полученные на уникальной научной установке “Сейсмоинфра звуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”, в Центре управления данными IRIS, в Центре управления данными Национального исследовательского института наук о Земле и устойчивости к стихийным бедствиям (Япония) и Института исследований землетрясений Токийского университета (Япония), doi: 10.17598/NIED.0003

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Tkalčić H.* The Earth’s Inner Core Revealed by Observational Seismology. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2017. <https://doi.org/10.1017/9781139583954>
2. *Овчинников В. М., Краснощекоев Д. Н.* Сейсмические исследования ядра Земли // *Физика Земли*. 2021. № 2. С. 3–26. DOI: 10.31857/S0002333721020083.
3. *Адушкин В. В., Овчинников В. М.* О мозаичности отражающих свойств поверхности внутреннего ядра Земли // *ДАН*. 2004. Т. 397. № 6. С. 815–817.
4. *Krasnoshchekov D. N., Kaazik P. B., Ovtchinnikov V. M.* Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth’s inner core // *Nature*. 2005. V. 435. P. 483–487.
5. *Niu F., Wen L.* Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth’s inner core // *Nature*. 2001. V. 410. P. 1081–1084.
6. *Simmons N. A., Myers S. C., Joannesson G. M., Matzel E.* LLNL-G3Dv3: global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2012. 117 (B10). 189–200.
7. *Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. Int.* 1995. 122(1). 108–124. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
8. *Souriau A., Souriau M.* Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data // *Geophys. J. Int.* 1989. V. 98. P. 39–54.
9. *Oreshin S., Vinnik L.* Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02613.
10. *Tanaka S., Hamaguchi H.* Degree one heterogeneity and hemispherical variation in anisotropy in the inner core from PKP(BC) – PKP(DF) times // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 2925–2938.
11. *Koper D. K., Pyle M. L., Franks J. M.* Constraints on aspherical core structure from PKiKP-PcP differential travel times // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2003. V. 108. P. 2168. <https://doi.org/10.1029/2002JB002750>
12. *Stevenson D. J.* Limits of lateral density and velocity variation in the Earth’s outer core // *Geoph. J. R. Astron. Soc.* 1987. V. 88. P. 311–319.

## MULTISCALE INHOMOGENEITIES ON THE SURFACE OF THE EARTH'S INNER CORE

V. M. Ovtchinnikov<sup>#</sup>, O. A. Usoltseva<sup>##</sup>

*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Russia*

<sup>#</sup>*E-mail: ovtch@idg.ras.ru*

<sup>##</sup>*Email: kriukova@mail.ru*

The analysis of differential travel-time residuals of reflected PcP and PKiKP waves that probe the core regions under Eurasia, Southeast Asia, and South America indicates a mosaic picture of the surface properties of the inner core, including large-scale and small-scale lateral inhomogeneities. A strong anomaly has been discovered under the Caspian Sea.

*Keywords:* Earth's inner core, reflected PcP and PKiKP waves, lateral inhomogeneities

УДК 551.51; 534.2, 534-6

## РАСПОЗНАВАНИЕ СИГНАЛОВ ОТ ИМПУЛЬСНЫХ ИСТОЧНИКОВ НА ОСНОВЕ ФОРМЫ ВЕЙВЛЕТ-СПЕКТРОВ, ПОСТРОЕННОЙ МЕТОДОМ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ

© 2024 г. М. Н. Закиров<sup>1,2,\*</sup>, С. Н. Куличков<sup>1,2</sup>, А. И. Чуличков<sup>1,2</sup>, Н. Д. Цыбульская<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.А. Семеновым 13.02.2024 г.

Поступило 13.02.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

Принято к публикации 08.04.2024 г.

Предложен метод распознавания инфразвуковых акустических сигналов для двух типов импульсных источников на основе анализа формы их вейвлет-спектров. Идея построения этой формы основана на методе главных компонент. Для поиска характерных областей применяются методы морфологического анализа изображений. Предложенный метод позволяет эффективно решать задачу многоклассовой классификации акустических сигналов.

*Ключевые слова:* распознавание сигналов, инфразвук, морфологический анализ, вейвлет-преобразование

DOI: 10.31857/S2686739724080133

### ВВЕДЕНИЕ

Распознавание сигналов от различных источников на фоне шумов является достаточно сложной проблемой. Многие источники, такие как атмосферные взрывы и извержения вулканов, вырабатывают короткие и мощные импульсы давления. Длительность таких сигналов очень мала, а их спектр — наоборот, очень широкий. В процессе распространения в атмосфере сигнал нелинейно искажается, причём в большей степени затухают высокие частоты. Также на сигнал накладывается фоновый шум, оказывают влияние нелинейность среды и анизотропные возмущения, связанные со сдвигами компоненты ветра вдоль трассы распространения. Кроме того, в большинстве случаев регистрируется не один приход сигнала, распространяющийся вдоль поверхности Земли, а фиксируется ряд приходов, отражённых от неоднородностей показателя преломления звука в атмосфере на различных высотах [1]. Первые попытки классификации сигналов от импульсных и непрерывных источников описаны в работе [2].

Одним из эффективных методов решения задачи распознавания и классификации сигналов является метод морфологического анализа [3]. Он состоит в том, чтобы выделить в сигналах некоторую составляющую, характерную для сигналов заданного класса, и слабо выраженную в сигналах другого класса. Такая составляющая носит название формы сигнала. Морфологические методы анализа сигналов успешно используются для выделения похожих участков в сигнале, нахождения задержек в разных каналах [4], решения задач классификации [5]. В настоящей работе для анализа сигналов используется изображение их вейвлет-спектров, а выделение составляющей, характерной для заданного класса сигналов, производится методом главных компонент (РСА).

### ОПИСАНИЕ МЕТОДА РАСПОЗНАВАНИЯ СИГНАЛОВ

Следуя методу морфологического анализа изображений, определим форму изображения следующим образом. Пусть сигнал от источника  $f(t)$  в процессе распространения и записи преобразуется в некоторый сигнал  $g(t) = (F * f)(t)$ , причём преобразование  $F \in \mathcal{F}$  неизвестно, но задан класс  $\mathcal{F}$  всевозможных преобразований сигнала. Здесь  $\mathcal{F}$  описывает всевозможные условия распространения и регистрации сигнала.

<sup>1</sup>Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова  
Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия

\*E-mail: zakirov.mn16@physics.msu.ru

Тогда с каждым исходным сигналом  $f(t)$  связано множество возможных его регистраций  $V_f = \{(F * f)(t), F \in \mathbf{F}\}$ , называемое формой сигнала  $f(t)$ . Если принятый сигнал  $g(t)$  принадлежит множеству  $V_f$ , то считается, что его форма совпадает с формой сигнала  $f(t)$ , а если регистрируемый сигнал искажён шумами, то это решение принимается, если отличие сигнала  $g(t)$  от множества  $V_f$  можно объяснить наличием шумов.

Одним из распространённых инструментов исследования частотно-временных свойств нестационарных сигналов является анализ их вейвлет-спектров [6–8]. Вейвлет-спектры позволяют выделять частотные составляющие в локальных участках сигнала, и определяются как свёртка сигнала с материнской функцией вейвлета, основная энергия которой сосредоточена на небольшом промежутке времени. Вейвлет-спектр сигнала является функцией двух переменных, времени  $t$  и масштаба  $a$ , непосредственно связанного с частотой  $\omega$ :

$$W_f(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi^* \left( \frac{\tau - b}{a} \right) f(\tau) d\tau, \quad (1)$$

здесь  $\psi$  – материнская функция вейвлета. Существует большое число различных материнских функций, в настоящей работе используется функция Морзе [7, 8].

Модуль вейвлет-спектра можно рассматривать как яркость изображения. Это изображение для импульсного источника звука выглядит как яркое пятно характерной геометрической формы. Описание этих геометрических форм и применение к ним методов морфологического анализа является идеей и задачей настоящей работы.

Для выделения главных особенностей вейвлет-спектров импульсных сигналов в настоящей работе используется метод главных компонент [9, 10]. Этот метод позволяет выделить в наборе сигналов от импульсных источников составляющие, лежащие в одном и том же подпространстве заданной размерности  $k$ , приближающие все эти сигналы с максимальной в среднем квадратичном точностью. Ортонормированный базис этого подпространства называется базисом главных компонент. Идея использования метода главных компонент для построения формы сигналов от импульсных источников состоит в том, чтобы считать, что форму этих сигналов образуют линейные комбинации главных компонент. Если предъявленный сигнал с достаточной

точностью приближается линейной комбинацией главных компонент, то следует считать, что он имеет форму сигнала от импульсного источника.

В настоящей работе для построения главных компонент используются набор изображений  $\{w_1, w_2, w_3, \dots, w_n\}$  вейвлет-спектров сигналов от импульсных источников. Чтобы все изображения спектров были одинакового размера (одинаковой ширины и высоты в пикселях), применим операцию масштабирования, в результате каждое изображение будет состоять из  $m$  пикселей:  $w_i \in R_m, i = \overline{1, n}$ . Перенумеровав эти пиксели, преобразуем каждое изображение в вектор размерности  $m$ , и составим из всех таких векторов матрицу  $A \in R_{m \times n}$ , количество строк которой равно числу пикселей изображений, а количество столбцов – числу изображений. Вычисление главных компонент может быть сведено к процедуре сингулярного разложения (SVD), численную реализацию которой имеет большинство современных инженерных пакетов.

Сингулярное разложение представит матрицу  $A$  в виде:  $A = U \Sigma V^*$ , где матрица  $\Sigma$  – диагональная, на её диагонали в порядке неубывания стоят сингулярные числа, а матрицы  $U$  и  $V$  – ортогональные, они содержат в себе компоненты ортонормированных левых и правых сингулярных векторов матрицы  $A$ . Главными компонентами в этом случае являются первые  $k$  столбцов матрицы  $U$ .

## ПОСТРОЕНИЕ ФОРМЫ ИЗОБРАЖЕНИЙ ВЕЙВЛЕТ-СПЕКТРОВ СИГНАЛОВ ОТ ИМПУЛЬСНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Эффективность предложенного подхода демонстрируется на примере акустических сигналов двух типов. Источником сигналов первого типа является акустический генератор ИФА, сигналы регистрировались на расстоянии около 3 км (27 сигналов), сигналы второго типа регистрировались от неизвестного источника на расстоянии около 20 км (24 сигнала). Все сигналы имеют частоту дискретизации 1000 Гц.

Задача состоит в обнаружении этих сигналов на уровне шумового фона и отнесении каждого сигнала к одному из этих двух типов. Для формирования обучающей выборки оператором вручную проведена разметка данных, в результате которой фиксируется время начала сигналов и номер класса. Анализ данных показал, что сигналы имеют мощность, существенно большую, чем мощность фона, и длительность примерно в 1 секунду. Таким образом, анализировались



Рис. 1. Сигналы с разметками о принадлежности к классу.

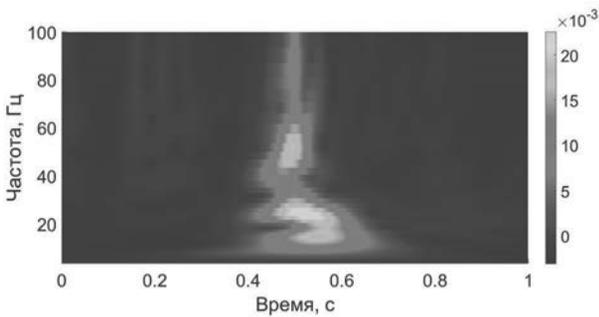


Рис. 2. Форма спектров сигналов от первого источника.

изображения вейвлет-спектров сигналов длительностью в 1 секунду. Пример графиков анализируемых сигналов приведён на рис. 1.

Для каждого набора сигналов формировались матрицы  $A_1$  и  $A_2$ , соответствующие первому и второму типу сигналов, и получены матрицы форм. В настоящей работе были выбраны одномерные подпространства главных компонент, определяемые первыми левыми базисными векторами  $e_c$  (первыми столбцами матрицы  $U$  в разложении матриц  $A_1$  и  $A_2$ ), изображения этих главных компонент показаны на рис. 2 для первого левого вектора  $e_1$  матрицы  $A_1$  и на рис. 3 для вектора  $e_2$  матрицы  $A_2$ . Как можем видеть, для акустического источника ИФА характерна форма в виде “пламени свечи”, а спектр сигнала от неизвестного источника напоминает трезубец.

### РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ УЗНАВАНИЯ СИГНАЛА

С помощью построенных форм решается задача узнавания сигнала на фоне шумов. Для этого построим функцию, характеризует близость

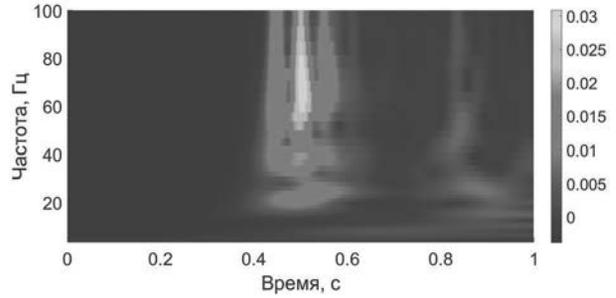


Рис. 3. Форма спектров сигналов от второго источника.

изображения  $\xi$  вейвлет-спектра предъявленного сигнала к эталонному изображению  $e_c$ , определяемую формулой:

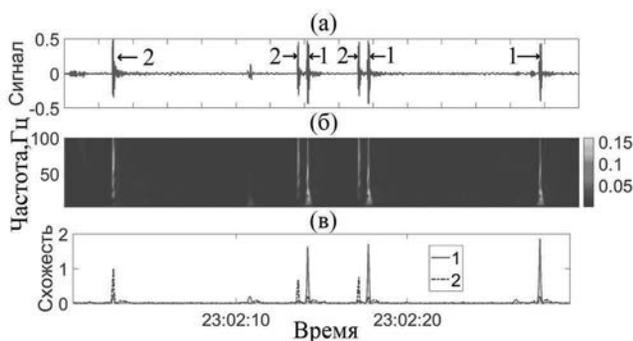
$$F_c(\xi) = \frac{\| (e_c, \xi)e_c - (e_0, \xi)e_0 \|^2}{\| \xi - (e_c, \xi)e_c \|^2}, \quad c = 1, 2, \quad (2)$$

где  $(x, y)$  – скалярное произведение векторов  $x$  и  $y$ ,  $(e_c, \xi)e_c$  – проекция  $\xi$  на одномерную главную компоненту  $e_c$ ,  $(e_0, \xi)e_0$  проекция  $\xi$  на изображение  $e_c$ , яркость всех пикселей которого равна  $\frac{1}{\sqrt{m}}$ . Знаменатель дроби (1) есть квадрат евклидова расстояния изображения  $\xi$  до изобра-

жения, форма которого определяется главной компонентой  $e_c$ , чем меньше знаменатель, тем ближе форма изображения  $\xi$  к форме, определяемой главной компонентой  $e_c$ . Заметим, что этот знаменатель тем меньше, чем меньше яркость изображения  $\xi$ . Чтобы не считать изображения малой яркости близкими к любой главной компоненте, числитель дроби (1) умножается на квадрат евклидова расстояния составляющей  $(e_c, \xi)e_c$  изображения  $\xi$  от составляющей  $\xi$ , равной константе. Для малококонтрастных изображений этот числитель также мал, что не позволяет считать малококонтрастные изображения близкими к любой главной компоненте.

В ходе анализа большого объёма изображений выяснено, что если в качестве пороговых значений выбрать соответственно около 0.6 и 0.3, тогда превышение функционалом порога будет свидетельствовать о принадлежности сигнала к первому или второму типу сигналов соответственно.

Рассмотрим работу предложенного алгоритма на реальных сигналах. На рис. 4 сверху показан сигнал, являющийся объединением двух сигналов, в каждом из которых есть приходы как от первого, так и от второго источника. Вычисляя



**Рис. 4.** Исходный сигнал (а), его вейвлет-спектр (б), величина функционала близости участков спектра к эталонной форме сигналов первого (красная линия) и второго классов (синяя линия) (в).

близость (1) изображения вейвлет-спектров участков сигналов в скользящем окне длительностью 1 с., получим отклик метода на локальные особенности анализируемого сигнала. На среднем графике показан вейвлет-спектр этого сигнала, а на нижнем — величина двух функционалов, показывающая близость участков спектра к эталонной форме сигналов класса 1 (красная линия) и класса 2 (синяя линия), полученная по формуле (1). График, приведённый в нижней строке рис. 4, определяет близость участка сигнала в скользящем окне к форме сигнала первого и второго типа.

Из рисунка видно, что имеется 3 наибольших локальных (превышающих порог 0.6) максимума на красной линии, и 3 на синей (выше 0.3). Это корректно согласуется с разметкой исходных данных: где наблюдается пик красной кривой, действительно есть приходы сигналов от акустического генератора ИФА, а где наблюдается пик синей линии — имеются приходы сигналов неизвестного источника.

Заметим несколько особенностей: во-первых, пики зачастую появляются согласованно, и узнавать сигналы позволяет именно высота пиков, так как мы для каждого класса установили свое пороговое значение.

Во-вторых, имеются приходы малой амплитуды, на которые метод почти не реагирует. Это можно объяснить тем, что с одной стороны, их картина вейвлет-спектров недостаточно контрастна, а с другой — эти сигналы изначально никак не были размечены в обучающей выборке, то есть даже эксперт не определил принадлежность сигнала к конкретному классу, но, по

крайней мере, по величине функционала можно судить, на какой класс больше похожи эти сигналы.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, подход, основанный на методе главных компонент, позволяющий по качественно размеченной выборке находить инварианты, характерные для тех или иных классов сигналов. В качестве такого инварианта предложено взять распределение яркостей пикселей на вейвлет-спектрах. Метод требует для обучения аккуратной ручной разметки данных, и определения пороговых значений функционалов, выше которых сигнал будет считаться обнаруженным. Хотя человеку разделить эти сигналы трудно, предложенный метод позволяет достаточно точно и в автоматическом режиме распознавать сигналы на фоне шумов. Приведены примеры реальных сигналов, показывающие высокую эффективность метода.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданию: 1. Тема 17.1 — разделы 3-5; и 2. Тема FMWR-2022-0017 — разделы 1–2.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закиров М. Н., Куличков С. Н., Чуличков А. И., Чунчузов И. П., Попов О. Е., Мишенин А. А., Буш Г. А., Цыбульская Н. Д., Голикова Е. В. Метод декомпозиции в задаче акустического зондирования анизотропной структуры атмосферы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 98–104.
2. Цыбульская Н. Д., Куличков С. Н., Чуличков А. И. Исследование возможности классификации инфразвуковых сигналов от разных источников // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 434–441.
3. Пытьев Ю. П., Чуличков А. И. Методы морфологического анализа изображений. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2010. 336 с.
4. Chulichkov A., Kulichkov S., Tsybulskaya N., Golikova E. Comparing signal waveforms and their use in estimating signal lag time // Pure and Applied Geophysics. 2019. 176. 335–344. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2056-x>
5. Chulichkov A., Tsybulskaya N., Tsvetaev S., Surkont O. Classification of acoustic signals of discharge processes in insulation based on the shape of their wavelet spectra // Moscow University Physics Bulletin.

2009. 64(2). 218–220. <https://doi.org/10.3103/S0027134909020246>
6. *Chulichkov A. I., Tsybulskaya N. D., Zakirov M. N. et al.* Detecting Infrasonic Signals from Impulsive Sources on the Basis of Their Wavelet Spectrum Forms // *Pure Appl. Geophys.* 2022. 179. 4609–4625. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03183-w>
  7. *Lilly J. M., Olhede S. C.* Generalized Morse Wavelets as a Superfamily of Analytic Wavelets // *IEEE Transactions on Signal Processing.* 2012. 60. No. 11 (November 2012): 6036–6041. <https://doi.org/10.1109/TSP.2012.2210890>
  8. *Lilly J. M., Olhede S. C.* Higher-Order Properties of Analytic Wavelets // *IEEE Transactions on Signal Processing.* 2009. 57. No. 1 (January 2009): 146–160. <https://doi.org/10.1109/TSP.2008.2007607>
  9. Calculating the singular values and pseudo-inverse of a matrix, by G. H. Golub and W. Kahan // *Journal of the Society for Industrial & Applied Mathematics, Series B: Numerical Analysis.* 1965. 212.
  10. A low-dimensional procedure for the characterization of human faces, by L. Sirovich and M. Kirby // *Journal of the Optical Society of America A.* 1987. 491.

## RECOGNITION OF SIGNALS FROM PULSED SOURCES BASED ON THE FORM OF WAVELET SPECTRA CONSTRUCTED BY THE PRINCIPAL COMPONENT METHOD

**M. N. Zakirov<sup>a,b,#</sup>, S. N. Kulichkov<sup>a,b</sup>, A. I. Chulichkov<sup>a,b</sup>, N. D. Tsybulskaya<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: zakirov.mn16@physics.msu.ru*

A method for recognizing infrasound acoustic signals for two types of sources based on the analysis of the shape of their wavelet spectra is proposed. The idea of constructing this form is based on the principal component method. Morphological image analysis methods are used to search for characteristic areas. The proposed method makes it possible to effectively solve the problem of multiclass classification of acoustic signals.

*Keywords:* signal recognition, infrasound, morphological analysis, wavelet transform

УДК 550.338.2

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ НА ЭЛЕКТРОННУЮ КОНЦЕНТРАЦИЮ В ИОНОСФЕРЕ

© 2024 г. Академик РАН Г. А. Жеребцов, А. В. Тащилин, Н. П. Перевалова\*, К. Г. Ратовский, И. В. Медведева

Поступило 18.03.2024 г

После доработки 10.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

На основе модифицированной численной модели ионосферы и плазмосферы, разработанной в ИСЗФ СО РАН, рассчитаны высотные профили электронной концентрации  $N_e$  для спокойного и возмущённого состояния термосферы для условий 25.01.2009 в географическом пункте с координатами 52.4° с.ш., 104.3° в.д. (г. Иркутск). Возмущённые условия задавались варьированием температуры нейтральных частиц  $T$  в термосфере. На высотах ниже 180 км и выше 250 км с ростом/уменьшением  $T$  происходит увеличение/уменьшение  $N_e$ . На высотах 180–250 км наблюдается обратная картина: рост/уменьшение  $T$  вызывает уменьшение/увеличение  $N_e$ . Противоположный характер изменения профиля  $N_e$  связан с влиянием отношения концентраций атомарного кислорода и молекулярного азота  $[O]/[N_2]$  на высотах области F. Получены количественные оценки изменения  $N_e$  на разных высотах при изменении температуры нейтральных частиц. Установлено, что изменение  $T$  на 1 К приводит к изменению  $N_e$  на 0.2–0.3%. Результаты моделирования сопоставлены с наблюдениями максимума электронной концентрации  $NmF2$ , полученными на иркутском ионозонде во время внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г.

*Ключевые слова:* модель ионосферы и плазмосферы, ионосферные возмущения, внезапное стратосферное потепление

DOI: 10.31857/S2686739724080145

Актуальность количественной оценки вкладов метеорологической активности в изменчивость ионосферных параметров обусловлена необходимостью прогнозирования поведения ионосферных характеристик во время динамических возмущений в нижележащих атмосферных слоях. Моделирование влияния изменения параметров нейтральной атмосферы на ионосферные характеристики также необходимо для оценки изменения электронной концентрации вследствие долговременных трендов изменения температуры в верхней атмосфере. В настоящей работе описан метод моделирования изменения электронной концентрации ионосферы при изменении температуры в верхней атмосфере на основе модифицированной численной модели ионосферы и плазмосферы, разработанной в ИСЗФ СО РАН. Осуществлён анализ

возмущений высотных профилей электронной концентрации. Результаты моделирования сопоставлены с наблюдениями максимума электронной концентрации  $NmF2$ , полученными на иркутском ионозонде во время внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г.

### МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Численная модель ионосферы и плазмосферы, разработанная в ИСЗФ СО РАН [1, 2] является нестационарной, трёхмерной и позволяет рассчитывать крупномасштабную структуру ионосферы на высотах более 120 км. В ней учитываются процессы образования и потерь электронов и ионов в химических реакциях, амбиполярная диффузия плазмы вдоль геомагнитных силовых линий, горизонтальный термосферный ветер. Входными параметрами численной модели ионосферы и плазмосферы являются данные эмпирической модели нейтральной атмосферы

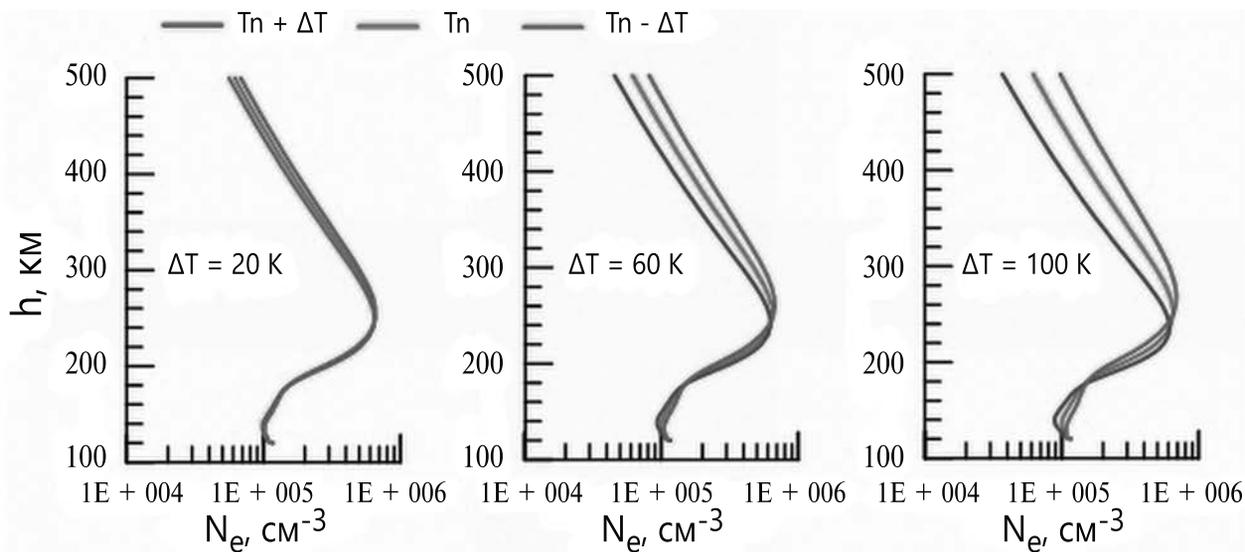
Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения  
Российской Академии наук, Иркутск, Россия  
\*E-mail: pereval@iszf.irk.ru

NRLMSISE-00 [3]. Для моделирования изменений электронной концентрации в ионосфере при изменении параметров термосферы на высотах 100–700 км разработан [4] способ использования модели NRLMSISE-00 для расчёта вертикальной структуры основных параметров термосферы при изменении только экзосферной температуры  $T_n$  на заданную величину  $\Delta T$  с помощью аналитической модели термосферы W-65 [5]. Для этого вначале по модели NRLMSISE-00 рассчитываются профили температуры нейтральных частиц  $T(h)$  и концентраций  $O(h)$ ,  $O_2(h)$ ,  $N_2(h)$ . Затем для этих же условий рассчитывается профиль температуры по модели W-65, в предположении, что параметры термосферы на уровне 120 км соответствуют полученным значениям из модели NRLMSISE-00. Изменив в модели W-65 значение температуры экзосферы на величину  $\Delta T$  ( $T'_n = T_n + \Delta T$ ), получаем скорректированный профиль температуры нейтральных частиц  $T'(h)$  на высотах  $h \geq 120$  км. Используя полученный профиль  $T'(h)$ , по модели W-65 рассчитываются новые профили состава термосферы. Относительные изменения состава, полученные по модели W-65, полагаются одинаковыми с соответствующими изменениями состава в скорректированной модели NRLMSISE-00.

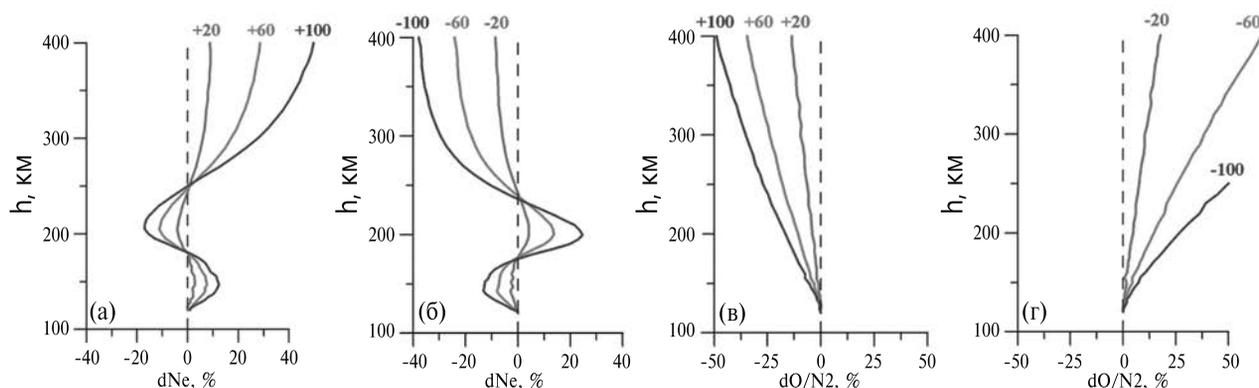
С помощью разработанного метода были рассчитаны высотные профили температуры и соответствующие им профили основных нейтральных составляющих  $O$ ,  $N_2$  и  $O_2$  для условий состояния термосферы, соответствующих дате 25.01.2009 и географическому пункту с координатами  $52.4^\circ$  с.ш.,  $104.3^\circ$  в.д. (г. Иркутск). Расчёты проведены для спокойного состояния термосферы ( $\Delta T = 0$  К), а также для возмущённых условий, которые задавались варьированием экзосферной температуры  $\Delta T = \pm 20, \pm 60, \pm 100$  К. После расчёта нейтральных составляющих термосферы на основе метода установления были рассчитаны стационарные вертикальные профили ионосферных параметров, включая температуры электронов и ионов, а также концентрации электронов  $N_e$  и ионов  $O^+$ ,  $O_2^+$ ,  $NO^+$ ,  $N_2^+$  при заданных потоках заряженных частиц и тепла на верхней границе. Связь между сопряжёнными ионосферами не учитывалась. Такой подход позволил наиболее чётко выделить влияние нейтральной атмосферы на ионосферу в рассматриваемом регионе.

На рис. 1 показаны высотные профили электронной концентрации  $N_e$ , рассчитанные для спокойных и возмущённых состояний термосферы 25.01.2009. На рис. 2 а, б приведены

относительные отклонения электронной концентрации  $N_e$  от спокойного состояния (при  $\Delta T = 0$ ) при увеличении и уменьшении температуры нейтральных частиц. Наиболее заметно изменения температуры отражаются в вариациях профиля  $N_e$  в области максимума F2-слоя и выше. На высотах ниже 180 км и выше 250 км с ростом/уменьшением температуры происходит увеличение/уменьшение  $N_e$ . На высотах 180–250 км (область F) наблюдается обратная картина: рост/уменьшение температуры вызывает уменьшение/увеличение  $N_e$ . Противоположный характер изменения профиля  $N_e$  связан с влиянием отношения концентраций атомарного кислорода и молекулярного азота  $[O]/[N_2]$  на высотах области F. Анализ изменения высотных профилей отношения концентраций  $[O]/[N_2]$  показал (рис. 2 в, г), что с ростом/уменьшением температуры происходит уменьшение/увеличение отношения  $[O]/[N_2]$  на всех рассмотренных высотах (120–400 км). Данное изменение связано с тем, что в термосфере высотный ход концентраций  $[O]$  и  $[N_2]$  приближённо определяется барометрической формулой с масштабной высотой, прямо пропорциональной температуре и обратно пропорциональной молекулярной массе. В результате отношение концентрации более лёгкого  $[O]$  к более тяжёлому  $[N_2]$  уменьшается с ростом температуры. Изменение (уменьшение/увеличение) отношения  $[O]/[N_2]$  приводит к соответствующему (уменьшение/увеличение) изменению  $N_e$  на высотах 180–250 км. Это соответствует положениям теории формирования F-области ионосферы, согласно которым электронная концентрация в этой области практически линейно связана с отношением  $[O]/[N_2]$  [1, 6]. Ниже 180 км и выше 250 км влияние отношения  $[O]/[N_2]$  на  $N_e$  незначительно: в нижней части главную роль в формировании  $N_e$  играют фотохимические процессы с участием  $O_2$  и  $N_2$ , а во внешней ионосфере  $N_e$  определяется процессами переноса. Количественные оценки изменения  $N_e$  на разных высотах при изменении температуры нейтральных частиц приведены в табл. 1 (данные усреднены для возмущений  $\Delta T = +20, +60, +100$  К и  $\Delta T = -20, -60, -100$  К). Высоты 150 и 200 км примерно соответствуют максимумам изменения  $N_e$  на рис. 2 а, б. Уменьшение температуры на 1 К приводит к изменению  $N_e$  на  $\sim 0.3\%$  на всех высотах (при этом на высоте 200 км  $N_e$  увеличивается, на высотах 150 и 300 км  $N_e$  уменьшается). Увеличение температуры на 1 К вызывает изменение  $N_e$  на  $\sim 0.2\%$  на высотах 150 и 200 км, и на  $\sim 0.3\%$  на высоте 300 км. Таким



**Рис. 1.** Высотные профили электронной концентрации Ne, рассчитанные для состояний термосферы 25.01.2009: спокойное состояние (зелёные линии,  $\Delta T = 0$ ), увеличенные (красные линии,  $T_n + \Delta T$ ) и уменьшенные (синие линии,  $T_n - \Delta T$ ) значения экзосферной температуры.



**Рис. 2.** Относительные отклонения электронной концентрации Ne (а, б) и отношения концентраций  $[O]/[N_2]$  (в, г) от спокойного состояния ( $\Delta T = 0$ ) при увеличении ( $\Delta T = +20, +60, +100$  К) (а, в) и уменьшении ( $\Delta T = -20, -60, -100$  К) (б, г) экзосферной температуры для условий 25.01.2009.

образом, изменение температуры нейтральных частиц в термосфере на 1 К приводит к изменению электронной концентрации на 0.2–0.3%. Характер изменения Ne (увеличение или уменьшение) может быть различным на разных высотах и определяется физико-химическими процессами, доминирующими на данной высоте.

Модификация численной модели ионосферы и плазмосферы, разработанной в ИСЗФ СО РАН, позволяет осуществлять простую оценку изменения Ne вследствие изменения температуры верхней атмосферы. В отличие от физических моделей ионосферы [1, 2, 7, 8], учитывающих

весь комплекс явлений в системе магнитосфера–ионосфера–атмосфера, данный метод позволяет выделить вклад, обусловленный именно изменениями температуры. В частности, может быть оценено изменение Ne вследствие долговременных трендов изменения температуры в верхней атмосфере. Согласно результатам работы [9] по данным радара некогерентного рассеяния в Миллстоун–Хилл тренд изменения температуры экзосферы составляет ~18 К за десятилетие. По полученным нами модельным оценкам ожидаемый тренд в Ne должен составлять ~3.6–5.4% за десятилетие. Данная оценка согласуется с трендом Ne, выявленным по данным этого же

**Таблица. 1.** Усредненные изменения температуры нейтральных частиц и электронной концентрации Ne на разных высотах

h, км	dT, К	dNe, %	dNe/dT, %/К	dT, К	dNe, %	dNe/dT, %/К
150	+36.6	+7.1	0.19	-29.5	-8.0	0.27
200	+55.9	-10.5	-0.19	-54.7	+14.2	-0.26
300	+59.7	+16.9	0.28	-59.7	-17.7	0.30

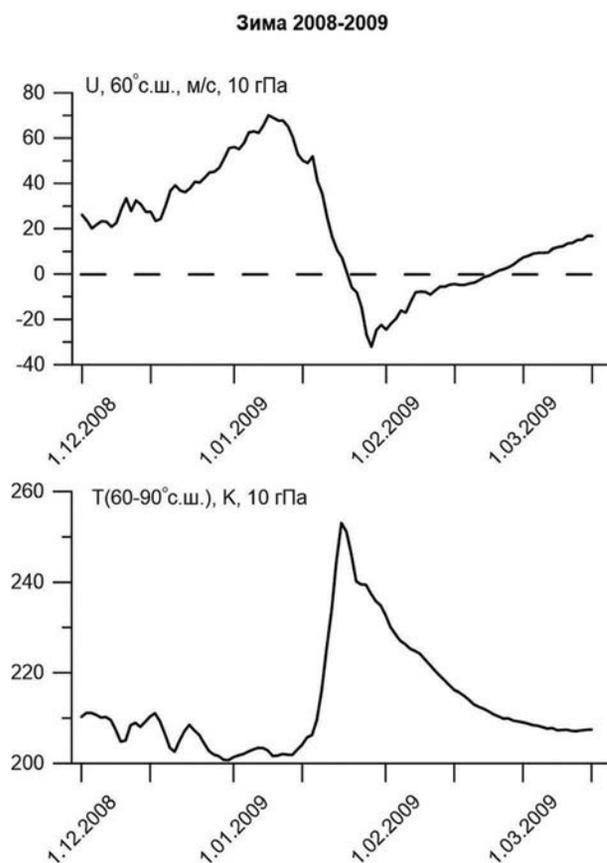
радар [10], однако на порядок величины превышает тренды, полученные рядом других авторов [11].

### ОБСУЖДЕНИЕ И СРАВНЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ НАБЛЮДЕНИЙ

Дата для моделирования была выбрана исходя из того, что в январе 2009 г. над северным полушарием наблюдалось самое сильное за весь период наблюдений зимнее внезапное стратосферное потепление (ВСП). Дата 25.01.2009 соответствует началу реверса зонального ветра. Таким образом, результаты моделирования могут быть сопоставлены с результатами наблюдений во время упомянутого события.

На рис. 3 представлены зональные характеристики стратосферы на высотном уровне 10 гПа (~32 км): среднезональная (60–90° с.ш.) температура и среднезональный (60° с.ш.) зональный ветер. С середины января наблюдался резкий рост среднезональной температуры примерно на 50 К и ослабление среднезонального (60° с.ш., 10 гПа) ветра, в результате чего 25 января ветер изменил свое направление с западного на восточное, и ВСП приобрело признаки значительного (major). Реверс зонального ветра наблюдался в период 25.01–22.02.2009 (рис. 3, верхняя панель) Во время ВСП-2009 регистрировались возмущения атмосферных параметров в большом диапазоне высот в различных широтно-долготных секторах [12–14]. В тоже время выбранный день принадлежал длительному геомагнитно-спокойному периоду и характеризовался следующими значениями индексов активности:  $Dst \approx 10$  нТ,  $Kp \approx 1.0$ ,  $Ap \approx 4$ ,  $F10.7 \approx 68$ ,  $V_{SW} \approx 100$  м/с,  $Bz \approx 2.5$  нТ.

Для сопоставления результатов моделирования с наблюдениями использовались данные о максимуме электронной концентрации NmF2, полученные на иркутском ионозонде во время ВСП в январе 2009 г. Были рассчитаны скользящие 27-дневные медианные значения NmF2 ( $NmF2_{Med}$ ), представляющие собой медианное значение NmF2 на интервале  $\pm 13$  дней для каждого дня и фиксированного



**Рис. 3.** Зональные характеристики стратосферы над Северным полушарием на высотном уровне 10 гПа (около 32 км), 01.12.2008–15.03.2009, по данным реанализа MERRA-2: нижняя панель – среднезональная (60–90° с.ш.) температура; верхняя панель – среднезональный (60° с.ш.) зональный ветер.

момента местного времени LT. Возмущения рассчитывались как относительные (процентные) отклонения наблюдаемых NmF2 от  $NmF2_{Med}$ :  $\Delta NmF2(\%) = 100\% \cdot (NmF2 - NmF2_{Med}) / NmF2_{Med}$ . На рис. 4 показаны вариации NmF2,  $NmF2_{Med}$  и  $\Delta NmF2$  в период 22–31.01.2009. Из рис. 4 видно, что с 25 (начало реверса зонального ветра) по 30 января возмущения NmF2 преимущественно отрицательные, что может рассматриваться как отрицательный ионосферный отклик на ВСП. На интервале 25–30 января  $\Delta NmF2$  меняются от -60 до +86% при среднем значении -14% и

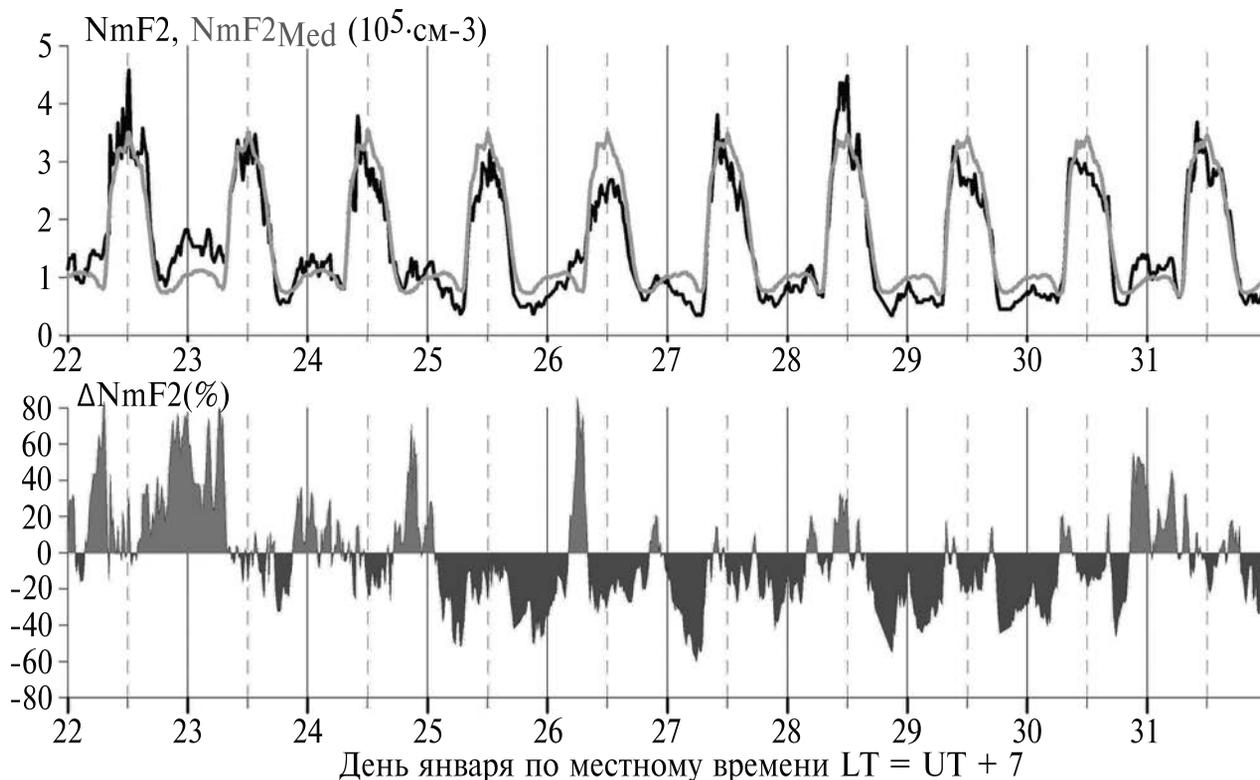


Рис. 4. Вариации  $NmF2$ ,  $NmF2_{Med}$  (верхняя панель) и  $\Delta NmF2$  (нижняя панель) с 22 по 31 января 2009 г.

стандартном отклонении 22%. Быстрые изменения  $\Delta NmF2$ , по всей видимости, связаны с эффектами внутренних гравитационных волн и возмущений приливов, тогда как среднее значение ассоциируется с изменением температуры термосферы. Согласно модельным расчетам на высотах около 200 км увеличение температуры на 1 К вызывает уменьшение  $N_e$  примерно на 0.2%, таким образом, среднее  $\Delta NmF2$ , равное  $-14\%$ , ассоциируется с разогревом термосферы примерно на 70 К.

Полученная оценка разогрева термосферы на 70 К существенно превышает расчёты разогрева термосферы во время ВСП-2009, полученные на основе Глобальной Самосоглашенной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП) [7] и модели Whole Atmosphere Model (WAM) [8]. Расчёты ГСМ ТИП дали оценку в пределах 20 К, а модель WAM показала потепление на 5%, что приблизительно соответствует 35 К. Такое расхождение может быть связано с двумя причинами. Первая причина связана с корректностью оценки разогрева термосферы во время ВСП по моделям ГСМ ТИП и WAM. В частности, в работе [8] выявлено противоречие между модельной оценкой температуры и данными атмосферного торможения

космических аппаратов. В предположении корректности оценок по моделям ГСМ ТИП и WAM, вторая причина может заключаться в том, что разогрев термосферы не является единственной причиной отрицательного возмущения  $NmF2$ . Согласно результатам работы [7] ВСП вызывает изменение глобальной термосферной циркуляции, а возмущения скорости нейтрального ветра могут достигать  $\sim 50$  м/с. Изменение термосферной циркуляции сопровождается горизонтальным переносом молекулярного азота  $N_2$ , что может являться дополнительным источником отрицательного возмущения  $NmF2$ . Если верна оценка разогрева термосферы по модели ГСМ ТИП (20 К), то вклад в  $\Delta NmF2 = -14\%$  от разогрева термосферы составляет  $\sim -4\%$ , а вклад от горизонтального переноса  $\sim -10\%$ . Если верна аналогичная оценка по модели WAM (35 К), то вклады разогрева термосферы и горизонтального переноса приблизительно равны и составляют  $\sim -7\%$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе модифицированной численной модели ионосферы и плазмосферы, разработанной в ИСЗФ СО РАН, осуществлено моделирование

влияния изменения параметров нейтральной атмосферы на электронную концентрацию в ионосфере.

Выявлено, что на высотах ниже 180 км и выше 250 км с ростом/уменьшением температуры нейтральной атмосферы  $T$  происходит увеличение/уменьшение электронной концентрации  $N_e$ . На высотах 180–250 км наблюдается обратная картина: рост/уменьшение  $T$  вызывает уменьшение/увеличение  $N_e$ . Противоположный характер изменения профиля  $N_e$  связан с влиянием отношения концентраций атомарного кислорода и молекулярного азота  $[O]/[N_2]$  на высотах области F.

Получены количественные оценки изменения  $N_e$  на разных высотах при изменении температуры нейтральной атмосферы. Установлено, что изменение  $T$  на 1 К приводит к изменению  $N_e$  на 0.2–0.3%.

В соответствии с модельной оценкой, среднее отрицательное возмущение максимума электронной концентрации NmF2, равное –14%, наблюдавшееся во время ВСП в январе 2009 г., ассоциируется с разогревом термосферы примерно на 70 К. Полученная оценка разогрева термосферы на 70 К существенно превышает расчёты разогрева термосферы во время ВСП-2009, полученные другими исследователями. Такое расхождение может быть связано с тем, что наблюдаемое отрицательное возмущение NmF2, может быть обусловлено не только разогревом термосферы, но и горизонтальным переносом молекулярного азота  $N_2$ , что приводит к завышенной оценке потепления термосферы.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-17-00146, <https://rscf.ru/project/22-17-00146/>. Для анализа использовались экспериментальные данные Центра коллективного пользования “Ангара” <http://скр-гф.ру/скр/3056/>, полученные при финансовой поддержке Минобрнауки России.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кринберг И. А., Тащилин А. В.* Ионосфера и плазма. М.: Наука, 1984. 189 с.
2. *Тащилин А. В., Романова Е. Б.* Численное моделирование диффузии ионосферной плазмы в дипольном геомагнитном поле при наличии поперечного дрейфа // Математическое моделирование. 2013. Т. 25. № 1. С. 3–17.
3. *Picone J. M., Hedin A. E., Drob D. P., Aikin A. C.* NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № A12. P. 1468–1483.
4. *Tashchilin A., Leonovich L.* Estimation of variations in the thermosphere parameters during a magnetic storm from satellite measurements of thermospheric density / Proc. SPIE. 11916. 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 2021. Art. № 119167S. <https://doi.org/10.1117/12.2603309>
5. *Walker J. C. G.* Analytic representation of upper atmosphere densities based on Jacchia’s static diffusion models // J. Atmos. Sci. 1965. V. 22. P. 462–463.
6. *Schunk R. W., Nagy A. F.* Ionospheres: Physics, Plasma physics, and Chemistry. Cambridge University Press, 2009. 628 p.
7. *Klimenko M. V., Klimenko V. V., Bessarab F. S., Korenkov Y. N., Liu H., Goncharenko L. P., Tolstikov M. V.* Study of the thermospheric and ionospheric response to the 2009 sudden stratospheric warming using TIME-GCM and GSM TIP models: First results // J. Geophys. Res. Space Physics. 2015. V. 120. P. 7873–7888.
8. *Fuller-Rowell T., Akmaev R., Wu F., Fedrizzi M., Viereck R. A., Wang H.* Did the January 2009 sudden stratospheric warming cool or warm the thermosphere? // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. № L18104.
9. *Oliver W. L., Holt J. M., Zhang S.-R., Goncharenko L. P.* Long-term trends in thermospheric neutral temperature and density above Millstone Hill // J. Geophys. Res. Space Physics. 2014. V. 119. P. 7940–7946.
10. *Zhang S.-R., Holt J. M., Kurdzo J.* Millstone Hill ISR observations of upper atmospheric long-term changes: Height dependency // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № A00H05.
11. *Данилов А. Д., Константинова А. В.* Долговременные вариации параметров средней и верхней атмосферы и ионосферы (обзор) // Геомагнетизм и аэронавигация. 2020. Т. 60. № 4. С. 411–435.
12. *Medvedeva I. V., Beletsky A. B., Chernigovskaya M. A., Perminov V. I., Semenov A. I., Tatarnikov A. V.* Mesopause temperature variations during strong sudden stratospheric warmings in 2008–2010 // Optica Pura y Aplicada. 2011. V. 44. № 4. P. 701–705.
13. *Shepherd M. G., Cho Y.-M., Shepherd G. G., Ward W., Drummond J. R.* Mesospheric temperature and atomic oxygen response during the January 2009 major stratospheric warming // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. № A07318.
14. *Yuan T., Thurairajah B., She C.-Y., Chandran A., Collins R. L., Krueger D. A.* Wind and temperature response of midlatitude mesopause region to the 2009 Sudden Stratospheric Warming // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № D09114.

## MODELING THE INFLUENCE OF CHANGES IN NEUTRAL ATMOSPHERE PARAMETERS ON IONOSPHERIC ELECTRON DENSITY

Academician of the RAS **G. A. Zherebtsov, A. V. Tashchilin, N. P. Perevalova<sup>#</sup>,  
K. G. Ratovsky, I. V. Medvedeva**

*Institute of Solar-Terrestrial Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*  
<sup>#</sup>*E-mail: pereval@iszf.irk.ru*

Based on the modified numerical model of the ionosphere and plasmasphere developed at ISTP SB RAS, we calculated the height profiles of the electron density Ne for the quiet and disturbed thermospheric conditions of January 25, 2009 at the geographical location of Irkutsk (52.4N, 104.3E). The disturbed conditions were simulated by varying the neutral temperature T in the thermosphere. At heights below 180 km and above 250 km, with an increase/decrease in T, an increase/decrease in Ne occurs. At 180–250 km, the opposite pattern is seen: an increase/decrease in T causes a decrease/increase in Ne. The opposite pattern of the change in the Ne profile is associated with the influence of the atomic oxygen to molecular nitrogen density ratio [O]/[N<sub>2</sub>] at heights of the F-region. Quantitative estimates of the change in Ne at different heights with changes in the neutral temperature were obtained. It has been established that a change in T by 1 K leads to a change in Ne by 0.2–0.3%. The modeling results were compared with observations of the peak electron density NmF2 obtained with the Irkutsk ionosonde during the sudden stratospheric warming in January 2009.

*Keywords:* ionosphere and plasmasphere model, ionospheric disturbances, sudden stratospheric warming

УДК 574.583 и 574.91, 581.95

## ОБНАРУЖЕНИЕ НОВЫХ ВИДОВ ДИНОФЛАГЕЛЛЯТ В ПЕЛАГИАЛИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ

© 2024 г. Академик РАН Г. Г. Матишов, О. Н. Ясакова\*

Поступило 18.01.2024 г.

После доработки 04.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

В водах северо-восточной части Чёрного моря отмечены новые для этого района виды динофлагеллят: *Oxyphysis oxytoxoides*, *Spatulodinium pseudonociluca*, *Scaphodinium mirabile*, *Actiniscus pentasterias*. Эти виды, ранее указанные только для вод Болгарии, Румынии, Турции, Грузии, Украины и Крыма, в последние десятилетия встречались в пелагиали северо-восточной части Чёрного моря: в районе от Абхазии до Керченского пролива.

**Ключевые слова:** северо-восточная часть Чёрного моря, фитопланктон, динофлагелляты, новые виды

DOI: 10.31857/S2686739724080157

В последнее время состав фитопланктона Чёрного моря значительно расширился за счёт новых, не характерных для данного водоёма видов фитопланктона [1–3]. Одной из причин повышения биоразнообразия планктонной флоры является перенос видов с балластными водами коммерческих судов [4–6]. В последние годы наблюдается активная натурализация инвазионных видов планктонных водорослей в северо-восточной части Чёрного моря (СВЧМ).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили сборы фитопланктона в открытой СВЧМ (от Керченского пролива до Абхазии включительно) (1056 проб), в акваториях Новороссийской, Геленджикской, Анапской, Туапсинской бухт и в районе порта Тамань (836 проб) в разные сезоны 2007–2023 гг. (рис. 1). Сезонные исследования фитопланктона открытой СВЧМ были проведены во время комплексных экспедиций НИС “Денеб” ЮНЦ РАН и в рамках проекта EMBLAS-II. Изучение вертикальной структуры фитопланктона проводили на стандартных горизонтах 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 м; либо на 3–5 горизонтах: поверхность,  $\frac{1}{2}$  слоя воды до термоклина (ТК); в начале, непосредственно в слое и в конце ТК. Отбор проб в акваториях исследуемых бухт

выполняли с поверхности моря во время коротких рейсов на маломерных судах ФГБУ “АМП ЧМ”. Пробы морской воды отбирали в дневное время суток с борта судна с помощью химических батометров, сгущали методом осаждения, фиксировали 5% кислым раствором Люголя, нейтральным формалином или кислым раствором Уотермея до конечной концентрации 1–2% [7]. Количественный учёт организмов фитопланктона производили с помощью микроскопа МИКМЕД-2 с увеличением  $\times 100$ ,  $\times 200$  и  $\times 400$  в счётной камере Нажотта, объёмом 0.05 мл. Для определения редких и крупных видов фитопланктона просматривали часть концентрата (1/2–1/10) либо всю пробу в камере Седжвика-Рафтера (Sedgwick–Rafter) объёмом 1 мл. При идентификации видов использовали общепринятые руководства [8, 9]. Биомассу фитопланктона определяли, исходя из размеров и форм клеток согласно их подобию наиболее сходным стереометрическим фигурам, считая удельный вес водорослей равным единице [10]. В настоящей работе следовали классификации водорослей, принятой в Algae Base.org [11].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате многолетних исследований пелагических сообществ в открытой СВЧМ и в акваториях бухт в составе фитопланктона удалось обнаружить новые для этих районов моря виды динофлагеллят: *Oxyphysis oxytoxoides*, *Spatulodinium pseudonociluca*, *Scaphodinium mirabile*, *Actiniscus*

Южный Научный Центр Российской Академии наук,  
Ростов-на-Дону, Россия  
\*E-mail: yasak71@mail.ru

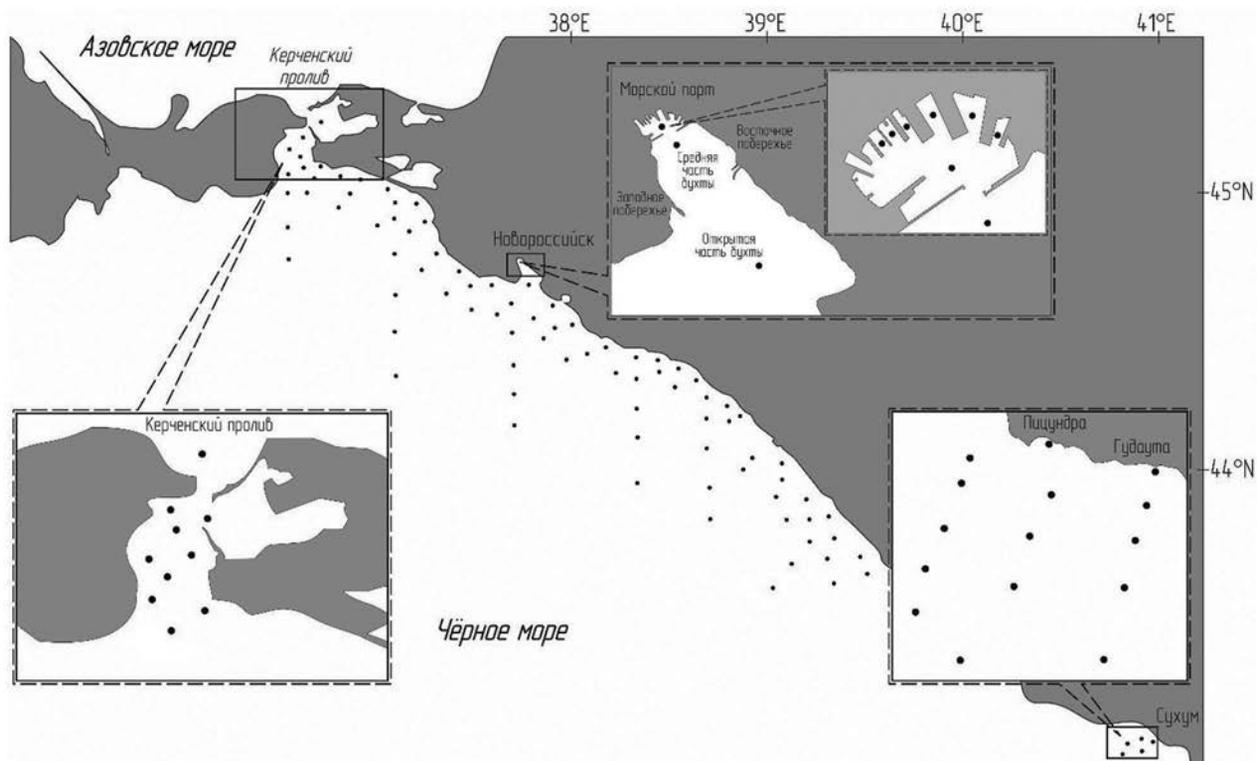


Рис. 1. Карта-схема отбора проб фитопланктона в северо-восточной части Чёрного моря в период исследований (2007–2023 гг.).

*pentasterias* (рис. 2–4). Эти виды, ранее были отмечены только в водах Болгарии, Румынии, Турции, Грузии, Украины и Крыма.

Крупноклеточный морской вид динофлагеллят *Oxyphysis oxytoxoides* Kofoid, 1926 (Dinophyta), указанный М.С. Селиной как новый для морских вод России [12], был широко известен в пелагиали Средиземного моря, атлантического побережья Испании, Франции, Португалии, Нидерландов, а также обитал в прибрежье Мексики, Бразилии, Колумбии (AlgaeBase). Впервые был обнаружен в водах северо-восточной части Чёрного моря (СВЧМ) в сентябре 2014 г. Вид в количестве от 7 до 147 кл. $\cdot$ л $^{-1}$  вегетировал вдоль всего побережья СВЧМ, в том числе в районе Абхазии (10–65 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ). В июне 2017 г. был также отмечен в районе п-ова Абрау. Глубина его распространения ограничивалась 50 м. В своей обзорной статье по динофитовым водорослям Чёрного моря Л.М. Теренько [13] указывает его для вод болгарского побережья, где он зачастую становится причиной “цветения воды”. Впервые вид был обнаружен в Румынии в 1994 г. [14–17].

В мае 2013 г. в районе Абхазии в слое воды от поверхности до 20 м был обнаружен другой

крупноклеточный морской вид *Spatulodinium pseudonocitiluca* (Pouchet) J.Cachon & M.Cachon, 1968 (7–171 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ), считающийся недавним вселенцем в акваторию Чёрного моря. Вид широко распространен в пелагиали Мирового океана и был известен в водах Средиземного моря, северной и тропической Атлантики, Мексики, Австралии и Новой Зеландии (AlgaeBase). Ранее вид был отмечен в водах побережья Турции, Болгарии, Крыма, в северо-западной части Чёрного моря [13, 16–21]. В июне 2015 г. вид был отмечен на некоторых станциях п-ова Абрау в слое ТК (36–80 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ), а в июне 2017 г. обнаружен (22 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ) в акватории порта Новороссийск. В 2020 и 2022 гг. вид в небольших концентрациях (до 56 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ) был отмечен в планктоне бухт Новороссийск, Туапсе и Геленджик (рис. 5).

Морской вид динофлагеллят *Scaphodinium mirabile* Margalef, 1963 известен из Средиземного моря, берегов Мексики (AlgaeBase), в Чёрном море ранее был отмечен в водах побережья Турции, Болгарии, Крыма, в северо-западной части моря [16, 17, 22, 23]. В водах открытой СВЧМ впервые был зафиксирован в ноябре 2013 г. (4–28 кл. $\cdot$ л $^{-1}$ ), в дальнейшем периодически

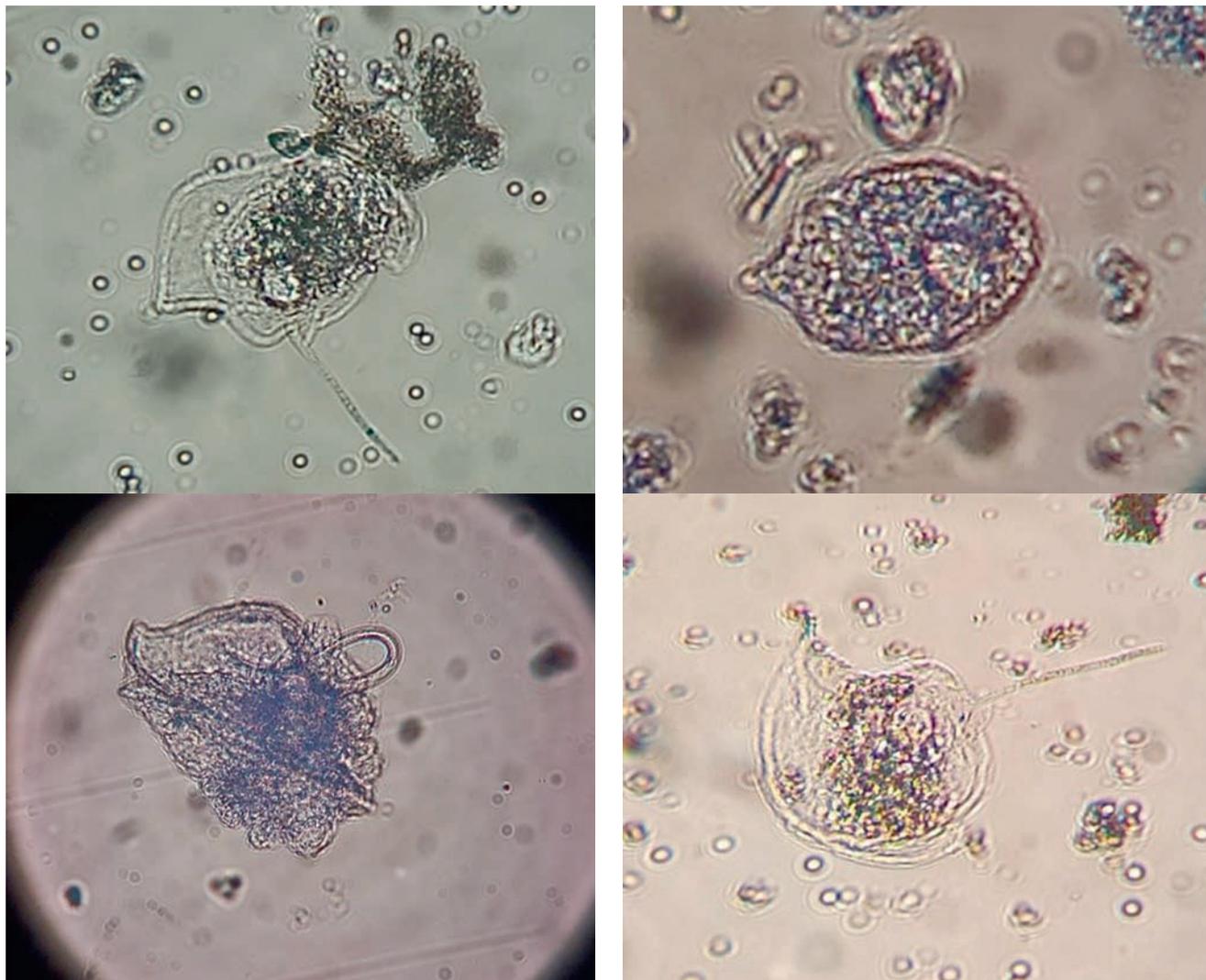


Рис. 2. *Spatulodinium pseudonostiluca* (фото автора).

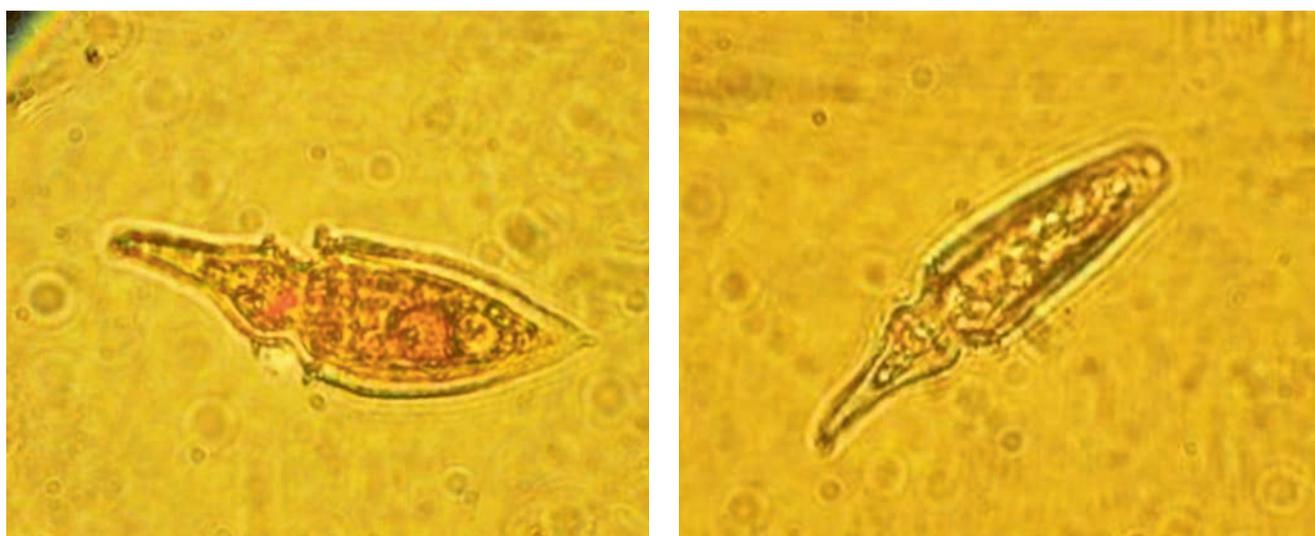


Рис. 3. *Oxyphysis oxytoxoides* (фото автора).

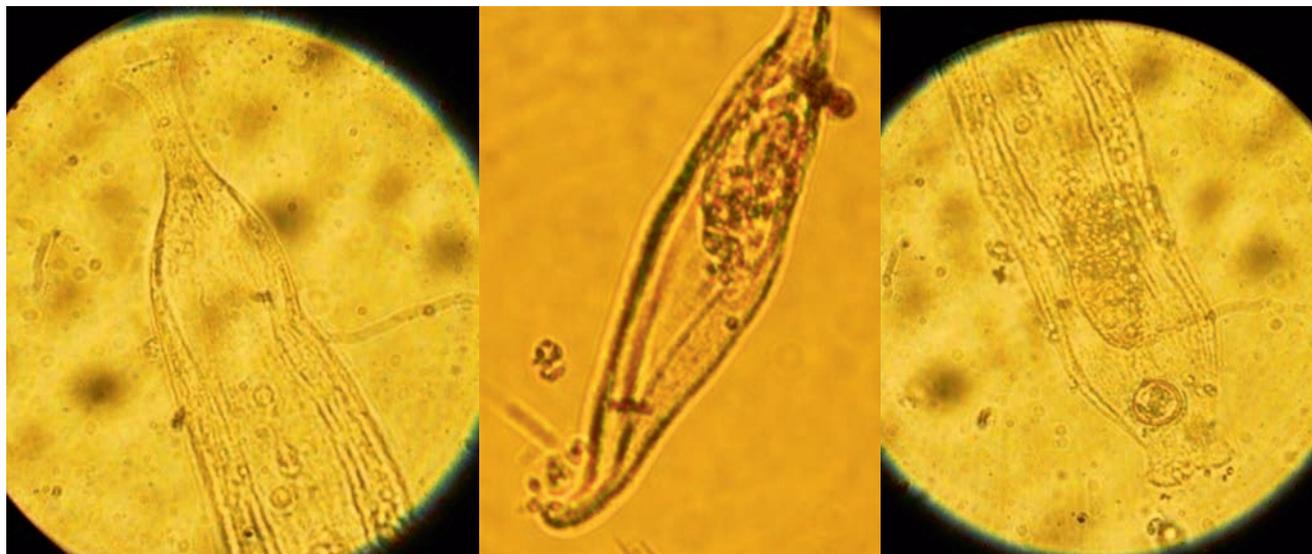


Рис. 4. *Scaphodinium mirabile* (фото автора).

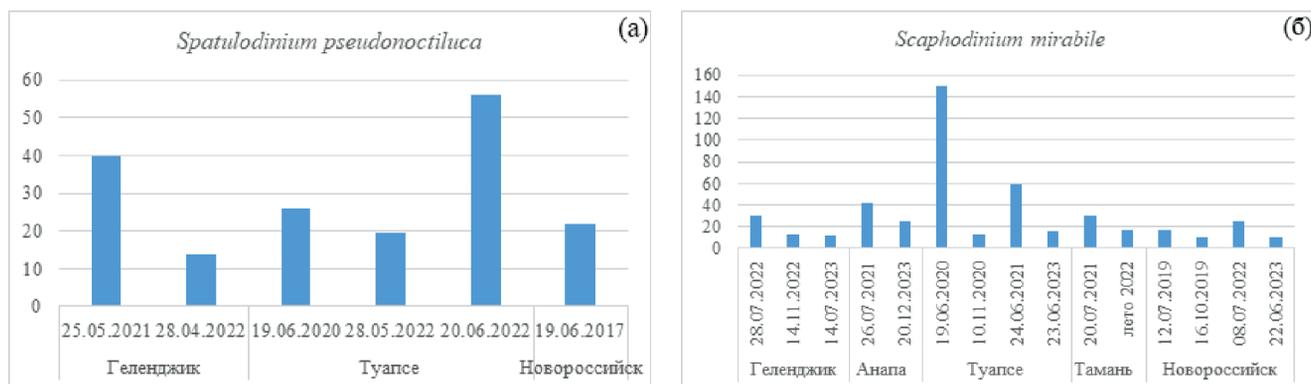


Рис. 5. Динамика численности (кл./л) новых видов динофлагеллят *Spatulodinium pseudonoclituca* (а) и *Scaphodinium mirabile* (б) в акваториях исследуемых бухт СВЧМ.

встречался как в планктоне открытого шельфа, так и в акваториях исследуемых бухт. Максимальная численность вида ( $150 \text{ кл.}\cdot\text{л}^{-1}$ ) была отмечена в районе Туапсе в июне 2020 г. (рис. 5).

Новый морской вид динофитовых *Actiniscus pentasterias* (Ehrenberg) Ehrenberg, 1844 в небольшом количестве ( $6 \text{ кл.}\cdot\text{л}^{-1}$ ) встречался в районе Б. Утриша, на прибрежной мелководной станции в придонном горизонте моря в июне 2015 г. Вид известен из Средиземного моря, Балтийского моря, северных морей России, побережья Скандинавии, Калифорнии, Мексики, Индии (AlgaeBase).

Вселение и массовое развитие некоторых видов могут иметь непредсказуемые последствия для окружающей среды и здоровья человека [3, 6]. Современные исследования морского балласта показали, что применение различных

методов обработки либо смены балластных вод в открытом море не гарантирует 100%-й результат избавления от нежелательных вселенцев в морскую среду [24, 25]. Так как балластные воды до сих пор зачастую содержат инвазивные виды фитопланктона, можно предположить, что причиной интродукции новых видов динофитовых в пелагиаль СВЧМ могли быть балластные воды коммерческих судов. Нужно отметить, что некоторые из перечисленных видов, такие как *Actiniscus pentasterias*, были отмечены единично и не образовывали самовоспроизводящейся популяции. Вероятно, их развитие сдерживалось неблагоприятными условиями среды и конкурентными взаимоотношениями с аборигенными видами. Другие три вида динофлагеллят периодически встречаются в планктоне восточного побережья моря. Поэтому возможность акклиматизации новых видов фитопланктона

в северо-восточной части Чёрного моря ещё под вопросом и требует дальнейшего изучения.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Публикация подготовлена в рамках государственного задания ЮНЦРАН № 122011900153-9.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сеничева М. И.* Новые и редкие для Черного моря виды диатомовых и динофитовых водорослей // Экология моря. 2002. Вып. 62. С. 25–29.
2. *Vershinin A., Morton S.* *Protoperidinium ponticum* sp. nov. (Dinophyceae) from the Northeastern Black Sea coast of Russia // Botanica Marina. 2005. V. 48. P. 244–247.
3. *Vershinin A. O., Morton S., Leighfield T. et al.* Alexandrium in the Black Sea – Identity, Ecology and PSP Toxicity // African Journal of Marine Science. 2006. V. 28. № 2. P. 209–213.
4. *Матишов Г. Г., Селифонова Ж. П.* Опыт контроля балластных вод коммерческих судов в порту Новороссийск // Вестник Южного научного центра. 2006. Т. 2. № 3. С. 62–66.
5. *Звягинцев А. Ю., Кашин И. А., Орлова Т. Ю., Селина М. С., Касьян В. В., Корн О. М., Корниенко Е. С., Куликова В. А., Безвербная И. П., Зверева Л. В., Радашевский В. И., Белогурова Л. С., Бегун А. А., Городков А. Н.* Население балластных вод судов в порту Владивосток // Биол. моря. 2009. Т. 35. № 1. С. 29–40.
6. *Alexandrov B. G.* Problem of aquatic organisms transportation by ships and some approaches for risk assessment of the new invasions // Mar. Ecol. J. 2004. 3(1): 5–17.
7. *Макаревич П. Р., Дружков Н. В.* Методические рекомендации по анализу количественных и функциональных характеристик морских биоценозов северных морей. Ч. 1. Фитопланктон. Зоопланктон. Взвешенное органическое вещество. Апатиты, 1989. 50 с.
8. *Dodge J. D.* Marine Dinoflagellates of the British Isles. London: H. M. S. O., 1982. 301 p.
9. Identifying Marine Phytoplankton. C. Tomas (Ed.). San Diego, CA: Academic Press, 1997. 821 p.
10. *Брянцева Ю. В., Лях А. М., Сергеева А. В.* Расчет объемов и площадей поверхности одноклеточных водорослей Черного моря. Севастополь, 2005. 25 с. (Препринт / НАН Украины, Институт Биологии Южных морей).
11. *Guiry M. D., Guiry G. M.* AlgaeBase 2023. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. <http://www.algaebase.org>
12. *Селина М. С., Морозова Т. В., Бегун А. А.* Морфология динофлагеллят *Oxyphysis oxytoxoides* Kofoid и *Scrippsiella spinifera* Honsell et Cabrini (Dinophyta), новых для морских вод России // Бот. журн. 2009. Т. 94, № 4. С. 42–46.
13. *Terenko L. M.* Species composition and distribution of Dinophyta in the Black Sea // Algologia. 2007. 17(1): 53–69.
14. *Moncheva S., Petrova-Karadjova V., Palasov A.* Harmful algae blooms along the Bulgarian Black Sea coast and possible patterns of fish and zoobenthic mortalities / In: P. Lassus, G. Arzul, E. Denn and P. Gentien (Eds). Harmful Marine Algal Blooms. Lavoisier Publ. Inc., 1995. P. 193–198.
15. *Konsulov A.* Black Sea Biological diversity, Bulgaria. Black Sea Environmental Series, V. 5. New York: United Nations Publications, 1998. 131 p.
16. *Gómez F., Boicenco L.* An annotated checklist of dinoflagellates in the Black Sea // Hydrobiologia. 2004. 517: 43–59.
17. BSPC Editorial Board. Black Sea phytoplankton checklist. 2014. URL: <http://phyto.bss.ibss.org.ua> (date of application: April 19, 2014).
18. *Stoyanova A. P.* New representatives of Noctilucales in the Bulgarian Black Sea coastal water // Compt. Rend. de l'Acad. Bul. Des Sci. 1999. 52(9–10): 119–122.
19. *Krakhmalnyy A. F., Panina Z. A., Krakhmalnyy M. A.* Dinophyta / In: Algae of Ukraine: Diversity, nomenclature, taxonomy, ecology and geography, Vol. 1. Cyanoprocarota, Euglenophyta, Chrysophyta, Xanthophyta, Raphidophyta, Phaeophyta, Dinophyta, Cryptophyta, Glaucocystophyta, Rhodophyta. P.M. Tsarenko, S.P. Wasser, E. Nevo (Eds). Ruggell, Liechtenstein: A.R.A. Gantner Verlag K.-G., 2006. P. 470–532.
20. *Krakhmalny A. F.* Dinophyta of Ukraine (illustrated book for identification) / P.M. Tsarenko (Ed.). Kiev: Alterpress, 2011. 444 p.
21. *Bryantseva Yu. V., Krakhmalny A. F., Velikova V., Sergeeva O.* Dinoflagellates in the Sevastopol Coastal Zone (Black Sea, Crimea) // Int. J. Algae. 2016. 18(1): 21–32.
22. *Krakhmalnyi A. F., Okolodkov Y. B., Bryantseva Yu. V., Sergeeva A. V., Velikova V. N., Derezyuk N. V., Terenko G. V., Kostenko A. G., Krakhmalnyi M. A.* Revision of the dinoflagellate species composition of the Black Sea // Algology. 2018, 28 (4): 428–448.
23. *Zotov A. B.* Unification of calculation the volume of alga for phytoplankton of the Black Sea to the

- standards of the EU Marine Strate // *Algologia*. 2018. 28(2): 208–232.
24. Ясакова О. Н. Новые виды в составе фитопланктона северо-восточной части Черного моря // *Российский журнал биологических инвазий*. № 4. 2010. С. 90–97.
25. Ясакова О. Н., Зуйков О. Т., Околотков Ю. Б. Эффективность применения систем обработки балластных вод на судах, заходящих в порт Новороссийск, Чёрное море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2023. № 4. С. 134–154.

## DISCOVERY OF NEW SPECIES OF DINOFLAGELLATES IN THE PELAGIAL OF THE NORTHEASTERN PART OF THE BLACK SEA

Academician of the RAS G. G. Matishov, O. N. Yasakova<sup>#</sup>

*Southern Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: yasak71@mail.ru*

In the waters of the northeastern part of the Black Sea, new species of dinoflagellates have been noted for this area: *Oxyhysis oxytoxoides*, *Spatulodinium pseudonociluca*, *Scaphodinium mirabile*, *Actiniscus pentasterias*. These species, previously indicated only for the waters of Bulgaria, Romania, Turkey, Georgia, Ukraine and Crimea, have been found in the pelagial of the northeastern part of the Black Sea in the last decade: in the area from Abkhazia to the Kerch Strait.

*Keywords:* northeastern part of the Black Sea, phytoplankton, dinoflagellates, new species

УДК 539.3

## НАПРЯЖЁННОЕ СОСТОЯНИЕ И МЕХАНИКА РАЗРУШЕНИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ АНТАРКТИДЫ

© 2024 г. И. А. Гарагаш<sup>1</sup>, академик РАН Л. И. Лобковский<sup>2</sup>, А. А. Баранов<sup>1,\*</sup>

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

В настоящей работе изучается напряжённое состояние шельфовых ледников с помощью численного моделирования. Шельфовый ледник моделируется упругой пластиной, плавающей на воде и прикрепленной к покровной части льда в точке заземления. Получено аналитическое решение упругого изгиба пластины и показано, что максимальные растягивающие напряжения на нижней поверхности ледника вблизи точки заземления могут достигать значений  $5 \times 10^7$  Па, существенно превышающих предельные значения прочности ледника. Изучена фрагментация ледника, возникающая при движении ледника в условиях стеснённого сжатия. Показано, что деформации ледовой плиты сопровождаются формированием зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов). Выполнено сравнение расчётного рельефа поверхности пластины после локализации деформаций с картиной торошения ледника Ларсена, видной на космических снимках.

*Ключевые слова:* Антарктида, шельфовые ледники, раскол шельфового ледника, моделирование ледникового покрова, FLAC 3D

DOI: 10.31857/S2686739724080169

### ВВЕДЕНИЕ

Шельфовые ледники Антарктики теряют массу в океане в основном из-за таяния, превращения в меланж и откалывание айсбергов. Быстрое разрушение шельфовых ледников вносит большие неопределённости в прогнозы потери массы антарктического ледникового щита и повышение уровня моря [1]. На Антарктическом полуострове наблюдается значительное потепление климата, сопоставимое с потеплением климата в Арктике [2] и происходит рост интенсивности разрушения шельфовых ледников Антарктического полуострова, наблюдаемый с конца прошлого века по настоящее время. Температура в этом регионе начала быстро расти с конца 70-х годов прошлого века, потепление там продолжается и в наши дни, сопровождаясь заметным сокращением морского и шельфового льда. Большинство исследователей предполагает, что в связи с потеплением в Западной Антарктиде началось интенсивное разрушение шельфовых ледников. В результате разрушились ледники

Ларсен-А (1995 г.) и Ларсен-Б (2002 г.), а от ледника Ларсен-С в 2017 году откололся гигантский айсберг А68 с площадью около  $5800 \text{ км}^2$ . Разрушались и другие ледники Западной Антарктиды. Например, в 2000 году от шельфового ледника Росса откололся крупнейший за всю историю наблюдений айсберг В-15.

Все эти процессы обладают положительной обратной связью с потеплением климата, так как лёд и снег хорошо отражает солнечные лучи. Шельфовые ледники в силу своей изостатической скомпенсированности при разрушении практически не дают вклад в повышение уровня моря. Однако они тормозят покровные ледники от быстрого сползания под собственным весом в море [3].

При этом остаётся невыясненным вопрос, почему толстый прочный шельфовый ледник, который долгое время был стабилен, за короткое время (месяцы—дни) превращается в меланж или от него откалываются айсберги. В настоящей работе рассмотрены напряжения в шельфовых ледниках и механика их разрушения.

### АНТАРКТИЧЕСКИЕ ЛЬДЫ

Льды Антарктиды состоят из покровных ледников, шельфовых ледников и морских льдов.

<sup>1</sup>Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: aabaranov@gmail.com

Толщина меняющихся морских льдов составляет несколько метров, шельфовых ледников от десятков метров у берега до километра в тыловой части, тогда как мощность покровных ледников в некоторых районах Антарктиды превышает 4 км. Шельфовый ледник представляет собой плавающий в океане массив льда, прикрепленный к фронтальной части сползающего по коренному ложу в океан покровного ледника (рис. 1). Покровные ледники лежат на коренном ложе из пород земной коры или осадков, причём часто ложе ледника лежит ниже уровня моря. Шельфовые ледники тормозят сползание находящихся за ними покровных ледников в море. В свою очередь морские льды, окружающие шельфовые ледники, влияют на стабильность шельфовых ледников, предохраняя их от воздействия океанских волн и штормов [4].

### МОДЕЛЬ РАЗРУШЕНИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ

Рассмотрим механические модели разрушения шельфовых ледников. На рис. 1 показано поперечное сечение шельфового ледника. Разрез основан на высокоточном картировании с использованием спутниковых данных [5]. Со стороны моря на ледник воздействуют приливные колебания [6] и вибрационные волны в теле ледника [7]. Для побережья Западной Антарктиды амплитуды морских приливов могут достигать двух метров [8]. Кроме того, в горизонтальной плоскости ледника действуют боковые силы [9]. В нашей модели шельфовый ледник представляет собой упругую пластину, плавающую на воде и прикрепленную к покровной части льда в точке заземления.

Уравнение цилиндрического изгиба ледяной пластины можно записать в виде

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + 4\beta^4 w = 0, \quad (1)$$

где  $\beta = \sqrt[4]{\frac{(\rho_w - \rho_i)g}{4D}}$ ,  $D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$  - изгибная

жесткость,  $E$  модуль Юнга,  $\nu$  - коэффициент Пуассона,  $\rho_w$  - плотность воды,  $\rho_i$  - плотность льда,  $w$  - вертикальное смещение,  $h$  - толщина ледника,  $g$  - ускорение свободного падения.

Решение уравнения (1) представлено в виде [10]:

$$w = C_1 \sin \beta x \sinh \beta x + C_2 \sin \beta x \cosh \beta x + C_3 \cos \beta x \sinh \beta x + C_4 \cos \beta x \cosh \beta x, \quad (2)$$

где  $C_1, C_2, C_3$  и  $C_4$  - константы интегрирования.

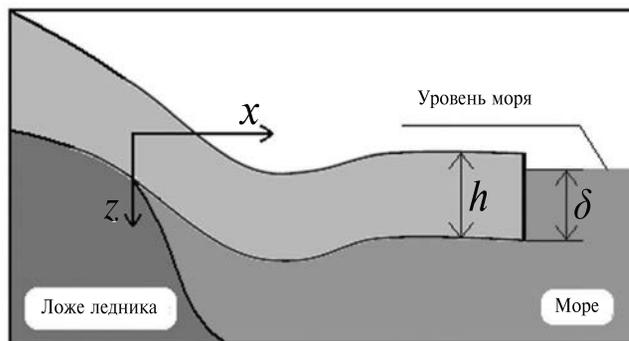


Рис. 1. Эскиз поперечного сечения антарктического ледника у берега.

Константы интегрирования находим из условия, что в точке заземления  $x=0$  кромка плавучего ледяного поля погружена на величину  $\delta = \frac{\rho_i}{\rho_w} h$  (рис. 1) и удовлетворяет условию закрепления, а изгибающий момент и сдвигающая сила исчезает на противоположном свободном крае  $x = l$ . Это подразумевает следующие граничные условия:

$$w|_{x=0} = \delta, \quad \frac{dw}{dx}|_{x=0} = 0 \quad (3)$$

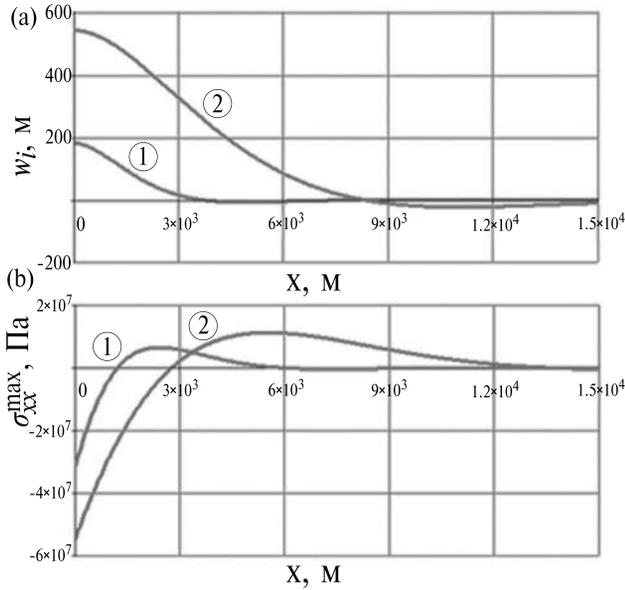
$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2}|_{x=l} = 0, \quad \frac{\partial^3 w}{\partial x^3}|_{x=l} = 0. \quad (4)$$

Здесь  $\delta = \frac{\rho_i}{\rho_w} h$  глубина опускания ледника (рис. 1).

Рассмотрим ледяную плиту длиной  $l = 50$  км, имеющую следующие механические свойства:  $E = 2 \times 10^9$  Па;  $\nu = 0.2$ ;  $\rho_w = 1000$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_i = 920$  кг/м<sup>3</sup>. Сравним перемещения и напряжённое состояние для двух разных значений толщины:  $h = 200$  м и  $h = 600$  м. На рис. 2 а показан подъём льда над уровнем моря  $w_i$  для  $h = 200$  м (кривая 1) и  $h = 600$  м (кривая 2). Изменение максимальных горизонтальных напряжений на нижней границе льда,

$$\sigma_{xx}^{max} = -\frac{D}{h^2} \frac{\partial^2 w_i}{\partial x^2} \quad (5)$$

показаны на рис. 2 б для выбранных толщин (кривые 1 и 2). Отметим, что форма поверхности льда соответствует спутниковым измерениям, приведённым в [5]. В то же время максимальные растягивающие напряжения на нижней поверхности ледника вблизи точки его отрыва от коренных пород существенно превышают предельные значения, характерные для льда  $\sigma_{tens} = 0.7 - 3.1 \times 10^6$  Па. Прочность льда



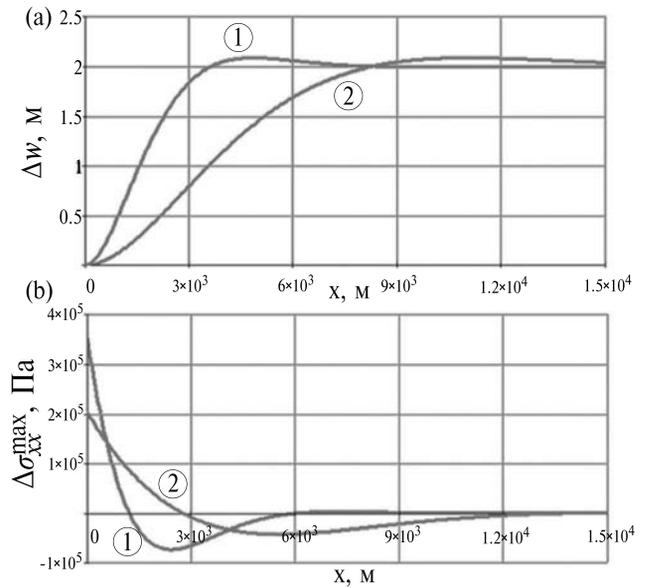
**Рис. 2.** Высота льда над уровнем моря (а) и распределение максимальных растягивающих напряжений на нижней границе ледника (б). Кривые 1 и 2 соответствуют значениям мощностей  $h = 200$  м и  $h = 600$  м соответственно.

на растяжение  $\sigma_{tens}$  варьируется в пределах  $0.7 \div 3.1 \times 10^6$  Па, а на сжатие  $\sigma_{compr}$  — в пределах  $5 \div 25 \times 10^6$  Па в диапазоне температур  $-10^0 \div -20^0$  C [11].

На фоновое напряжённое состояние ледника накладываются дополнительные смещения  $\Delta w$  и напряжения  $\Delta \sigma_{xx}^{max}$  вызванные суточными приливами. Согласно рис. 3 а, локальные максимумы смещений, соответствующие высоте морского прилива  $\Delta \delta = 2$  м, наблюдаются в тех же местах, что и максимумы кривизны основной ледяной плиты (рис. 3 а). При этом приращения напряжений  $\Delta \sigma_{xx}^{max}$  рис. 3 б) достигают нескольких процентов от основных изгибных напряжений (рис. 2 б). Однако приливные приливы происходят изо дня в день в районах максимального фонового напряжения, причём их знак меняется в зависимости от знака  $\Delta \delta$ . Отметим, что длительные периодические нагрузки должны способствовать разрушению ледяного слоя.

Движение ледника в сторону моря происходит в условиях стеснённого сжатия. В результате в нём возникают горизонтальные сжимающие силы [9], которые приводят к торошению льда [3], что видно на космических снимках ледника Ларсена (рис. 4 а).

Рассмотрим процесс разрушения ледяной пластины. Достаточно хорошим приближением для моделирования течения льда является



**Рис. 3.** Дополнительные смещения (а) и максимальное растягивающее напряжение на нижней границе ледника (б), рассчитанные для максимальной высоты прилива 2 м. Кривые 1 и 2 соответствуют значениям мощностей  $h = 200$  м и  $h = 600$  м соответственно.

нелинейная модель ползучести в сочетании с критерием прочности, зависящим от внутреннего трения [12, 13]. Для дальнейшего анализа применим модель неассоциированного пластического течения с предельным условием Друкера-Прагера и разупрочнением [14, 15]. Известно, что разупрочнение среды приводит к развитию неустойчивости течения и локализации сдвиговых деформаций в узких зонах. Область моделирования ледового поля выбрана в виде квадратной пластины со стороной 50 км (рис. 4 б), что соответствует площади шельфового ледника Ларсена. Расчётная сетка насчитывает 40000 ячеек. Для целей моделирования задан угол внутреннего трения  $\phi = 30^\circ$  и максимальное сцепление  $c_{max} = 2 \times 10^6$  Па, которое постепенно уменьшается по мере накопления неупругой сдвиговой деформации [12]. Численные расчёты проводились с использованием программного кода FLAC 3D [16]. На рис. 5 а видно, что увеличение нагрузки сначала приводит к возникновению плотной системы зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов), часть из которых продолжает развиваться, как видно на рис. 5 б, в.

В зонах локализации, помимо накопления сдвиговых деформаций, поверхность льда испытывает движение вверх. Согласно рис. 6, вертикальные смещения сначала составляют несколько

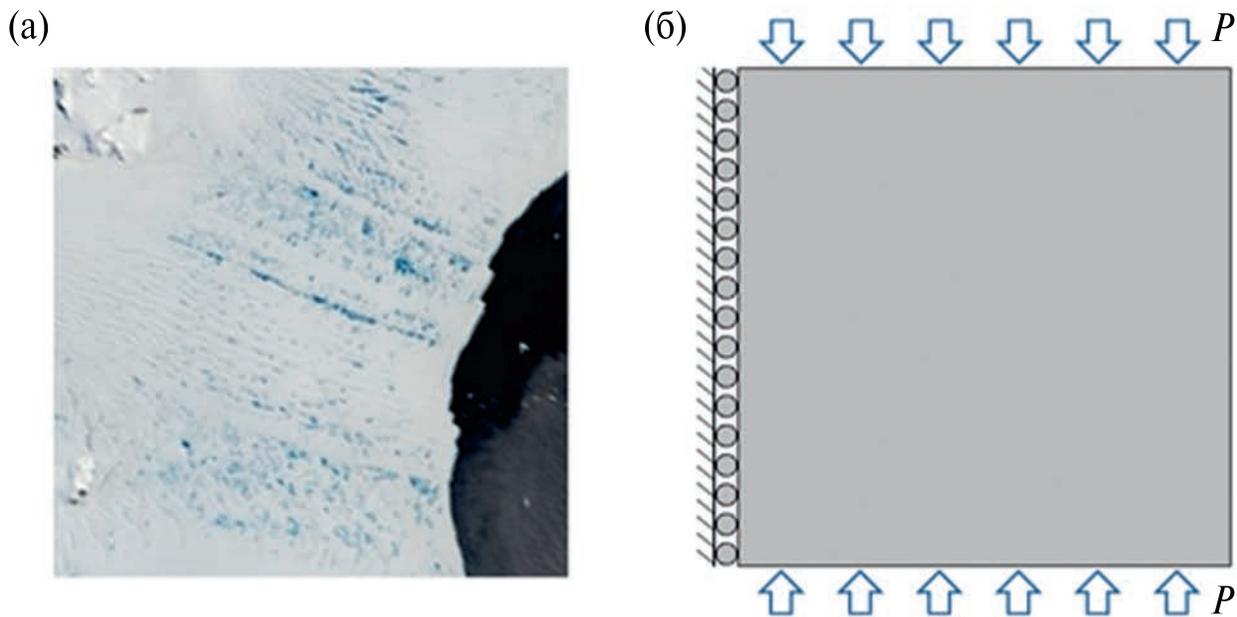


Рис. 4. Система трещин шельфового ледника Ларсена (а) и расчётная область ледового поля (б).

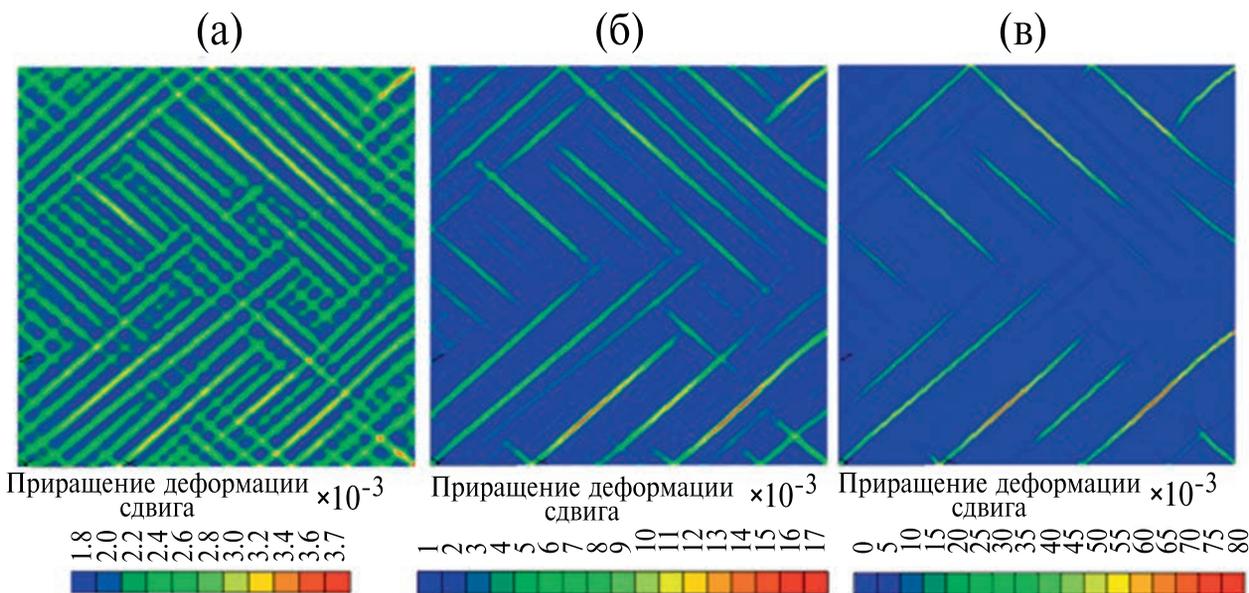
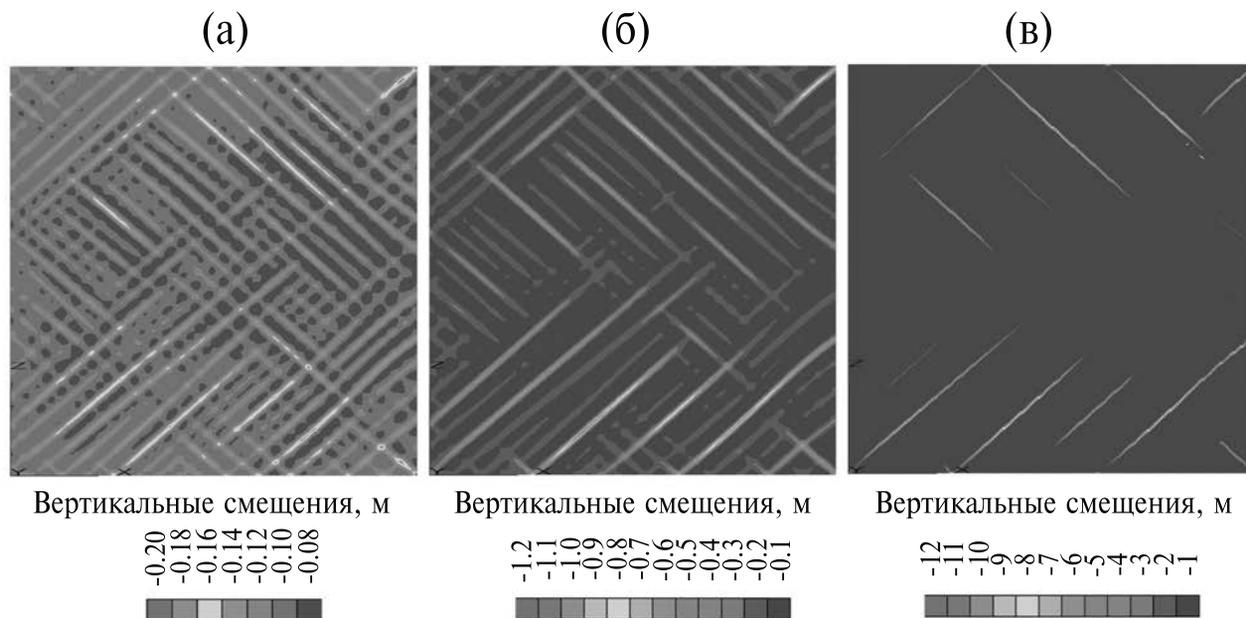


Рис. 5. Развитие зон локализации сдвиговых деформаций в ледяном поле, связанное с увеличением сжимающих напряжений.

сантиметров (рис. 6 а), а затем в отдельных полосах достигают десятков метров (рис. 6 б, в) по мере увеличения сжимающих напряжений.

В целом можно констатировать, что изгибающие и горизонтальные напряжения разбивают ледяное поле на отдельные фрагменты, подготавливая отрыв айсбергов. Если область

шельфового ледника, уже содержащая линейные зоны локализации напряжений, подвергнется дополнительным напряжениям, то это приведёт к разрывам и фрагментациям ледника с появлением отдельных айсбергов или участков ледяного меланжа. Такие дополнительные триггерные напряжения возникнут в теле шельфового ледника



**Рис. 6.** Закономерности вертикальных смещений в зонах локализации сдвиговых деформаций, возрастающие от нескольких сантиметров (а) до десятков метров (в) по мере увеличения сжимающих напряжений.

из-за прихода деформационных волн в район прилегающего ледникового покрова, возникновения зон скольжения на контакте подошвы ледника и коренных пород, сопровождающихся небольшими землетрясениями и сейсмическими волнами вдоль упругой плиты шельфового ледника [17, 18].

## ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель разрушения шельфовых ледников может объяснить быстрый коллапс больших площадей шельфового льда. Трещины и ослабленные зоны накапливаются в течение длительного времени. После этого достаточно внешних сил (скачка напряжений) для превращения шельфа в меланж или откола крупных айсбергов. Триггером начала разрушения могут стать высокие приливы, сильные шторма или деформационные волны от ближайших сильнейших субдукционных землетрясений, распространяющиеся на большие расстояния в упругой литосфере в результате фазовых превращений на границе с вязкой астеносферой [19]. Хотя возникающие при этом напряжения невелики, они могут запустить процессы разрушения льда в зонах, находящихся в критической точке бифуркации.

В таком состоянии может находиться фронтальная часть шельфового ледника. Если допустить, что на границе льда и склона существует медленно растущая зона проскальзывания, то при достижении критического смещения размер

зоны должен увеличиться скачком, а ледовый слой перейдет в новую несмежную форму равновесия [20]. На рис. 6 а видно, что увеличение нагрузки сначала приводит к возникновению плотной системы зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов), с вертикальными смещениями в зонах локализации сдвиговых деформаций, возрастающих от нескольких сантиметров (а) до десятков метров (в) по мере увеличения сжимающих напряжений. В конце концов, достигается превышение предела прочности льда и происходит фрагментация ледника с развитием меланжа и откола айсбергов. Можно заметить, что расчётный рельеф верхней поверхности пластины после локализации деформаций (рис. 6) коррелирует с картиной торошения льда видной на космических снимках поверхности ледника Ларсена (рис. 4 а).

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта и частично за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 22-67-00025).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Jenkins A., Holland D.* Melting of floating ice and sea level rise // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. L16609.

2. *Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K.* Global surface temperature change // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. RG4004. doi: 10.1029/2010RG000345.
3. *Scambos T. A., Bohlander J. A., Shuman C. A. et al.* Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica // *Geophysical Research Letters.* 2004. V. 31. L18402.
4. *Christie F. D. W., Benham T. J., Batchelor C. L. et al.* Antarctic ice-shelf advance driven by anomalous atmospheric and sea-ice circulation // *Nature Geoscience.* 2022. V. 15. P. 356–362.
5. *Bindschadler R., Choi H., Wichlacz A. et al.* Getting around Antarctica: New high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year // *Cryosphere.* 2011. V. 5. P. 569–588.
6. *Rosier S., Gudmundsson G.* Tidal bending of ice shelves as a mechanism for large-scale temporal variations in ice flow // *Cryosphere.* 2018. V. 12. P. 1699–1713.
7. *Holdsworth G., Glynn J.* Iceberg calving from floating glaciers by a vibrating mechanism // *Nature.* 1978. V. 274. P. 464–466.
8. *Shebalin P., Baranov A.* Aftershock Rate Changes at Different Ocean Tide Heights // *Frontiers in Earth Science.* 2020. V. 8. DOI: 10.3389/feart.2020.559624.
9. *Winkelmann R., Martin M., Haselof M., Albrecht T., Bueler E., Khroulev C., Levermann A.* The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK)—Part 1: Model description // *Cryosphere.* 2011. V. 5. P. 715–726.
10. *Тимошенко С. П., Войновский-Кригер С.* Пластинки и оболочки. М.: Наука, 1966. 635 с.
11. *Petrovic J. J.* Mechanical properties of ice and snow // *Journal of Materials Science.* 2003. V. 38. P. 1–6.
12. *Fish A. M., Zaretsky Y. K.* Ice Strength as a Function of Hydrostatic Pressure and Temperature; CRREL Report 97-6; U.S. Army Corps of Engineers: Washington, DC, USA, 1997. P. 14.
13. *Богоявленский В. И., Гарагаш И. А.* Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // *Арктика: экология и экономика.* 2015. № 3(19). С. 12–17.
14. *Rudnicki J. W., Rice J. R.* Conditions for localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials // *Journal of the Mechanics and Physics of Solids.* 1975. V. 23. P. 371–390.
15. *Garagash I. A., Nikolaevskii V. N.* Non-associated flow laws and plastic strain localization // *Advances in mechanical engineering.* 1989. V. 12. P. 131–183.
16. *Itasca Consulting Group, Inc.* FLAC3D—Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimension; Version 3.1, User’s Manual. Itasca, Minneapolis, MN, USA, 2006.
17. *Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимирова И. С., Алексеев Д. А.* Сильнейшие землетрясения и деформационные волны как возможные триггеры потепления климата в Арктике и разрушения ледников в Антарктике // *Вестник РАН.* 2023. Т. 93. № 6. С. 526–538.
18. *Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимирова И. С., Габсатаров Ю. В., Алексеев Д. А.* Возможный сейсмогенно-триггерный механизм эмиссии метана, разрушения ледников и потепления климата в Арктике и Антарктике // *Физика Земли.* 2023. № 3. С. 33–47.
19. *Гарагаш И. А., Лобковский Л. И.* Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // *Арктика: экология и экономика.* 2021. № 1. С. 42–50.
20. *Гарагаш И. А.* Быстрые изменения напряженного состояния в зоне разлома с точки зрения механики систем с несмежными формами равновесия / Тезисы докл. IV Всероссийской конференции с международным участием “Триггерные эффекты в геосистемах”. М., 2017. С. 24.

**STRESS STATE AND MECHANICS OF GLACIER SHELVES COLLAPSE****I. A. Garagash<sup>a</sup>, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky<sup>b</sup>, A. A. Baranov<sup>a, #</sup>**<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*<sup>b</sup>*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*<sup>#</sup>*E-mail: aabaranov@gmail.com*

The stress state of ice shelves using numerical modeling is studied. An ice shelf is modeled by an elastic plate floating on water and attached to the ice cover at a grounding point. An analytical solution for the elastic bending of the plate is obtained and it is shown that the maximum tensile stresses on the lower surface of the glacier near the grounding point can reach values of  $5 \times 10^7$  Pa, significantly exceeding the limiting strength values of the glacier. The fragmentation of a glacier that occurs when a glacier moves under conditions of constrained compression has been studied. It is shown that deformations of the ice plate are accompanied by the formation of zones of localization of inelastic deformations (ice ridges). A comparison was made of the calculated relief of the plate surface after localization of deformations with the pattern of hummocking of the Larsen Glacier, visible on satellite images.

*Keywords:* Antarctica, ice shelves, ice shelf break-up, ice sheet modeling, FLAC 3D

УДК 551.583.2

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЛИЧИНЕ ДЕЙТЕРИЕВОГО ЭКСЦЕССА В ЛЕДНИКОВОМ ЛЬДУ КАМЧАТКИ

© 2024 г. Ю. Н. Чижова<sup>1,2,\*</sup>, В. Н. Михаленко<sup>2</sup>, И. А. Корнева<sup>2</sup>, Я. Д. Муравьев<sup>3</sup>,  
А. Г. Хайрединова<sup>2</sup>, М. А. Воробьев<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 18.03.2024 г.

Поступило 18.03.2024 г.

После доработки 08.04.2024 г.

Принята к публикации 15.04.2024 г.

Исследованы изотопные характеристики ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , d-excess) льда вулкана Ушковский на Камчатке. Новый неглубокий керн был получен в 2022 г. в кратере Горшкова. Ледниковый керн длиной 14 м был датирован подсчётом годовых слоёв, которые также сопоставлялись с известными извержениями последних лет. Верхние 14 м ледника были образованы за последние 16 лет (с 2006 по 2022 г.). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда варьируют от  $-16$  до  $-24\text{‰}$  и от  $-110.5$  до  $-177.7\text{‰}$  при средних значениях  $-20.5$  и  $-150.2\text{‰}$ , соответственно. Величина дейтериевого эксцесса меняется по глубине от  $8.7$  до  $21.3\text{‰}$  при среднем значении  $13.7\text{‰}$ . Для зимних горизонтов при низких значениях  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  отмечается увеличение d-excess. Это связано с происхождением влаги, приносимой на Камчатку. Источником влаги являются Тихий океан, Охотское и Японское моря, для которых существуют выраженные различия в условиях испарения влаги между летом и зимой. Тренды увеличения значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  от 2006 к 2022 г. сопровождается уменьшением дейтериевого эксцесса, указывая на увеличение доли летних атмосферных осадков. Однако, помимо изменений в сезонных пропорциях накопления осадков, величины d-excess льда могут отражать климатические изменения в источнике влаги.

*Ключевые слова:* Камчатка, ледниковый лёд, изотопный состав кислорода, дейтериевый эксцесс

DOI: 10.31857/S2686739724080173

### ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые керны являются архивом гидрохимического состава атмосферы, а изотопные параметры льда содержат информацию об условиях выпадения атмосферных осадков влаги, в первую очередь о температуре конденсации [1], об источнике атмосферной влаги и истории её поступления к леднику [2]. В северной части Тихого океана есть несколько ледниковых регионов, которые могут быть использованы для реконструкции палеоклимата по ледяным кернам. Одним из них является оледенение Ключевской группы вулканов на Камчатке, где в кратере вулкана Ушковский ранее был получен ледяной

керн К-2, для которого были опубликованы изотопно-кислородные данные [3] и отдельно изотопный состав водорода льда [4]. Распределение величины дейтериевого эксцесса во льду до настоящего времени не рассматривалось. Этот параметр ( $\text{d-excess} = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O} - [1]$ ) используется в гляциологических исследованиях как показатель происхождения атмосферных осадков и маркер пост-депозиционных изменений в тоще снега и фирна [5].

В настоящей работе рассматриваются новые изотопные данные по ледниковому льду, полученному керновым бурением в кальдере вулкана Ушковский в 2022 г. Основной целью данной работы является рассмотрение вариаций дейтериевого эксцесса, а также установление изменений, произошедших со времени последнего опробования этого ледника.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Вулкан Ушковский ( $56.04^\circ$  с.ш.,  $160.28^\circ$  в.д.) расположен в центральной части Камчатского

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт географии Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

\*E-mail: eacentr@yandex.ru

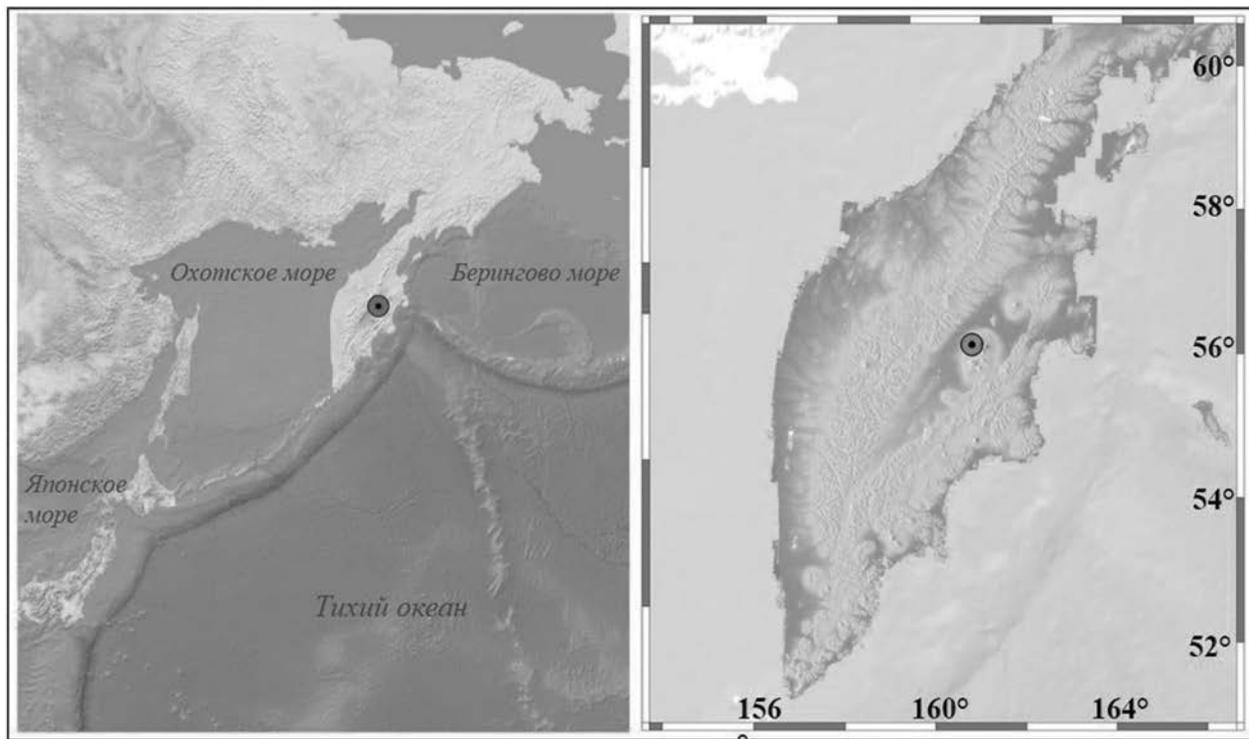


Рис. 1. Район исследования.

полуострова (рис. 1). Кратер Горшкова ~750 м в диаметре и глубиной ~240 м заполнен ледниковым льдом. Среднегодовые температуры ледника на глубине 10 м составляют  $-15.8^{\circ}\text{C}$  [4]. Снежно-фирновая толща сложно-стратифицированная и представляет собой частое переслаивание фирна и льда. Такая стратификация связана с большим количеством жидких осадков, замерзающих в порах фирна при значительном зимнем выхолаживании поверхности, и отмечалась ранее для ледникового льда вулканов Ушковский и Ичинский [6–8].

Бурение ледника в кратере Горшкова на высоте 3950 м (56,074 с.ш., 160,467° в.д.) было выполнено в сентябре 2022 г. при помощи установки GeoTech. Был получен керн льда длиной 14 м, который доставлялся в Москву в замороженном состоянии. Первичная пробоподготовка проходила в условиях морозильной камеры при температуре  $-20^{\circ}\text{C}$ . Для получения максимально детализированной информации керн был нарезан на образцы с дискретностью 5 см. Фирновая часть керна очищалась керамическим ножом от внешних загрязнений в условиях морозильной камеры. Лед проходил трёхстадийное промывание в ультразвуковой воде в лабораторных условиях.

Для образцов, отобранных с шагом 5 см из ледяного керна (274 образца), был выполнен изотопный анализ на анализаторе Picarro 2130-i. Для калибровки значений в каждой серии измерений, состоящей из 20 образцов, анализировались международные и лабораторные стандарты (USGS-45, USGS-46, USGS-47, Vos-4, СП и СПВ). Измеренные значения нормализовались методом линейной регрессии по множеству точек. Точность измерений составила 0.14‰ для значений  $\delta^{18}\text{O}$  и 1‰ для значений  $\delta^2\text{H}$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  льда варьируют от  $-16$  до  $-24$ ‰ при среднем значении  $-20.5$ ‰, значения  $\delta^2\text{H}$  от  $-110.5$  до  $-177.7$ ‰, среднее по всему керну составило  $-150.2$ ‰. Величина дейтериевого эксцесса меняется по глубине от 8.7 до 21.3‰ при среднем значении 13.7‰ (рис. 2). В распределении значений  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине заметны сезонные вариации: для летних горизонтов характерны наибольшие значения  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-16$  до  $-18$ ‰, между летними максимумами лёд в среднем характеризуется величинами  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-19$  до  $-24$ ‰, и, видимо, относится к зимним горизонтам. Для значений d-excess также отмечается сезонность:

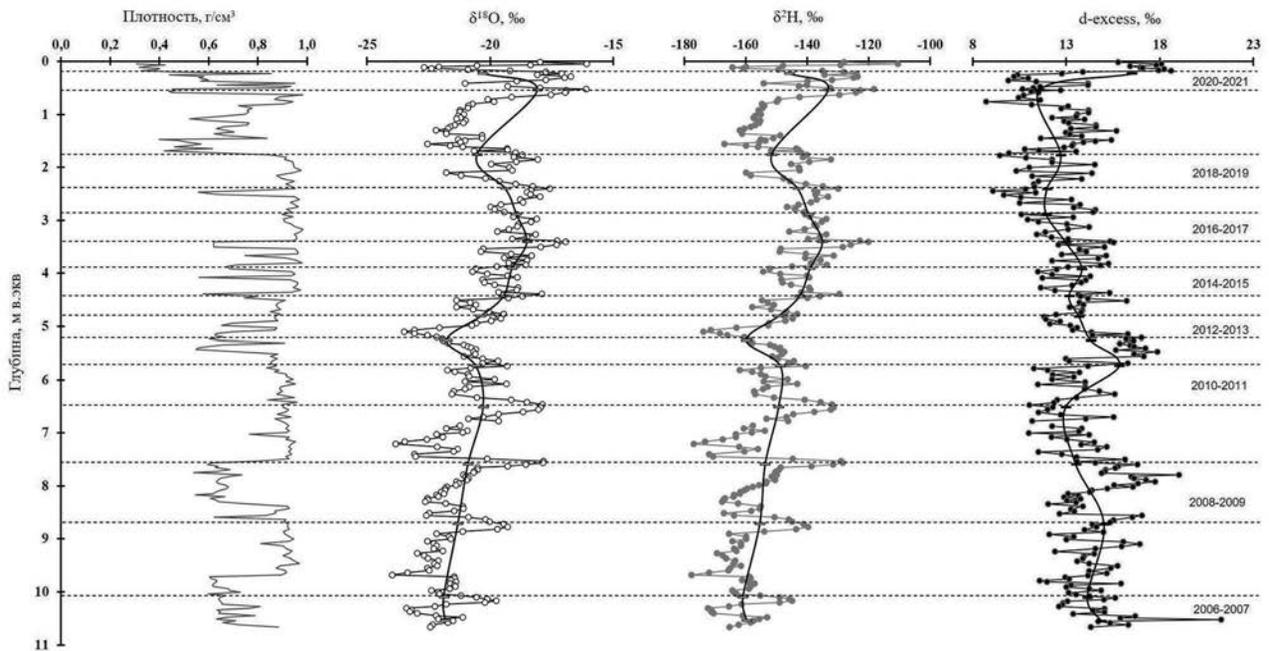


Рис. 2. Распределение плотности, значений  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и d-excess льда по глубине в керне Ушковский. Жирной чёрной линией показаны осреднённые годовые значения, границы годовых слоёв — пунктирной линией.

порядка 12...16‰ (и выше) для зимних и около 9...12‰ для летних слоёв.

По вариациям  $\delta^{18}\text{O}$  с учётом датированных пепловых горизонтов [9] мы выделили в керне 16 годовых слоёв. За границу года принималась середина летнего периода, которая хорошо заметна по положительным пикам значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Выделить внутри годового слоя зимние и летние горизонты не представляется возможным. Высокая плотность льда (рис. 2 а) говорит об участии жидких осадков в формировании ледникового льда, т.е. в условиях морского типа климата общая закономерность формирования изотопной записи ледникового льда нарушается. Кроме того, в условиях поступления в атмосферу Камчатки большого количества вулканических газов, невозможно использовать дополнительные химические маркеры.

Низким значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда соответствуют высокие значения d-excess — это характерно для осадков зимнего периода. Зимой закономерное падение температуры воздуха, как в районе выпадения осадков, так и в источнике влаги, приводит к понижению значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  выпадающих атмосферных осадков. Повышение значений d-excess связано с тем, что зимой над поверхностью Японского моря и Тихого океана в секторе 30–40° с.ш. и 140–160° в.д. формируются условия низкой относительной влажности воздуха, поэтому испаряющийся

в этих районах водяной пар, при поступлении на Камчатку продуцирует атмосферные осадки с высокими d-excess. Поступление водяного пара зимой с высокими d-excess из секторов Тихого океана и из Японского моря, было отмечено для Японии, Корейского полуострова и восточного Китая [10]. Расчёты, выполненные в работе [11], также показывают, что Японское море и Тихий океан к востоку от Японии в зимний период являются основным источником водяного пара с высокими величинами d-excess. В более восточных районах Тихого океана величина d-excess пара заметно падает вслед за увеличением относительной влажности. Летом температура воздуха над океаном близка к температуре воды, испарение происходит при высокой относительной влажности, что приводит к низким значениям d-excess водяного пара. Летние осадки почти всегда имеют низкие величины d-excess на фоне более высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ .

На изотопной диаграмме значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда формируют линейный тренд, описываемый уравнением  $\delta^2\text{H} = 7.47 \times \delta^{18}\text{O} + 2.9$  (рис. 3 а). Величина наклона и свободного члена в этом уравнении отличается от глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ), что связано с сезонными различиями изотопных параметров осадков, и полученная линия регрессии отражает процессы смешения осадков зимнего и летнего сезонов.

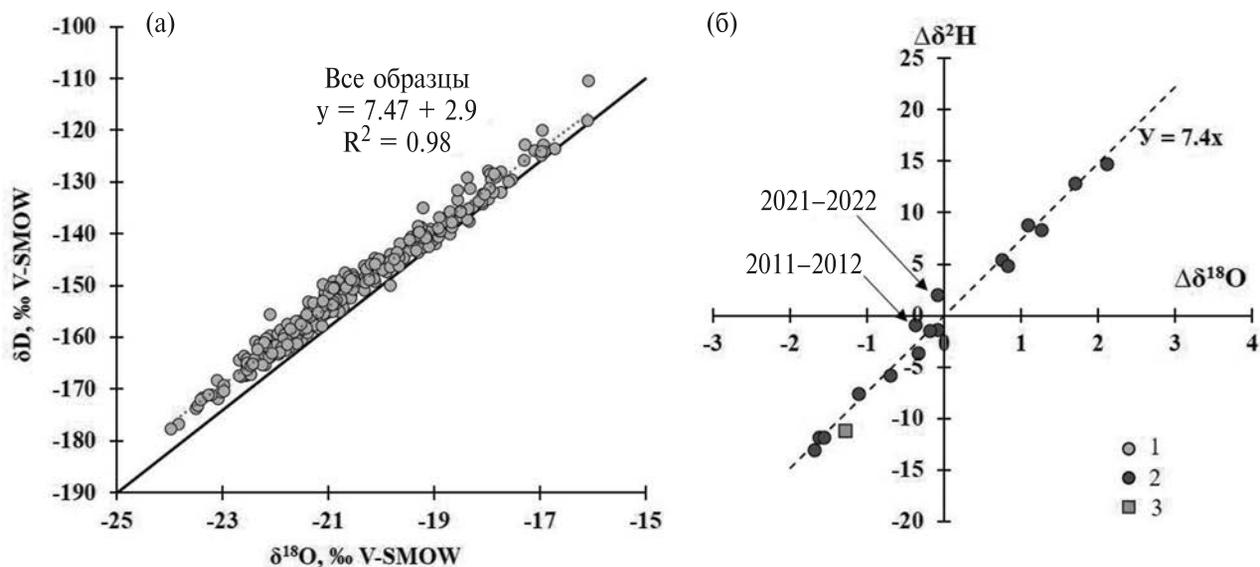


Рис. 3. Соотношение  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$  для всех образцов льда (а) и отклонение осреднённых значений каждого годового слоя от среднемноголетнего по керну (б): 1 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  образцов льда, отобранных с шагом 5 см, 2 – осреднённые среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , 3 – среднее значение по керну К-2 согласно [3, 4].

Расчитанные нами среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  варьируют от  $-18.09$  до  $-21.89\text{‰}$  и от  $-133.17$  до  $-161\text{‰}$  (табл. 1), в их распределении по глубине заметен тренд повышения от 2006 к 2022 г. Аппроксимация этого тренда линейным уравнением (рис. 4) даёт общее возрастание величины  $\delta^{18}\text{O}$  на  $2.5\text{‰}$ . Для этого же периода средние за год температуры воздуха (за год принимался период с июля по следующий июнь включительно в соответствии с расчётом значений  $\delta^{18}\text{O}$  годовых слоёв) также демонстрируют положительный тренд. Аппроксимация тренда линейным уравнением (рис. 4) даёт общее возрастание температуры воздуха на  $1.1^\circ\text{C}$ . Согласно В. Дансгору изотопный состав кислорода атмосферных осадков в глобальном масштабе линейно связан со среднегодовой температурой воздуха  $\delta^{18}\text{O} = 0.7 \times T_{\text{ср.год}}$  [1]. Это означает, что при увеличении среднегодовых температур на  $1.1^\circ\text{C}$  значения  $\delta^{18}\text{O}$  должны были возрасти не более чем на  $0.77\text{‰}$ , а не на  $2.5\text{‰}$ . Следовательно, причиной возрастания значений  $\delta^{18}\text{O}$  ледникового льда являлось не повышение температур воздуха. Кроме того, заметно, что в отдельные годы вариации  $T_{\text{ср.год}}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  находятся в противофазе, и в целом не коррелируют ( $r^2 = 0.2$ ).

Важно, что на фоне повышения значений  $\delta^{18}\text{O}$  происходит одновременное уменьшение d-excess (см. рис. 2), эти величины по глубине изменяются в противофазе ( $r^2 = -0.6$ ). Значения d-excess не связаны с температурными

условиями в районе выпадения осадков, поскольку конденсация в целом является равновесным процессом, а отражают разное происхождение летних и зимних осадков. Среднее многолетнее значение  $\delta^{18}\text{O} = -20.21\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -147.96\text{‰}$ , значения каждого отдельного года отклоняются от него в большую или меньшую сторону, но это отклонение также происходит вдоль линии с наклоном 7.4 (рис. 3 б), что соответствует линии смещения и в целом подтверждает доминирующую роль изменения доли летних и зимних осадков в формировании льда.

Для опубликованных ранее значений  $\delta^{18}\text{O}$  в керне К-2 были отмечены тренды повышения и понижения среднегодовых значений: осреднённые с шагом 5 лет среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$  для XIX в. составили  $-22 \pm 1\text{‰}$  и повысились в 20 в до  $-21.2\text{‰}$  [3], что по мнению авторов связано с повышением температур воздуха в регионе. Среднегодовые значения  $\delta^2\text{H}$  для керна К-2, датированного с 1735 по 1997 гг. приводятся в работе [4], среднее значение по всему керну составило  $-160.1\text{‰}$ . Относительно этого значения отмечаются участки повышения и понижения среднегодовых значений  $\delta^2\text{H}$  как, например, для периода с 1736 по 1880 гг. средняя величина  $\delta^2\text{H}$ , осреднённая за 20 лет, составляла  $-156.1\text{‰}$ , а для периода с 1910 по 1997 гг.  $\delta^2\text{H} = -162.1\text{‰}$  [4]. На основе этих данных были сделаны предположения, что изотопная запись по Камчатским ледникам отражает

**Таблица 1.** Среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и d-excess льда

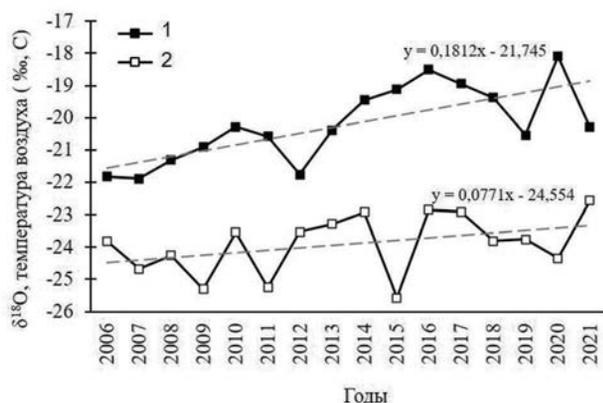
Период осреднения	Глубина границы годового слоя, м.в.э.	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess
с 07.2006 по 07.2007	10.55	-21.83	-159.8	14.86
с 07.2007 по 07.2008	10.10	-21.89	-161.0	14.12
с 07.2008 по 07.2009	8.73	-21.31	-155.5	15.01
с 07.2009 по 07.2010	7.59	-20.90	-153.7	13.51
с 07.2010 по 07.2011	6.51	-20.29	-149.3	12.96
с 07.2011 по 07.2012	5.74	-20.58	-148.8	15.83
с 07.2012 по 07.2013	5.26	-21.76	-159.8	14.31
с 07.2013 по 07.2014	4.81	-20.39	-149.4	13.68
с 07.2014 по 07.2015	4.43	-19.45	-142.5	13.14
с 07.2015 по 07.2016	3.92	-19.12	-139.1	13.83
с 07.2016 по 07.2017	3.41	-18.51	-135.1	12.97
с 07.2017 по 07.2018	2.89	-18.94	-139.6	11.93
с 07.2018 по 07.2019	2.41	-19.38	-143.1	11.96
с 07.2019 по 07.2020	1.77	-20.54	-151.6	12.70
с 07.2020 по 07.2021	0.54	-18.09	-133.2	11.58
с 07.2021 по 07.2022	0.23	-20.30	-145.9	16.49
Среднее		-20.21	-147.96	13.68

климатические колебания, произошедшие за последние 300 лет. Выводы, приведённые в работах [3, 4], опираются на среднегодовые и многолетние тренды значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , в обеих работах отмечается повышение среднегодовых значений на границе 19–20 веков как отражение увеличений температур воздуха. Однако, связь этих значений с климатическими и циркуляционными изменениями в регионе остаётся пока ещё не до конца изученной.

Осреднённые значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , полученные в керне К-2, соответствуют линии смещения (рис. 3 б). Это говорит о том, что отличия полученных нами величин от ранее установленных для ледникового льда связаны с изменениями в пропорции накопления зимних и летних осадков. Это предположение подкрепляется метеорологическими наблюдениями на ближайших к району исследования станциях. Большинство метеостанций на Камчатке выявили незначительные тенденции изменения количества осадков за период 1966–2020 гг., однако для некоторых станций было отмечено значительное уменьшение осадков. Например, зимнее снижение осадков на станции Мыс Лопатка составило -22.4%/10 лет, а на станции Усть-Воямполка -10%/10 лет. Значительное уменьшение осадков зимой отмечено также в Усть-Хайрюзове,

Долиновке и Петропавловске-Камчатском. На станции Ича количество осадков уменьшилось во все сезоны. По данным реанализа ERA5, уменьшение осадков за 1950–2020 годы до -10%/10 лет наблюдается также зимой в северной и центральной части полуострова, весной количество осадков увеличилось [12].

Отклонения значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  от линии сезонного смещения ( $\delta^2\text{H} = 7.4 \times \delta^{18}\text{O}$ ) указывает на дополнительные факторы, участвующие в формировании изотопных характеристик льда. Наиболее заметное отклонение от линии смещения отмечается для годовых слоёв 2011–2012 и 2021–2022 гг. и чётко выражается в величинах d-excess. Так, если изотопные параметры льда обусловлены только разным участием зимних и летних осадков, т.е. сезонным накоплением, изменению значения  $\delta^{18}\text{O}$  для горизонта 2021–2022 гг. относительно среднего по керну = 0.11‰ (см. табл. 1) должно соответствовать изменение значения  $\delta^2\text{H}$  на 0.8‰ ( $\Delta\delta^2\text{H} = 7.4 \times \Delta\delta^{18}\text{O}$ ) и изменение дейтериевого эксцесса ( $\Delta\text{d-excess} = \Delta\delta^2\text{H} - 8 \times \Delta\delta^{18}\text{O}$ ) на 0.07‰. Однако, как видно из табл. 1, изменение величины d-excess от среднего по керну для горизонта 2021–2022 г. составило 2.8‰. Увеличение дейтериевого эксцесса указывает на заметное изменение условий относительной влажности



**Рис. 4.** Тренды изменения среднегодовых значений  $\delta^{18}\text{O}$  (1) и температуры воздуха (2), рассчитанной по наблюдениям на метеостанции Ключи с учётом высотного градиента  $-6^\circ\text{C}/\text{км}$ . Метеорологическая информация по ст. Ключи (№32389) получена из базы данных ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД [16].

и температуры поверхности моря в районе — источнике влаги по сравнению со средним многолетним. Согласно [13, 14], изотопный состав водяного пара в районе происхождения влаги определяется равновесными (зависящими от температуры поверхности моря) и кинетическими коэффициентами изотопного фракционирования, а также величиной относительной влажности. Величина дейтериевого эксцесса становится выше с увеличением SST ( $0.35\text{‰}/^\circ\text{C}$ ) и уменьшением относительной влажности ( $-0.43\text{‰}/\%$ ) [11]. Это означает, что условия в источнике влаги для 2011–2012 и 2021–2022 гг. отличались увеличением температуры поверхности моря и уменьшением относительной влажности воздуха по сравнению со среднемноголетними показателями. Локальные аномалии температур поверхности моря по данным HadSST [15] в диапазоне  $1.5\text{--}3^\circ\text{C}$  относительно периода 1961–1990 г. фиксируются в акватории Японского и Охотского морей, а также в центральной части севера Тихого океана. Для этих же годовых слоёв льда в керне была отмечена обратная корреляция между индексом Тихоокеанского декадного колебания и величинами d-excess. Это может означать, что глобальные циркуляционные процессы в Тихом океане находят своё отражение в изотопной записи ледникового льда, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получен новый неглубокий ледниковый керн в кратере Горшкова вулкана Ушковский,

общая глубина которого составила 14 м, что соответствует 10.5 м водного эквивалента. Возраст льда был оценен по сезонным вариациям  $\delta^{18}\text{O}$  и d-excess, и скорректирован по химическому составу пепловых горизонтов. Основание керна датируется летним сезоном 2006 г. (10.54 м в.экв.). Таким образом, толща льда в 10.5 м в.экв. сформировалась за 16 лет. Учитывая это, средняя годовая аккумуляция составляла 0.65 м в.экв.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда варьируют от  $-16$  до  $-24\text{‰}$  и от  $-110.5$  до  $-177.7\text{‰}$  при средних значениях  $-20.5$  и  $-150.2\text{‰}$ , соответственно. Величина дейтериевого эксцесса меняется по глубине от 8.7 до 21.3‰ при среднем значении 13.7‰.

Особенностью изотопных параметров атмосферных осадков Камчатки является выраженная зависимость от сезонной смены основных источников воздушных масс, приносящих влагу. Зимой воздушные массы, образованные над Японским морем и Тихим океаном в секторе  $30\text{--}40^\circ\text{с.ш.}$  и  $140\text{--}160^\circ\text{в.д.}$ , приносят осадки с высокими величинами d-excess, что обусловлено низкой относительной влажностью в районе-источнике пара. Летом над большей частью акватория севера Тихого океана отмечается высокая относительная влажность, в результате водяной пар имеет низкие величины d-excess. На изотопной диаграмме значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда формируют линейный тренд, описываемый уравнением  $\delta^2\text{H} = 7.47 \times \delta^{18}\text{O} + 2.9$  ( $R^2 = 0.98$ ), наклон линии, отличный от глобальной линии метеорных вод, отражает смешение летних и зимних атмосферных осадков.

Полученные в 2022 г. изотопные данные демонстрируют выраженные тренды  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и d-excess, подобные же достаточно резкие изменения отмечались в керне К-2, полученном в кратере вулкана Ушковский ранее. Мы полагаем, что изменения величин  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и d-excess льда в наибольшей степени связаны с изменением структуры питания ледника — преобладанием осадков летнего (весеннего) сезона на фоне уменьшения осадков зимнего периода. Помимо этого, на изотопные параметры льда могут влиять изменения в источнике пара, откуда воздушные массы приносят осадки на Камчатку, наиболее чувствительным маркером таких изменений является дейтериевый эксцесс.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-17-00159. Анализ изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$ ,

$\delta^2\text{H}$ ) льда с вулкана Ушковский проводился в рамках мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России”. Анализ климатической изменчивости в тихоокеанском регионе выполнен в рамках государственного задания Института географии РАН № FMGE-2019-0004.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus B.* 1964. V. 16. P. 436–468.
2. *Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // *Nature.* 1982. V. 299. P. 688–691.
3. *Shiraiwa T., Yamaguchi S.* Reconstruction of Glacier Mass Balances and Climate Changes in the Kamchatka Peninsula // *Journal of Geography.* 2002. V. 111. № 4. P. 476–485.
4. *Sato T., Shiraiwa T., Greve R., Seddik H., Edelmann E., Zwinger T.* Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1735–1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records // *Climate of the Past Discussion.* 2013. V. 9. P. 2153–2181.
5. *Wahl S., Steen-Larsen H. C., Hughes A. G., Dietrich L. J., Zühr A., Behrens M. et al.* Atmosphere-snow exchange explains surface snow isotope variability // *Geophysical Research Letters.* 2022. V. 49. e2022GL099529.
6. *Shiraiwa T., Muravyev Y. D., Yamaguchi S.* Stratigraphic features of firn as proxy climate signals at the summit ice cap of Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia // *Arct. Antarct. Alp. Research.* 1997. V. 29. P. 414–421.
7. *Shiraiwa T., Nishio F., Kameda T., Takahashi A., Toyama Y., Muravyev Y. D., Obsyannikov A.* Ice core drilling at Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia // *Japanese Society of Snow and Ice.* 1999. № 61. P. 25–40 (in Japanese with English abstract and figure captions).
8. *Matoba S., Shiraiwa T., Tsushima A., Sasaki H., Muravyev Y. D.* Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka // *Annales of Glaciology.* 2011. V. 52. P. 44–50.
9. *Горбач Н. В., Философова Т. М., Михаленко В. Н.* Идентификация источников пеплов, захороненных в леднике на вершине вулкана Ушковский (Камчатка), при помощи анализа химического состава вулканического стекла // *Лед и Снег.* 2024. V. 64. № 1. P. 66–80.
10. *Uemura R., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Landais A., Motoyama H., Stenni B.* Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles // *Climate of the Past.* 2012. V. 8. P. 1109–1125.
11. *Pfahl S., Wernli H.* Air parcel trajectory analysis of stable isotopes in water vapor in the eastern Mediterranean // *Journal Geophysical Research.* 2008. V. 113. D20104. doi: 10.1029/2008JD009839.
12. *Korneva I. A., Toropov P. A., Muraviev A. Y., Aleshina M. A.* Climatic factors affecting Kamchatka glacier recession // *International Journal of Climatology.* 2024. V. 44. № 2. P. 345–369.
13. *Craig H., Gordon L. I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere / In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, E. Tongiorgi (Ed.). Lab. Geol. Nucl., Pisa, Italy. 1965. P. 9–130.
14. *Merlivat L., Jouzel J.* Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // *Journal of Geophysical Research.* 1979. V. 84 (C8). P. 5029–5033.
15. *Kennedy J. J., Rayner N. A., Atkinson C. P., Killick R. E.* An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: the Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0. data set // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 2019. V. 124. <https://doi.org/10.1029/2018JD029867>
16. *Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Трофименко Л. Т., Швец Н. В.* Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485 от 23.10.2014.

## NEW DATA OF DEUTERIUM EXCESS VALUES OF GLACIAL ICE OF KAMCHATKA

**Yu. N. Chizhova<sup>a,b,#</sup>, V. N. Mikhailenko<sup>b</sup>, I. A. Korneva<sup>b</sup>, Ya. D. Muravyov<sup>c</sup>,  
A. G. Hayredinova<sup>b</sup>, M. A. Vorobiev<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>c</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: eacentr@yandex.ru*

The isotopic signature ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , d-excess) of the ice of the Ushkovsky volcano in Kamchatka were studied. A new shallow ice core was obtained in 2022 in the Gorshkov crater. The 14 m long ice core was dated by counting annual layers, which were also compared with known eruptions in recent years. The upper 14 m of the glacier were formed over the last 16 years (from 2006 to 2022). The values of  $\delta^{18}\text{O}$  vary from  $-16$  to  $-24\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$  from  $-110,5$  to  $-177,7\text{‰}$ , the averaged values are  $-20,5$  and  $-150,2\text{‰}$ , respectively. The d-excess value varies with depth from  $8,7$  to  $21,3\text{‰}$ , the average value is  $13,7\text{‰}$ . For winter horizons at low values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ , an increase in d-excess is noted. Such features are associated with the origin of moisture brought to Kamchatka. The source of moisture is the Pacific Ocean, the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan, for which there are pronounced differences in the conditions of moisture evaporation between summer and winter. The increasing trends in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values from 2006 to 2022 are accompanied by a decrease in deuterium excess, indicating an increase of summer precipitation. However, in addition to changes in seasonal proportions of precipitation, ice d-excess values may reflect climatic changes in the source of moisture.

*Keywords:* Kamchatka, glacial ice, oxygen isotope composition, deuterium excess

УДК 556

## КОНВЕКТИВНЫЕ ВИХРЕВЫЕ ТЕЧЕНИЯ, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ПРИ ТАЯНИИ ЛЬДА, В ОДНОКОМПОНЕНТНЫХ СРЕДАХ

© 2024 г. Т. О. Чаплина\*, В. П. Пахненко

Представлено академиком РАН Д.М. Климовым 10.04.2024 г.

Поступило 10.04.2024 г.

После доработки 17.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований конвективных вихревых течений, формирующихся при таянии льда, а также физического моделирования явления самопроизвольного вращения ледяного диска на поверхности воды. Показано, что причиной наблюдаемых движений на поверхности первоначально покоящейся воды является ячеистый конвективный поток, генерируемый процессом таяния льда на нижней границе диска и построена новая физическая модель такого вращения.

*Ключевые слова:* лёд, конвекция, таяние, конвективная ячейка, вихревое течение

**DOI:** 10.31857/S2686739724080182

В 2009 г. по спутниковым снимкам были обнаружены на льду Байкала гигантские кольца в ледовом покрове [1]. Причём аналогичные кольца были зафиксированы также в разные годы (начиная с 1975 г.) на озере Хубсугул в Монголии и др. местах [2, 3]. Кольца имеют практически круглую форму в диаметре 5–7 км с шириной самого кольца более тёмного и более тонкого льда порядка 1 км. Подлёдные гидрологические измерения течений и термической структуры вод в районе колец на озере Байкал показали, что в геострофической области озера под кольцом существует антициклонический вихрь, который и доставляет более тёплую глубинную воду к нижней поверхности льда, что и приводит к вытаиванию льда снизу [5].

Несмотря на большое количество работ [5–12] процессы формирования конвективных вихревых течений, образующихся вследствие таяния льда, изучены недостаточно полно, ряд сформулированных гипотез не нашёл подтверждения в опытах, что объясняется сложностью теоретического описания и методическими трудностями выполнения экспериментов.

В настоящей работе используется комплексный подход, сочетающий экспериментальное и

теоретическое исследование процесса формирования конвективных вихревых течений при таянии льда. В основе теоретических исследований лежит система гидродинамических уравнений, описывающих, в том числе, и конвективные процессы, и предложенная в работах авторского коллектива модель разбиения межфазной границы “лёд–вода” на ячейки таяния, уже показавшая свою адекватность исследуемому явлению.

В качестве ледяных маркеров использовались куски льда различной формы (круг, прямоугольник, квадрат, звезда, пятиугольник, сложная форма), отличающиеся по размеру и высоте. Ледяные маркеры с замороженными маркерами-указателями размещались на свободной поверхности покоящейся воды, как с нулевой солёностью, так и с солёностью изменяющей плотность воды в пределах от 1.003 до 1.120 г/см<sup>3</sup>, также изменялась температура воды – от 20 до 5 °С. Для лучшей визуализации возникающих течений лед выборочно подкрашивался введением традиционных для гидродинамики красителей (чернил различных цветов, анилиновых красителей, уранила в малых количествах).

При помещении на поверхность воды ледяного диска, характеризуемого, на первый взгляд, идеальными геометрическими формами, начинается процесс таяния льда, который по причине

*Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского,  
Российская Академия наук, Москва, Россия  
\*E-mail: tanu75.06@mail.ru*

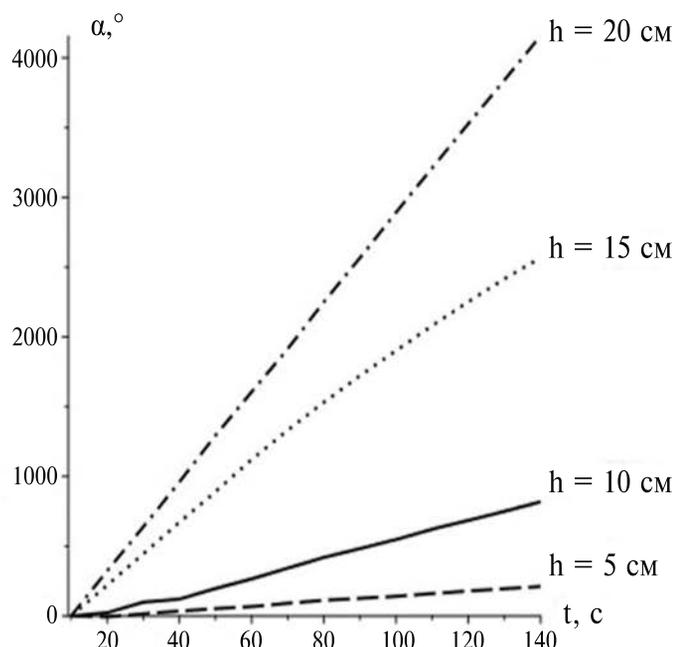


Рис. 1. Зависимость углового положения ледяных маркеров ( $d = 1.5$  см,  $h_d = 0.5$  см) от времени на различных глубинах.

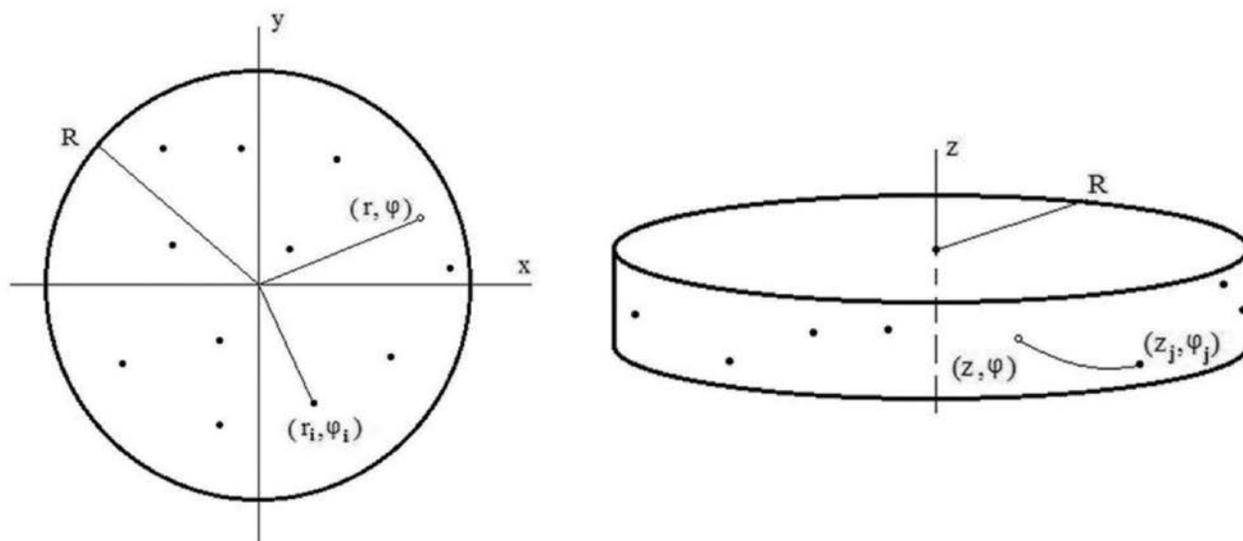


Рис. 2. Схема распределения центров таяния на дне и боковой стороне образца льда в форме диска.

невидимых глазу внутренних и поверхностных неоднородностей протекает наиболее интенсивно вблизи формирующихся центров таяния, расположенных в общем случае случайно по контактной границе “вода–лёд”. Вращение ледяного маркера регистрировалось как в пресной, так и в солёной воде ( $S = 35\%$ ), при увеличении глубины слоя жидкости, на котором размещается

ледяной блок, угловая скорость его вращения растёт (рис. 1).

На рис. 2 представлены вероятностные схемы распределения центров таяния по поверхности льда, а именно на дне и боковой поверхности. Случайные положения центров обозначены чёрными точками, а светлой точкой обозначена точка наблюдения.

Наличие случайно расположенных центров таяния льда приводит к неоднородности температурного распределения по контактной поверхности, что приводит к возникновению касательных напряжений вдоль этой поверхности за счёт зависимости коэффициента поверхностного натяжения от температуры, и порождению конвективных процессов по причине возникновения распределения силы плавучести в неоднородно прогретой жидкости, находящейся в гравитационном поле [13].

Эти два физических эффекта необходимо рассмотреть по отдельности, чтобы не усложнять постановку задачи.

### ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО НАТЯЖЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ “ВОДА–ЛЁД” НА ДИНАМИКУ ЛЕДЯНОГО ДИСКА

Каждый из центров таяния даёт свой вклад в нарушение равномерного распределения температуры по контактной поверхности “вода–лёд”, в результате чего градиент коэффициента поверхностного натяжения становится отличным от нуля.

Будем считать, что ледяной маркер представляет собой объект (диск) с идеально гладкой поверхностью, дно которого расположено на уровне  $z = z_b(t) < 0$  (уровень воды –  $z = 0$ ), а положение боковой стенки задается радиусом диска  $R(t)$ . Используемая цилиндрическая система координат  $(r, \delta, z)$  такова, что её ось  $z$  совпадает с вертикальной осью, проходящей через центр диска. Так как внутри твёрдого льда макроскопическое движение его элементов отсутствует, то, согласно граничным условиям [13], возникающие вязкие напряжения на малом элементе  $dS$  поверхности льда задаются величиной  $-\nabla \hat{a}|_S$ , которая на дне диска ( $z = z_b$ ) имеет вид

$$-(\hat{a}'_r \mathbf{e}_r + \hat{a}'_{\delta} / r \mathbf{e}_{\delta})|_{z=z_b}, \quad (1)$$

при этом в (1)  $\hat{a} = \hat{a}(r, \delta)$ , а на боковой стороне приобретает форму

$$-(\hat{a}'_z \mathbf{e}_z + \hat{a}'_{\delta} / R \mathbf{e}_{\delta})|_{r=R}, \quad (2)$$

причём в (2)  $\hat{a} = \hat{a}(z, \delta)$ .

Вклад вязких напряжений на дне диска во вращательный момент относительно вертикальной оси, проходящей через его центр, определяется выражением

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_1 &\sim - \int_0^{2\delta} d\delta \int_0^R r dr \left[ r \mathbf{e}_r \times (\hat{a}'_r \mathbf{e}_r + \hat{a}'_{\delta} / r \mathbf{e}_{\delta})|_{z=z_b} \right] = \\ &= \mathbf{e}_z \int_0^{2\delta} d\delta \int_0^R \hat{a}'_{\delta}|_{z=z_b} r dr = \\ &= \mathbf{e}_z \int_0^R r dr \int_0^{2\delta} \hat{a}'_{\delta}|_{z=z_b} d\delta = \\ &= \mathbf{e}_z \int_0^R r dr \left( \hat{a}(r, 2\delta)|_{z=z_b} - \hat{a}(r, 0)|_{z=z_b} \right) = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

так как по причине непрерывности температурного распределения по поверхности льда имеет место и непрерывность распределения коэффициента поверхностного натяжения, то есть  $\hat{a}(r, 2\delta)|_{z=z_b} - \hat{a}(r, 0)|_{z=z_b} = 0$ , откуда и следует результат (3).

Вклад вязких напряжений на боковой стороне диска во вращательный момент относительно вертикальной оси задаётся величиной

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_2 &\sim - \int_0^{2\delta} d\delta \int_{z_b}^0 dz \left[ R \mathbf{e}_r \times \hat{a}'_{\delta} / R \mathbf{e}_{\delta}|_{r=R} \right] = \\ &= \mathbf{e}_z \int_0^{2\delta} d\delta \int_{z_b}^0 \hat{a}'_{\delta}|_{r=R} dz = \\ &= \mathbf{e}_z \int_{z_b}^0 dz \int_0^{2\delta} \hat{a}'_{\delta}|_{r=R} d\delta = \\ &= \mathbf{e}_z \int_{z_b}^0 dz \left( \hat{a}(z, 2\delta)|_{r=R} - \hat{a}(z, 0)|_{r=R} \right) = 0 \end{aligned} \quad (4)$$

по той причине, что на боковой стороне диска  $\hat{a}(z, 2\delta)|_{r=R} - \hat{a}(z, 0)|_{r=R} = 0$ .

Таким образом, зависимость коэффициента поверхностного натяжения на границе “жидкость–твёрдое тело” может привести только к смещению, но не к вращению ледяного диска.

### ВЛИЯНИЕ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА ДИНАМИКУ ЛЕДЯНОГО ДИСКА

Как уже говорилось ранее, нижняя поверхность ледяного диска, плоская и однородная при обозрении её невооружённым глазом, на самом деле таковой не является. За счёт внутренних структурных неоднородностей льда, вызываемых различными причинами, на его поверхности

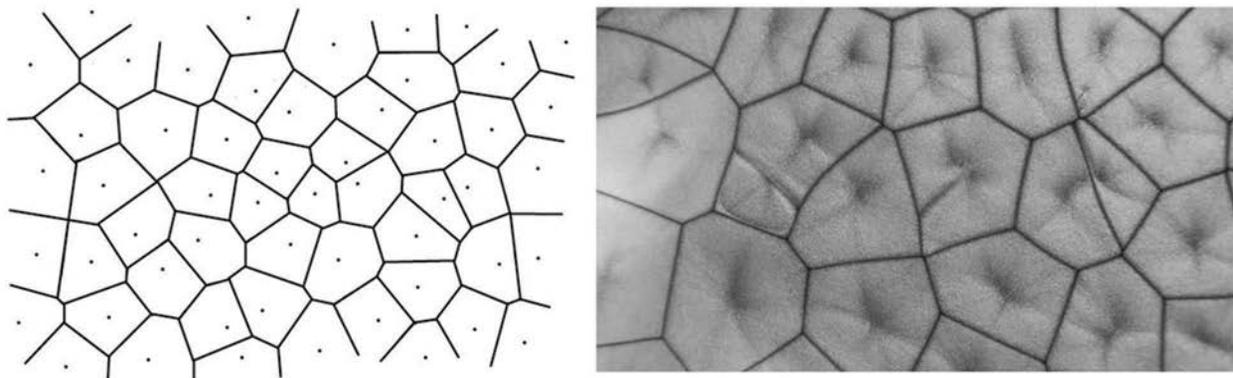


Рис. 3. Компьютерное моделирование (слева) и фотография реальной конвективной структуры (справа) в тонком слое жидкости [14] (вид сверху).

образуются локальные области, называемых центрами таяния, на которых процесс таяния происходит интенсивнее, чем в среднем по поверхности. В результате картина таяния, возникающая у нижней границы диска после контакта льда с водой, представляет собой слой талой воды и опускающиеся из него струи, порождённые центрами таяния льда. Эти струи вовлекают в своё движение окружающую воду, в том числе и слой талой воды вблизи границы “вода–лёд”, создавая на этой границе вязкие напряжения, которые при определённых условиях способны привести ледяной диск в движение.

При наличии единственного центра таяния течение в жидкости симметрично относительно вертикальной плоскости, проходящей через этот центр и вертикальную ось симметрии ледяного диска. В результате момент вязких сил, действующих на поверхность диска, относительно центра его дна будет равен нулю, независимо от места расположения центра таяния. При этом результирующая сила может быть отличной от нуля, что может привести к смещению ледяного диска вдоль прямой, соединяющей центр дна диска и центр таяния. Неподвижная граница конвективных ячеек, порождённых двумя центрами таяния, характеризуется равенством давлений по обе её стороны (в противном случае граница начала бы смещаться). В рамках используемой модели равенства интенсивностей центров таяний это означает, что граница между двумя соседними конвективными ячейками проходит по серединному перпендикуляру к отрезку, соединяющему центры таяния.

На рис. 3 приведено визуальное обоснование предлагаемой модели посредством сравнения результатов одной из её компьютерных

реализаций и фотографии реальной конвективной структуры, образовавшейся в эксперименте при нагреве плоского горизонтального источника тепла. По сути дела, не существует отличия между экспериментально наблюдаемой и модельной структурами, что качественно подтверждает справедливость предлагаемой простейшей модели, которая далее будет использована при проведении необходимых расчётов.

Для того чтобы получить необходимые количественные оценки сил и моментов, действующих на таящий ледяной диск, необходимо задать моделью поля скорости в пограничном слое, примыкающем к его дну. Многочисленные экспериментальные результаты, в том числе и [14], указывают на то, что внутри конвективной ячейки горизонтальная компонента поля скорости в произвольной точке всегда направлена вдоль прямой, соединяющей эту точку и точку всплытия (погружения) жидкости — в рассматриваемом здесь случае такой точкой является центр таяния льда. При этом горизонтальная скорость должна обращаться в ноль как в центре таяния, так и на границах конвективной ячейки.

С целью упрощения описания и вычислений, окружность на краю диска представлялась в виде правильного 100-угольника. Каждая конвективная ячейка разбивается на треугольники отрезками, проведёнными из центра таяния в углы многоугольника, ограничивающего эту ячейку. Выбирается некоторая  $n$ -тая конвективная ячейка и  $j$ -тый треугольник в ней. Центр таяния расположен в точке  $(x_n, y_n)$ , а остальные две вершины этого  $j$ -того треугольника — в точках  $(x_j^{(n)}, y_j^{(n)})$  и  $(x_{j+1}^{(n)}, y_{j+1}^{(n)})$ .

Момент сил относительно оси симметрии ледяного диска определяется выражением

$$M_z = \mathbf{e}_z \cdot \mathbf{M}_n = \mathbf{e}_z \cdot \sum_{n=1}^N \mathbf{r}_n \times \mathbf{F}_n = -\eta \frac{4}{\sqrt{\pi}} \left( \sqrt{1-\mu_0^2} - \mu_0 \right) \sum_{n=1}^N v_n \left( x_n \sum_{j=1}^{J_n} I_{yj}^{(n)} - y_n \sum_{j=1}^{J_n} I_{xj}^{(n)} \right), \quad (5)$$

где  $N$  – число сформировавшихся конвективных ячеек на нижней поверхности тающего диска,  $\mathbf{r}_n = x_n \mathbf{e}_x + y_n \mathbf{e}_y$ . где  $\eta$  – динамическая вязкость воды,  $J_n$  – число сторон в  $n$ -той конвективной ячейке и введены обозначения Здесь  $\mu_0 \ll 1$  – размер области вблизи центра таяния, в которой существует нисходящая струя холодной жидкости, а горизонтальная скорость обращается в ноль,  $\sqrt{1-\mu_0^2}$  размер области вблизи границы ячейки, где имеет место восходящий поток и горизонтальная скорость также обращается в ноль, при этом выполняется закон сохранения массы в совместном действии восходящего и нисходящего потоком.

Полная сила, действующая на ледяной диск, задаётся величиной

$$\mathbf{F} = \sum_{n=1}^N \mathbf{F}_n. \quad (6)$$

При реализации статистической обработки расчётов для  $N = 4$  и  $N = 5$  центров таяния создавались ансамбли из 200 реализаций конвективных структур. Обработка результатов показала, что средние по ансамблю значения компонент результирующей силы и момента относительно вертикальной оси и их средние квадратичные отклонения имеют значения

$$\overline{F_x} = -0.017, \quad \overline{F_y} = 0.097, \quad \overline{M_z} = 0.005; \\ \delta F_x = 0.736, \quad \delta F_y = 0.448, \quad \delta M_z = 0.126$$

при  $N = 4$ , а при  $N = 5$  имеют место данные

$$\overline{F_x} = -0.0006, \quad \overline{F_y} = 0.0145, \quad \overline{M_z} = -0.0008; \\ \delta F_x = 0.122, \quad \delta F_y = 0.584, \quad \delta M_z = 0.224.$$

Полученные результаты указывают на то, что ледяной диск может закручиваться как в одну, так и в другую стороны, а также смещаться в произвольном направлении (в зависимости от расположения центров таяния), но в среднем по ансамблю он остаётся на месте и не вращается. При этом увеличение числа центров таяния влечёт за собой уменьшение средних по

ансамблю значений компонент сил и момента относительно вертикальной оси. При этом каждая отдельная реализация конвективной структуры характеризуется смещением ледяного диска и его вращением.

Описание вращения ледяного диска основывается на теореме об изменении его кинетического момента относительно вертикальной оси, проходящей через его центр, под действием момента внешних сил. Момент внешних сил складывается из момента, возникающего за счёт конвективного течения среды, раскручивающего диск и описанного выше, а также момента, тормозящего вращение, за счёт возникающей силы вязкого трения на границе “лёд–вода”.

Раскручивающий момент за счёт конвекции представляется в форме выражения

$$M_c = \epsilon \zeta \Delta \tilde{n} \delta R^2 \sqrt{gH} f(t), \\ d^n f / dt^n \Big|_{t=0} = 0, \quad n = 0, 1, 2, \dots; \quad (7) \\ \lim_{t \rightarrow \infty} f(t) = 1$$

где  $R$  – радиус диска,  $H$  – глубина воды,  $g$  – гравитационное ускорение,  $\Delta \tilde{n}$  – разность в плотностях талой воды и воды экспериментального бассейна,  $\epsilon$  – некоторая величина, носящая случайный характер, и определяемая расположением и количеством центров таяния на дне ледяного диска; функция  $f(t)$  описывает особенности развития во времени интенсивности конвективного течения в среде. Тормозящий момент определяется действием силы трения по нижней поверхности диска и погружённой части его боковой поверхности

$$M_\zeta = \frac{2\delta}{3} R^2 \zeta \delta (R + 3h_*), \quad (8)$$

где  $\delta$  – угловая скорость вращения диска,  $h_*$  – глубина погружения нижней поверхности диска.

Поскольку момент инерции диска относительно указанной вертикальной оси равен величине  $J = mR^2/2 = \delta R^4 h \tilde{n}_{ice} / 2$ , где  $h$  – толщина диска,  $\tilde{n}_{ice}$  – плотность льда, то на основании уравнения для динамики кинетического момента  $J \ddot{\omega} = M_c - M_\zeta$  и выражений (7, 8) формируется уравнение для изменения во времени углового положения диска

$$\ddot{\omega} + k \dot{\omega} = \dot{\omega} f(t), \quad k = \frac{4\zeta}{3\tilde{n}_{ice} R h} \left( 1 + \frac{3h_*}{R} \right), \\ \dot{\omega} = \frac{2\epsilon \zeta \Delta \tilde{n} \sqrt{gH}}{\tilde{n}_{ice} R^2 h}. \quad (9)$$

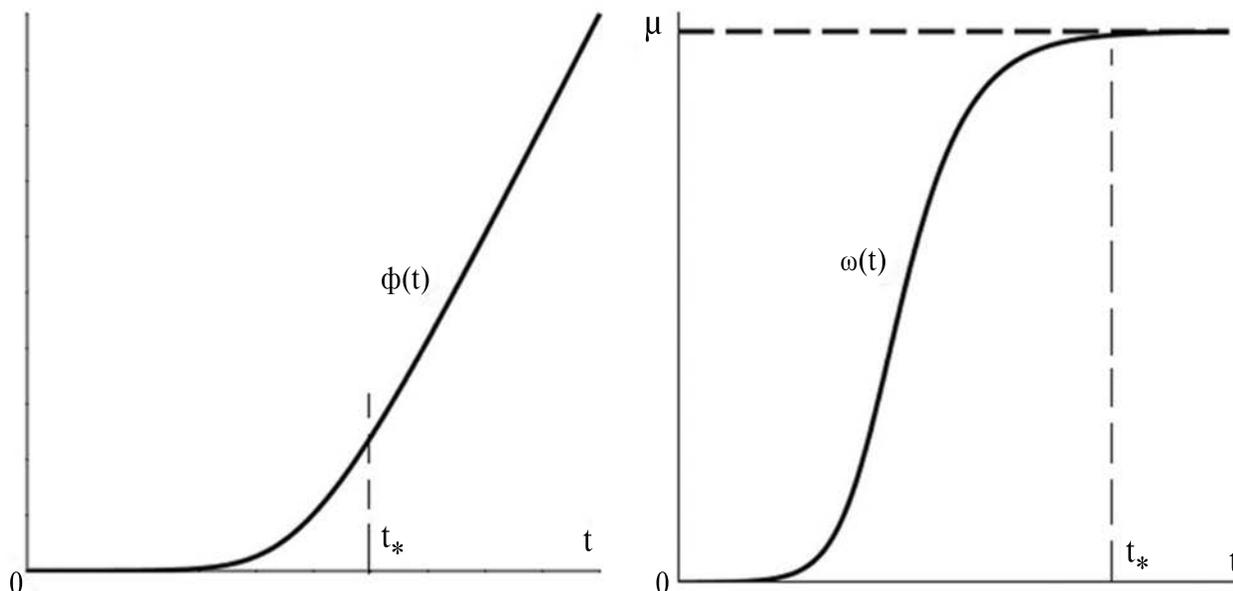


Рис. 4. Угловая частота вращения и угол поворота ледяного диска.

Решение уравнения (9) определяет угловую частоту и угол вращения соотношениями

$$\begin{aligned} \dot{\omega} &= \ddot{\delta} = \dot{\omega} e^{-kt} \int_0^t e^{k\hat{\delta}} f(\hat{\delta}) d\hat{\delta}, \\ \ddot{\delta} &= \dot{\omega} \int_0^t e^{-k\hat{\delta}} \left( \int_0^{\hat{\delta}} e^{k\hat{\delta}} f(\hat{\delta}) d\hat{\delta} \right) d\hat{\delta}. \end{aligned} \quad (10)$$

Вид решений (10) для  $f(t) = th(t)$  представлен на рис. 4.

Как видно из представленных результатов, графики рис. 1 и рис. 4 для угла поворота диска показывают одинаковое поведение: сначала медленное увеличение угловой скорости вращения, а затем выход на её постоянное значение.

Таким образом, причина самопроизвольного смещения и вращения ледяных маркеров на поверхности покоящейся жидкости состоит в формировании под их нижней тающей поверхностью ячеистой конвективной структуры, порождённой несколькими центрами таяния льда. Именно наличие нескольких центров таяния способно придать ледяному диску не только поступательное, но и вращательное движение. Направление вращения зависит от знака суммарного момента, который определяется взаимным расположением центров таяния, и может принимать как положительные, так и отрицательные значения.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда РФФ № 24-27-00029.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Granin N. G. The ringed Baikal // Science from First Hands. 2009. V. 3. P. 22–23 (In Russian).
2. Kouraev A. V., Zakharova E. A., Rémy F., Kostianoy A. G., Shimaraev M. N., Hall N. M. J., Suknev A. Ya. Giant ice rings on Lakes Baikal and Hovsgol: inventory, associated water structure and potential formation mechanism // Limnology and Oceanography. 2016. V. 61. P. 1001–1014. DOI: 10.1002/lno.10268.
3. Nordell B., Westerstrom G. Large rotating ice discs on ice-covered rivers // Weather. 1997. V. 209. P. 205–209.
4. Зырянов В. Н., Кураев А. В., Костяной А. Г. Ледовые кольца Байкала: наблюдения, гипотезы, теория / Сборник трудов Международного симпозиума “Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере”. Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, 2018. С. 151–155.
5. <https://offshore-mag.ru>
6. <https://earth-chronicles.ru/news/2020-11-26-146205>
7. Heard W. B. Steady-state convection with melting at a boundary // Physics of Fluids. 1977. V. 20. № 12. P. 1993–1999.

8. *Nguyen A. T., Menemenlis D., Kwok R.* Improved modeling of the Arctic halocline with a subgrid-scale brine rejection parameterization // *Journal of Geophysical Researches*. 2009. 114(C11). C11014. doi: 10.1029/2008JC005121.
9. *Nguyen A. T., Menemenlis D., Kwok R.* Arctic ice–ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment // *Journal of Geophysical Researches*. 2011. 116(C4). C04025. doi: 10.1029/2010JC006573.
10. *Зырянов В. Н.* Сейши подо льдом // *Водные ресурсы*. 2011. Т. 38. № 3. С. 259–271.
11. *Kouraev A. V., Zakharova E. A., Rémy F., Kostianov A. G., Shimaraev M. N., N. M. J. Hall, Zdrovenov R. E., Suknev A. Y.* Giant ice rings on lakes and field observations of lens-like eddies in the Middle Baikal (2016–2017) // *Limnology and Oceanography*. 2019. 64(6): 2738–2754. ISSN 19395590. doi: 10.1002/lno.11338.
12. *Dorbolo S., Adami N., Dubois C., Caps H., Vandewalle N., Darbois-Texier B.* Rotation of melting ice disks due to melt fluid flow // *Physical Review E*. 2016. 93(3):1–5. ISSN 24700053. doi: 10.1103/PhysRevE.93.033112.
13. *Айзерман М. А.* Классическая механика. М.: Наука, 1980. 368 с.
14. <https://i.ytimg.com/vi/RUC-xRyBtSU/maxresdefault.jpg>
15. *White D. B.* The planforms and onset of convection with temperature dependent viscosity // *JFM*. 1988. V. 191. P. 247–268.

## VORTEX CONVECTIVE FLOWS FORMED DURING THE MELTING OF ICE IN SINGLE-COMPONENT MEDIA

**T. O. Chaplina<sup>#</sup>, V. P. Pakhnenko**

*A. Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: tanya75.06@mail.ru*

The results of theoretical and experimental studies of convective vortex currents formed during ice melting, as well as physical modeling of the phenomenon of spontaneous rotation of an ice disk on the water surface, are presented. It is shown that the cause of the observed movements on the surface of initially quiescent water is a cellular convective flow generated by the process of ice melting at the lower boundary of the disk, and a new physical model of such rotation is constructed.

*Keywords:* ice, convection, melting, convective cell, vortex flow

УДК 632.122.1:546.47:546.56:546.77(470.32)

## МОНИТОРИНГ СОДЕРЖАНИЯ ХРОМА И НИКЕЛЯ В АГРОЭКОСИСТЕМАХ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЁМНОГО РАЙОНА РОССИИ

© 2024 г. С. В. Лукин<sup>1,2</sup>

Представлено академиком РАН В.И. Кирюшиным 29.02.2024 г.

Поступило 29.02.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

Исследования проводились в рамках программы государственного агроэкологического мониторинга. Цель заключалась в проведении экологической оценки содержания хрома и никеля в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Чернозёмного района России на примере Белгородской области. Все аналитические исследования проводились в аккредитованной испытательной лаборатории по общепринятым методикам. В ходе исследований было установлено, что среднее валовое содержание в пахотном слое хрома и никеля в чернозёмах выщелоченных составляет 19.8 и 24.5, в чернозёмах типичных – 20.0 и 24.9, в чернозёмах обыкновенных – 20.9 и 26.6 мг/кг соответственно. Среднее содержание в изучаемых почвах подвижных форм хрома было в пределах 0.13–0.14, никеля 0.37–0.41 мг/кг. Превышения уровней ОДК никеля и ПДК подвижных форм данных тяжёлых металлов в почвах выявлено не было. В агроэкосистемы Белгородской области хром и никель в основном поступают с органическими удобрениями, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Наиболее высокое среднее содержание хрома (0.45 мг/кг) отмечалось в семенах подсолнечника, а самое низкое (0.22 мг/кг) – в зерне кукурузы. Аномально высоким содержанием никеля (4.81 мг/кг) характеризуется зерно сои, а самая низкая концентрация (0.63 мг/кг) отмечается в зерне кукурузы.

*Ключевые слова:* кларк, почва, сельскохозяйственные культуры, чернозём, удобрения, тяжелые металлы, фоновый мониторинг

DOI: 10.31857/S2686739724080191

### ВВЕДЕНИЕ

По мере развития промышленности увеличивается техногенное воздействие на все компоненты биосферы, в частности существенно возрастает вероятность загрязнения почв тяжёлыми металлами (ТМ). Одними из самых распространённых в природе и широко используемых в промышленности (особенно в металлургии) ТМ являются хром и никель. В соответствии с российскими нормативами Cr и Ni по степени токсичности относятся ко второму классу (умеренно опасные вещества) [1]. Основными антропогенными источниками поступления Cr и Ni в окружающую среду являются предприятия цветной и чёрной металлургии, машиностроения, топливно-энергетического комплекса.

Загрязнение почвы агроэкосистем, особенно вблизи крупных мегаполисов, может происходить при неконтрольном использовании осадков сточных вод (ОСВ) в качестве органических удобрений.

Кларки этих элементов (среднее валовое содержание) в почвах, установленные разными авторами и в разные годы, порой существенно отличаются. Например, кларки Cr и Ni, по результатам исследований, выполненных в середине прошлого века [2], составляют 200 и 40, а по более современным данным [3] – 59.5 и 29.0 мг/кг соответственно.

В растениях Cr и Ni выполняют разнообразные физиологические функции, однако полностью их роль пока не изучена. В частности, для Cr и Ni не установлены уровни минимального содержания в почвах подвижных форм, при которых лимитируется урожайность сельскохозяйственных культур. Например, для таких

<sup>1</sup>Центр агрохимической службы “Белгородский”, Белгород, Российская Федерация

<sup>2</sup>Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород, Российская Федерация

микроэлементов, как Zn, Cu, Co, Mn, Mo, уровни низкой обеспеченности почв, при которых целесообразно применять микроудобрения, агрохимическими нормативами регламентированы [4].

При высоких концентрациях в почвах Cr и Ni могут негативно влиять на развитие растений. Поэтому во многих странах мира нормируется их содержание в почвах [5, 6]. В России для нормирования валового содержания Ni в почвах в зависимости от их гранулометрического состава и кислотности установлены уровни ориентировочно допустимых концентраций (ОДК). Например, для тяжелосуглинистых почв с  $pH_{KCl}$  менее 5.5 ОДК Ni составляет 40, а для почв с  $pH$  солевой вытяжки ( $pH_{KCl}$ ) более 5.5–80 мг/кг. Фитотоксичность Cr зависит от его степени окисления. Наиболее токсичен  $Cr^{6+}$ , и для его содержания в почвах в России установлена предельно допустимая концентрация (ПДК) на уровне 0.05 мг/кг. Валовое содержание  $Cr^{3+}$  в России не нормируется [7]. Однако, например, в Германии ПДК  $Cr^{3+}$  в почвах установлена на уровне 100 мг/кг [8]. Для содержания подвижных форм Ni и  $Cr^{3+}$ , извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным раствором с  $pH$  4.8, ПДК установлены на уровне 4 и 6 мг/кг соответственно [7].

Учитывая высокую потенциальную опасность загрязнения агроэкосистем Cr и Ni, агрохимической службой России осуществляется мониторинг содержания этих токсикантов в удобрениях, почвах и сельскохозяйственных растениях.

Цель исследований заключалась в проведении экологической оценки содержания Cr и Ni в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Чернозёмного района на примере Белгородской области.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в юго-западной части Центрально-Чернозёмного района России на территории Белгородской области. В почвенном покрове лесостепной зоны области преобладают чернозёмы типичные (44.8% от общей площади пашни) и выщелоченные (25.7%), а степной – чернозёмы обыкновенные (13.0%). Значение гидротермического коэффициента по Селянинову (ГТК) изменяется от 0.9 на юго-востоке степной зоны области до 1.2 на западе лесостепной.

Фоновый мониторинг проводился на участке “Ямская степь” государственного заповедника “Белогорье”, расположенного в лесостепной

зоне, и на территории природного парка “Ровеньский”, находящегося в степной зоне. В верхней части гумусово-аккумулятивного горизонта целинного чернозёма выщелоченного содержание физической глины (частиц размером менее 0.01 мм),  $C_{орг}$  и  $pH$  водной вытяжки ( $pH_{H_2O}$ ) составляло 56.4%, 5.63%, 6.3, чернозёма типичного – 57.3%, 5.86%, 7.0, чернозёма обыкновенного – 67.0%, 3.77%, 7.1 соответственно.

В статье использованы материалы локального агроэкологического мониторинга, проводимого агрохимической службой России в 2016–2023 гг. Для осуществления этого вида мониторинга на пахотных почвах области, вне зоны влияния выбросов промышленных предприятий, заложены реперные объекты (участки поля площадью 4–40 га), с которых ежегодно отбирается почва и растениеводческая продукция для химического анализа. Среднее содержание физической глины в пахотном слое (0–25 см) чернозёмов выщелоченных и типичных реперных объектов в лесостепной зоне составило 56.2 и 56.8%,  $C_{орг}$  – 3.13 и 3.25%, величина  $pH_{H_2O}$  – 6.3 и 6.7 соответственно. На этих реперных объектах отбиралась продукция для химического анализа. Средняя урожайность зерна кукурузы составляла 7.0, сои – 2.2, семян подсолнечника – 3.0 т/га. На реперных объектах степной зоны в пахотном слое содержание физической глины составляло 72.5%,  $C_{орг}$  – 3.02%,  $pH_{H_2O}$  – 7.8.

Все аналитические исследования проводились в аккредитованной испытательной лаборатории. Валовое содержание (экстрагент 5M  $HNO_3$ ) и концентрацию извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным (ААБ) раствором с  $pH$  4.8 подвижных форм Ni и  $Cr^{3+}$  в почве определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Валовое содержание этих ТМ в растениеводческой продукции определялось атомно-абсорбционным методом по общепринятым в агрохимической службе методикам [9].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

*Хром и никель в почвах.* Фоновое валовое содержание Cr и Ni в целинном чернозёме выщелоченном составляло 19.8 и 25.4, в чернозёме типичном – 19.9 и 23.3, в чернозёме обыкновенном – 20.3 и 27.0 мг/кг соответственно.

Среднее валовое содержание Cr и Ni в пахотных чернозёмах выщелоченных составляло 19.8 и 24.5, в чернозёмах типичных – 20.0 и 24.9, в чернозёмах обыкновенных – 20.9 и 26.6 мг/кг соответственно (рис. 1). Валовое содержание Ni

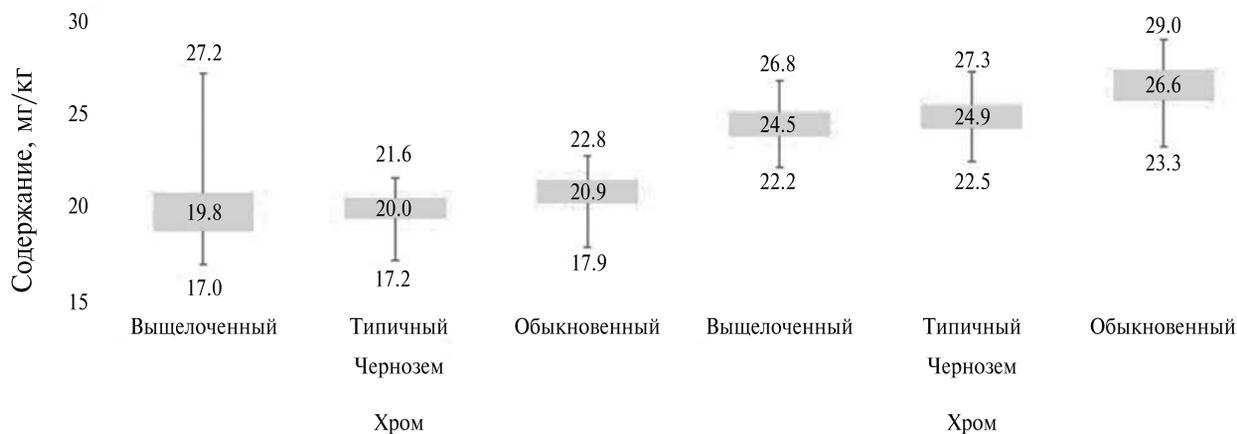


Рис. 1. Валовое содержание хрома и никеля в пахотных почвах ( $n=20$ ), мг/кг.

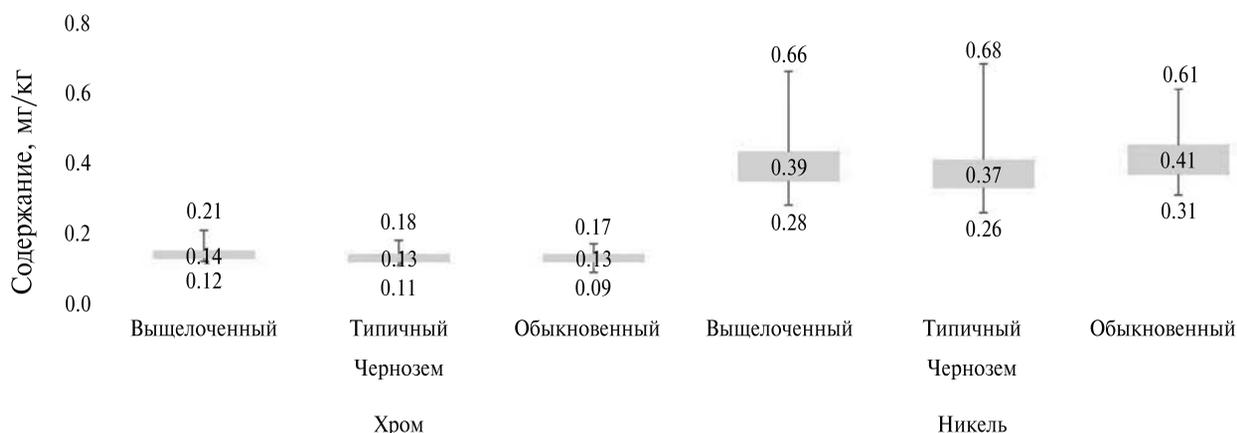


Рис. 2. Содержание подвижных форм хрома и никеля в пахотных почвах ( $n=20$ ), мг/кг.

в чернозёмах обыкновенных было существенно выше, чем в чернозёмах типичных и выщелоченных. В то же время по содержанию Сг существенных различий установлено не было, однако наблюдалась тенденция более высокой концентрации этого элемента в чернозёмах обыкновенных, по сравнению с чернозёмами выщелоченными и типичными. Различия в содержании изучаемых ТМ между чернозёмами выщелоченными и типичными лесостепной зоны и обыкновенными степной зоны во многом обусловлены более тяжёлым гранулометрическим составом последних.

Валовые запасы Сг и Ni в пахотном слое (массой 3000 т/га) чернозёмов выщелоченных в среднем составляют 59.4 и 73.5, чернозёмов типичных – 60.0 и 74.7, чернозёмов обыкновенных – 62.7 и 79.8 кг/га соответственно.

Уровни валового содержания изучаемых элементов, установленные нами, в целом соответствуют результатам исследований, проведённым в других регионах России. Валовое содержание Сг в чернозёмах выщелоченных Красноярского края в среднем составляет 25.7 мг/кг с колебаниями в пределах 19.8–33.4 мг/кг, а содержание Ni изменяется в пределах 5.0–64.8 мг/кг и в среднем составляет 25.6 мг/кг [8, 10]. В Тамбовской области валовое содержание Ni в чернозёмах выщелоченных тяжелосуглинистых и глинистых находится в пределах 20–40 мг/кг [11]. В Саратовской области среднее валовое содержание этого металла в чернозёмных почвах составляет 18.0 мг/кг [12].

Фоновое содержание подвижных форм Сг и Ni в целинном чернозёме выщелоченном составляло 0.14 и 0.58, в чернозёме типичном – 0.15 и 0.53, в чернозёме обыкновенном – 0.16 и 0.54 мг/кг

**Таблица 1.** Содержание хрома и никеля в органических удобрениях, мг/кг

Вариационно-статистические показатели	Стоки навозные (2.22% сухого вещества)	Компост соломопомётный (56% сухого вещества)	Навоз КРС (25% сухого вещества)
Cr			
n	24	20	20
lim	0.14–0.32	0.31–0.79	0.56–1.25
$\bar{x} \pm t_{0.95} S \bar{x}$	0.20±0.03	0.55±0.07	0.90±0.14
V, %	16.2	27.6	28.1
Ni			
n	20	25	20
lim	0.19–0.36	1.59–4.00	0.30–0.70
$\bar{x} \pm t_{0.95} S \bar{x}$	0.28±0.02	2.35±0.25	0.51±0.07
V, %	16.2	22.1	29.7

соответственно. Эти значения были в пределах варьирования данных показателей, установленных для пахотных аналогов целинных почв.

В пахотных чернозёмах выщелоченных среднее содержание подвижных форм Cr и Ni составляло 0.14 и 0.39, в чернозёмах типичных – 0.13 и 0.37, в чернозёмах обыкновенных – 0.13 и 0.41 мг/кг соответственно. Существенных различий по данным параметрам между изучаемыми почвами не выявлено. В пахотных почвах в подвижной форме Cr и Ni находилось 0.62–0.71 и 1.49–1.59 % от их валового количества соответственно. Превышений российских нормативов ОДК и ПДК изучаемых элементов в почвах не наблюдалось.

Среднее содержание подвижных форм Cr в пахотных почвах Саратовской области составляет 0.7, Красноярского края – 0.2 мг/кг [12]. В пахотных почвах России среднее содержание подвижных форм этого элемента составляет 0.58 мг/кг при вариабельности в пределах 0.02–4.03 мг/кг [13]. В чернозёмах Красноярского края содержание подвижных форм Ni находится в пределах 0.5–2.5 мг/кг (0.6–2.2% от валового количества), а в чернозёмах Тамбовской области – 1.0–2.0 мг/кг [11, 12].

*Хром и никель в удобрениях.* Минеральные удобрения с учётом их химического состава и применяемых доз в России не рассматриваются как важный источник поступления этих ТМ в почвы агроэкосистем. Мониторинг за качеством минеральных удобрений, проводимый на территории Белгородской области, показал, что среднее содержание Cr и Ni в наиболее распространённых из них составляет: в аммиачной селитре – 1.13 и 0.31 мг/кг, в азофоске (16:16:16) – 1.32 и 0.89 мг/кг

соответственно. За 2019–2022 гг. в Белгородской области средняя доза внесения минеральных удобрений составила 114.4 кг действующего вещества/га, при этом азота, фосфора и калия вносилось 64.8, 17.3, 17.9% от общего количества соответственно. По нашим расчётам с этой дозой минеральных удобрений будет внесено в почву Cr около 0.36, а Ni – 0.16 г/га.

В органических удобрениях концентрации химических элементов и соотношения между ними сильно варьируют в зависимости от вида животных, рациона кормления, количества подстилки, технологии содержания. Значительное влияние на данный параметр оказывают технологические способы удаления и хранения органических удобрений. Например, поступление в почву 100 кг/га азота обеспечивается внесением разного количества органических удобрений: 47.6 т/га стоков навозных, 13.2 т/га навоза крупного рогатого скота (КРС), 3.3 т/га компоста соломопомётного. С этими количествами органических удобрений в почву поступит соответственно: Cr – 9.52, 11.9, 1.80, Ni – 13.3, 6.73, 7.76 г/га. Таким образом, при внесении с органическими удобрениями одинаковой по азоту дозы наибольшее количество Cr поступит в агроценозы с навозом КРС, а Ni – со стоками навозными. Меньше всего Cr поступит с компостом соломопомётным, а Ni – с навозом КРС (табл. 1).

Средняя доза внесения органических удобрений в Белгородской области составила 9.6 т/га. Поступление Cr оценивается в 8.64, а Ni – 4.9 г/га. В целом же для российского земледелия характерен низкий уровень использования органических удобрений (1.5 т/га)

**Таблица 2.** Содержание хрома и никеля в сельскохозяйственных культурах, мг/кг абсолютно сухого вещества

Вариационно-статистические показатели	Кукуруза		Соя		Подсолнечник	
	побочная продукция (солома)	основная продукция (зерно)	побочная продукция (солома)	основная продукция (зерно)	побочная продукция (стебли)	основная продукция (семена)
Cr						
n	20	20	22	22	22	22
lim	0.23–0.50	0.17–0.29	0.31–0.43	0.37–0.45	0.34–0.50	0.39–0.51
$\bar{x} \pm t_{0.05} s \bar{x}$	0.36±0.02	0.22±0.01	0.39±0.03	0.41±0.01	0.42±0.02	0.45±0.02
V, %	14.8	11.9	14.9	5.6	9.1	8.5
Ni						
n	20	20	20	20	20	20
lim	0.32–0.57	0.20–0.78	0.45–0.93	4.53–5.29	0.39–0.79	0.75–1.00
$\bar{x} \pm t_{0.05} s \bar{x}$	0.36±0.02	0.63±0.07	0.62±0.06	4.81±0.11	0.64±0.05	0.87±0.04
V, %	14.8	26.1	18.4	4.5	18.8	9.7

и соответственно незначительное поступление с ними Cr (1.35 г/га) и Ni (0.77 г/га).

Таким образом, среднее поступление в почвы Cr и Ni с органическими удобрениями выше, чем с минеральными, в 24 и 30.6 раза соответственно. За счёт внесения органических удобрений, без учёта выноса элементов с урожаем и потерь в результате эрозии, валовые запасы Cr и Ni в пахотном слое преобладающих в области чернозёмов типичных повысятся в среднем за год на 0.014 и 0.0066% соответственно.

По некоторым оценкам, с органическими удобрениями в почвы Белгородской области Ni и Cr попадает 77 и 71% от их общего поступления соответственно. Баланс изучаемых элементов в земледелии формируется отрицательным, поскольку вынос Ni и Cr с урожаем сельскохозяйственных культур и потери со смывтой почвой превышают суммарные объёмы поступления от различных источников [14].

*Хром и никель в растениях.* Уровень содержания и соотношение подвижных форм элементов в почвах наряду с биологическими особенностями разных видов растений во многом определяют их химический состав. Изучаемые нами металлы относятся к так называемым облигатным элементам, которые всегда содержатся в растениях. Cr участвует в синтезе белков, влияет на содержание хлорофилла и фотосинтез. При очень высоком содержании подвижных форм Cr в почвах снижается поступление в растения макроэлементов (K, P) и микроэлементов (Fe, Mn, Cu, B), наблюдается увядание надземной части и хлороз молодых листьев. Ni принимает участие в структурной организации и

функционировании ДНК, РНК и белка. Он стимулирует накопление симбиотически связанного азота бобовыми культурами и входит в состав фермента уреазы, который участвует в гидролизе мочевины [15–17]. По своей роли в различных биохимических процессах Ni схож с Fe и Co. Токсичность элемента проявляется в угнетении процессов фотосинтеза и транспирации, появлении хлороза листьев у растений [16].

По обобщённым данным, концентрации Cr и Ni, не приводящие к нарушению физиологических процессов в растениях, изменяются в очень широких пределах и находятся на уровне 0.1–0.5 и 0.2–10 мг/кг соответственно [8, 10, 16]. Границы токсичного уровня для обоих элементов некоторыми авторами оцениваются в 5–30 мг/кг [3]. В сельскохозяйственных культурах Новосибирской области содержание Cr изменяется в пределах 0.1–2.0, Ni 0.2–7.5 мг/кг [16]. В Западном Забайкалье в зерне яровой пшеницы и зелёной массе люцерны Cr содержится 0.54–2.67, Ni – 0.12–2.58 мг/кг [8, 10, 18].

В Красноярском крае содержание Cr и Ni в зерне яровой пшеницы находится в пределах 0.10–0.20 и 0.32–0.67, ячменя – 0.18–0.22 и 0.34–0.70, овса – 0.12–0.22 и 2.19–2.38 мг/кг соответственно. Причём содержание Ni в зерне овса существенно превышает МДУ, что объясняется физиологическими особенностями данной культуры, а не загрязнением почв [8, 10].

В наших исследованиях изучаемые культуры в силу своих биологических особенностей значительно различались по способности накапливать Cr и Ni. Минимальное среднее содержание Cr и Ni было установлено в зерне кукурузы

– 0.22 и 0.63 мг/кг соответственно. В семенах подсолнечника было зафиксировано самое высокое содержание Cr (0.45 мг/кг), что более чем в два раза выше, чем в зерне кукурузы. В зерне сои установлено аномально высокое содержание Ni (4.81 мг/кг), в 7.6 раза превышающее концентрацию данного элемента в зерне кукурузы (табл. 2). Видимо, это связано с большой концентрацией в зерне сои фермента уреазы, содержащего Ni. По оценкам других авторов, содержание Ni в зерне сои составляет не менее 3.0 мг/кг [19].

Содержание Cr в побочной продукции изучаемых культур или не отличалось от содержания в основной (соя, подсолнечник), или было выше (кукуруза). Содержание Ni в основной продукции кукурузы, сои и подсолнечника было соответственно в 1.75, 7.76 и 1.34 раза выше, чем в побочной, что свидетельствует о его важной роли в формировании репродуктивных органов растений.

Российскими нормативными актами содержание изучаемых элементов нормируется только в продукции, предназначенной для кормовых целей. Максимально допустимые уровни (МДУ) концентрации Cr и Ni для фуражного зерна составляют 0.5 и 1.0 мг/кг соответственно [20]. В наших исследованиях, вне зависимости от используемых сортов (гибридов) и агротехнологий возделывания сельскохозяйственных культур, превышения МДУ содержания Cr отмечено не было, однако концентрация Ni в зерне сои существенно превышала данный норматив. Установленные нами факты, а также результаты исследований других авторов свидетельствуют о низкой научной проработке МДУ содержания Ni, утверждённых ещё в прошлом веке.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, установлено, что среднее валовое содержание в пахотном слое Cr и Ni в чернозёмах выщелоченных составляет 19.8 и 24.5, в чернозёмах типичных – 20.0 и 24.9, в чернозёмах обыкновенных – 20.9 и 26.6 мг/кг соответственно. Среднее содержание в изучаемых почвах подвижных форм Cr было в пределах 0.13–0.14, Ni – 0.37–0.41 мг/кг. Превышения уровней ОДК Ni и ПДК подвижных форм данных ТМ в почвах выявлено не было. В агроэкосистеме Белгородской области Cr и Ni в основном поступают с органическими удобрениями, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Наиболее

высокое среднее содержание Cr (0.45 мг/кг) отмечалось в семенах подсолнечника, а самое низкое (0.22 мг/кг) – в зерне кукурузы. Аномально высоким содержанием Ni (4.81 мг/кг) характеризуется зерно сои, а самая низкая концентрация (0.63 мг/кг) отмечается в зерне кукурузы.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счёт федеральных средств в рамках государственного задания на проведение агроэкологического мониторинга земель сельскохозяйственного назначения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ГОСТ 17.4.1.02-83. Государственный стандарт Союза ССР. Охрана природы. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения. М.: Стандартиформ, 2008. 4 с.
2. *Виноградов А. П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
3. *Kabata-Pendias A.* Trace Elements in Soils and Plants. 2010. 548 p.
4. *Lukin S. V., Zhuikov D. V.* Content and Balance of Trace Elements (Co, Mn, Zn) in Agroecosystems of the Central Chernozemic Region of Russia // Agriculture. 2022. Vol. 12. № 2. DOI: 10.3390/agriculture12020154. EDN HCQUTK.
5. *Semenkov I. N., Koroleva T. V.* International Environmental Legislation on the Content of Chemical Elements in Soils: Guidelines and Schemes // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. № 10. P. 1289–1297. DOI: 10.1134/S1064229319100107. EDN BHVME.
6. *Chen Sh., Wang M., Li Sh., Zhao Zh. E. W.* Overview on current criteria for heavy metals and its hint for the revision of soil environmental quality standards in China // Journal of Integrative Agriculture. 2018. V. 17. № 4. P. 765–774. DOI: 10.1016/S2095-3119(17)61892-6.
7. СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”. Утверждены Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 28.01.2021. № 2.
8. *Побилат А. Е., Волошин Е. И.* Мониторинг хрома в почвах и растениях Красноярского края // Вопросы биологической, медицинской и фармацевтической химии. 2019. 22(2), С. 49–54. DOI: 10.29296/25877313-2019-02-08. EDN YXIEKD.
9. Методические указания по определению тяжёлых металлов в почвах сельхозугодий и продукции

- растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.
10. *Побилат А. Е., Волошин Е. И.* Содержание никеля в агроценозах Красноярского края // Микроэлементы в медицине. 2019. 20(1). С. 52–58. DOI: 10.19112/2413-6174-2019-20-1-52-58.
  11. *Юмашев Н. П., Трунов И. А.* Почвы Тамбовской области. Мичуринск-Наукоград РФ: Изд-во Мичуринского государственного аграрного университета, 2006. 216 с.
  12. *Медведев И. Ф., Деревягин С. С.* Тяжелые металлы в экосистемах. Саратов: “Ракурс”, 2017. 178 с.
  13. *Аристархов А., Лунев М., Павлихина А.* Эколого-агрохимическая оценка состояния пахотных почв России по содержанию в них подвижных форм тяжелых металлов // Международный сельскохозяйственный журнал. 2016. № 6. С. 42–47.
  14. *Хижняк Р. М.* Экологическая оценка содержания микроэлементов (Zn, Cu, Co, Mo, Cr, Ni) в агроэкосистемах лесостепной зоны юго-западной части ЦЧО / Автореф. канд. дис. М.: РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, 2016. 24 с.
  15. *Чимитдоржиева Г. Д., Цыбенков Ю. Б., Мильхеев Е. Ю., Нимбуева А. З., Бодеева Е. А.* Никель лесостепных экосистем Западного Забайкалья в системе порода – почва – гумусовые вещества – растения // Агрохимия. 2016. № 3. С. 58–64.
  16. *Сысо А. И.* Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
  17. *Caio C. Fabiano, Tiago Tezotto, José L. Favarin, Joseph C. Polacco and Paulo Mazzafera.* Essentiality of nickel in plants: a role in plant stresses // *Frontiers in Plant Science*. 2015. 6:754. DOI: 10.3389/fpls.2015.00754
  18. *Кашин В. К.* Содержание микроэлементов в люцерне в Западном Забайкалье // Агрохимия. 2018. № 8. С. 46–51. DOI 10.1134/S0002188118080070. EDN XWMXCP.
  19. *Мальцева Н., Якунина Н., Ядрищенская О.* Соя полноразовая в кормлении кур несушек // Комбикорма. 2007. № 4. С. 51–52.
  20. ВМДУ-87 “Временный максимально допустимый уровень содержания некоторых химических элементов и госсипола в кормах для сельскохозяйственных животных и кормовых добавках”, 1987. 4 с.

## MONITORING OF CHROME AND NICKEL CONTENTS IN AGROECOSYSTEMS OF CENTRAL CHERNOZEM REGION OF RUSSIA

S. V. Lukin<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup>Belgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, Russian Federation

<sup>b</sup>Belgorod State National Research University, Belgorod, Russian Federation

The research was carried out within the framework of the state agroecological monitoring program. The goal was to conduct an environmental assessment of chromium and nickel content in agroecosystems of the southwestern part of the Central Chernozem region using the example of the Belgorod region. All analytical studies were carried out in an accredited testing laboratory using generally accepted methods. During the research, it was found that the average gross content of chromium and nickel in the arable layer in leached chernozems is 19.8 and 24.5, in typical chernozems – 20.0 and 24.9, in ordinary chernozems – 20.9 and 26.6 mg/kg, respectively. The average content of mobile forms of chromium in the studied soils was in the range of 0.13–0.14, nickel – 0.37–0.41 mg/kg. Exceeding the levels of the approximately permissible amount of nickel and the maximum permissible concentration of mobile forms of these heavy metals in soils was not detected. In the agroecosystems of the Belgorod region, chromium and nickel are mainly supplied with organic fertilizers, but this does not pose a risk for soil contamination and crop production. The highest average chromium content (0.45 mg/kg) was observed in sunflower seeds, and the lowest (0.22 mg/kg) in corn grain. Soybean grain is characterized by an abnormally high nickel content (4.81 mg/kg), and the lowest concentration (0.63 mg/kg) is observed in corn grain.

*Keywords:* clark, soil, crops, chernozem, fertilizers, heavy metals, background monitoring

УДК 621.039.75

## ТЕПЛОВЫЕ ЭФФЕКТЫ В МАТРИЦЕ ФРАКЦИИ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев\*, В. И. Мальковский

Поступило 28.03.2024

После доработки 10.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

Разделение высокоактивных отходов на фракции упрощает их изоляцию в матрицах и захоронение. Одна из этих фракций состоит из редких земель (РЗЭ) и малых актинидов, МА (Am, Cm). Среди РЗЭ имеются изотопы с периодами полураспада до 93 лет ( $^{144}\text{Ce}$ ,  $^{147}\text{Pm}$ ,  $^{151}\text{Sm}$ ,  $^{154,155}\text{Eu}$ ), распад которых вызовет интенсивный разогрев матрицы отходов. Предварительное хранение 10 лет и более матрицы РЗЭ–МА позволит снизить содержания радиоизотопов РЗЭ и их вклад в повышение температуры в геологическом хранилище.

*Ключевые слова:* радиоактивные отходы, редкие земли, актиниды, матрица, распад, нагрев

DOI: 10.31857/S2686739724080205

Устойчивое развитие ядерной энергетики зависит от обеспеченности ресурсами и безопасного обращения с радиоактивными отходами [1]. Топливный цикл с реакторами на медленных и быстрых нейтронах и переработкой отработавшего топлива (ОЯТ) позволяет повторно использовать делящиеся материалы (U и Pu) и эффективно изолировать отходы после их разделения на фракции [1–6]. Одна из этих фракций состоит из редких земель (РЗЭ) и малых актинидов (МА): Am, Cm. При синтезе матриц в качестве имитаторов высокоактивных отходов (ВАО) применяют стабильные элементы (табл. 1), что упрощает их изучение. Имитаторами трёхвалентных МА служат РЗЭ из-за близких размеров ионов  $\text{РЗЭ}^{3+}$ ,  $\text{Am}^{3+}$  и  $\text{Cm}^{3+}$ . Такой подход оправдан при изучении их растворимости в стекле и ёмкости кристаллических фаз, положения и координации ионов в структуре, распределения элементов между фазами.

В отличие от имитаторов, реальные отходы содержат радиоизотопы. Продукты их распада ( $\beta$ - и  $\gamma$ -излучение,  $\alpha$ -частицы, ядра отдачи) влияют на структуру и свойства фаз ([7–9] и др.), а из-за выделения радиогенного тепла происходит нагрев матриц. Анализ термических эффектов в геологическом хранилище выполнен в ряде публикаций [10–13], но лишь единичные работы

посвящены проблеме нагрева матриц фракций ВАО [14, 15].

Выбор высокоёмких матричных композиций позволяет рациональнее использовать пространство хранилищ и снизить удельные затраты на захоронение отходов, но высокие содержания радионуклидов вызовут нагрев матрицы, что будет влиять на её свойства. Из-за малой проникающей способности радиации её воздействие на матрицу, контейнер, бентонит и поровую воду ограничено сантиметрами [7–9]. В то же время тепловое поле будет распространяться на сотни метров в стороны от контейнера с ВАО, а температуры матриц в хранилище многие годы могут составлять сотни градусов по Цельсию [6, 11–15].

Ранее нами был рассмотрен нагрев матрицы с 30 мас. % РЗЭ и малых актинидов при условии, что РЗЭ – стабильные элементы [14]. Расчёты выполнены для РЗЭ–МА-фракции, состоящей из 95 мас. % РЗЭ и 5 мас. % МА, включая 3.5%  $^{241}\text{Am}$  ( $T_{1/2} = 432$  года), 1%  $^{243}\text{Am}$  (7370 лет), 0.45%  $^{244}\text{Cm}$  (18 лет) и 0.05%  $^{245}\text{Cm}$  (8500 лет). С учётом ядерно-физических характеристик изотопов мы полагаем, что начальное тепловыделение зависит от  $^{244}\text{Cm}$  (на 78%) и  $^{241}\text{Am}$  (на 22%). В первые 10 лет тепловыделение и температура матрицы меняются слабо (рис. 1), а затем они снижаются вслед за распадом актинидов. Так через 3 года температуры в центре блока матрицы и на её поверхности составят 386 и 358°C, а спустя 30 лет они опустятся до значений 201 и 190°C соответственно.

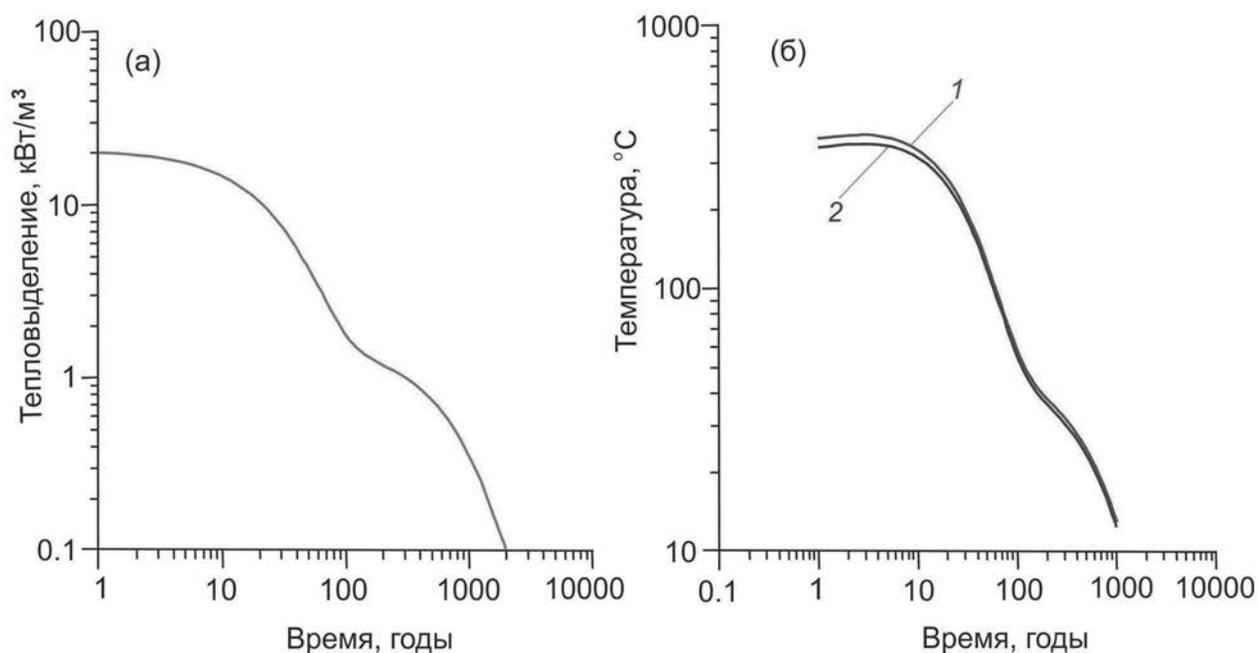
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия*

\*E-mail: yudintsevsv@gmail.com

**Таблица 1.** Примеры использования имитаторов радионуклидов в матрицах отходов [6]

Радионуклид	Имитаторы радионуклидов: от более близких к менее похожим элементам			
	Радиоизотоп с малым $T_{1/2}$	Природный р/н с большим $T_{1/2}$	Стабильные изотопы данного элемента	Другие типы имитаторов
$^{237}\text{Np}$	— *	U, Th	Не существует	Ce      Pr
$^{238}\text{Pu}$	—	U, Th	Не существует	Ce      Nd
$^{239}\text{Pu}$	$^{238}\text{Pu}$	U, Th	Не существует	Ce      Nd
Am, Cm	$^{244}\text{Cm}$	—	Не существует	Nd      Sm
$^{137}\text{Cs}$	$^{134}\text{Cs}$	—	Природный изотоп ( $^{133}\text{Cs}$ , $^{127}\text{I}$ , $^{59}\text{Co}$ ) или смесь ( $^{86-88}\text{Sr}$ , $^{90-96}\text{Zr}$ )	Ba**      —
$^{129}\text{I}$	—	—		—      —
$^{60}\text{Co}$	—	—		—      —
$^{90}\text{Sr}$	—	—		Zr**      —
$^{93}\text{Zr}$	—	—		—      —
$^{99}\text{Tc}$	—	—	Не существует	Re      Mo, Mn

Примечание. \* – нет, \*\* – имитаторы продуктов распада  $^{137}\text{Cs}$  ( $^{137}\text{Cs} \rightarrow ^{137}\text{Ba}$ ) и  $^{90}\text{Sr}$  ( $^{90}\text{Sr} \rightarrow ^{90}\text{Y} \rightarrow ^{90}\text{Zr}$ ).



**Рис. 1.** Зависимость от времени тепловыделения (а) и температуры (б) в центре (1) и на поверхности (2) цилиндрического блока матрицы РЗЭ–МА-фракции диаметром 0.2 м. Считалось, что все изотопы РЗЭ – стабильные.

Однако среди РЗЭ также имеются радиоактивные изотопы, распад которых сильно влияет на тепловыделение ОЯТ, ВАО и РЗЭ–МА-фракции в первые годы (табл. 2, 3).

Сначала вклад РЗЭ в тепловыделение ОЯТ превышает долю актинидов,  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{137}\text{Cs}$  (табл. 3). При хранении ОЯТ содержание короткоживущих изотопов снижается и через 10 лет тепловыделение из-за распада актинидов, щелочных и щёлочноземельных металлов снизится в 2–3

раза, тогда как для редких земель его величина уменьшится в 50–60 раз.

В настоящем сообщении рассмотрены тепловые поля в скважинном хранилище матриц фракции РЗЭ с учётом их распада, что позволит оценить влияние редких земель на температуру матрицы РЗЭ–МА-фракции. Эти данные имеют и самостоятельное значение в связи с возможностью выделения РЗЭ при переработке ОЯТ и захоронения [3, 5, 15–17]. Как и ранее [14] принято, что блок матрицы с содержанием от 10

**Таблица 2.** Содержание<sup>(1)</sup> и тепловыделение<sup>(2)</sup> актинидов и РЗЭ в ОЯТ легководных реакторов и доля РЗЭ в их величинах для гипотетической РЗЭ–МА-фракции [6] в зависимости от выгорания и времени хранения

Элемент	Тонна ОЯТ через 5 лет хранения				Тонна ОЯТ через 30 лет хранения			
	45 ГВт × сут		60 ГВт × сут		45 ГВт × сут		60 ГВт × сут	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
Gd	150	0	310	0	180	0	346	0
Eu	190	60	260	90	170	8	230	12
Sm	1060	0	1370	0	1120	0	1430	0
Pm	63	21	62	21	нет	нет	нет	нет
Ce	3210	10	4230	10	3210	0	4220	0
Pr	1540	114	2010	113	1540	0	2010	0
Nd	5570	0	7310	0	5570	0	7310	0
La	1670	0	2190	0	1670	0	2190	0
U	941000	0.06	923000	0.06	941000	0.06	923000	0.06
Pu	11200	164	12600	283	10200	138	11500	236
Np	570	0.01	780	0.02	570	0.01	780	0.02
Am	510	47	740	58	1380	146	1780	178
Cm	33	88	113	292	14	34	50	112
Am + Cm	543	135	853	350	1394	180	1830	290
Σ РЗЭ	13453	205	17742	234	13460	8	17736	12
Доля РЗЭ	96%	60%	95%	40%	91%	4%	91%	4%

**Таблица 3.** Тепловыделение групп радионуклидов ОЯТ типичного легководного реактора (выгорание 40<sup>(а)</sup> или 60<sup>(б)</sup> ГВт сутки на тонну) в интервале времени от года до 70 лет [4]

Группа элементов	Тепловыделение нуклидов ОЯТ в течение от 1 года до 70 лет (Вт/т)				
	1 год	10 лет	30 лет	50 лет	70 лет
Cs / Sr / Ba / Rb	2765 <sup>(а)</sup> / 4608 <sup>(б)</sup>	1054 / 1576	566 / 824	354 / 516	222 / 323
Ag / Pd / Ru / Rh	2752 / 3447	11 / 14	<< 1	<< 1	<< 1
Редкие земли	3593 / 3843	64 / 109	10 / 17	2 / 3	<< 1
Актиниды	819 / 1515	348 / 785	332 / 613	309 / 516	287 / 449
Остальные	515 / 522	15 / 21	2 / 3	1 / 1	< 1
ОЯТ в целом	10444 / 3936	1492 / 2505	910 / 1458	666 / 1036	509 / 773

до 50 мас. % РЗЭ имеет форму цилиндра диаметром 0.2 м и помещён в скважину в гранитах. Проанализировано влияние сухого уплотнённого бентонитового буфера толщиной 10 см между стенками контейнера с ВАО и породой. Роль металлического контейнера не учитывали из-за малой толщины стенок и высокой теплопроводности материала. Доля радиоизотопов в общей массе элемента (табл. 4) снижается со 100% у Pm (только радиоактивный изотоп <sup>147</sup>Pm) до 24% у Eu (два радиоизотопа – <sup>154</sup>Eu и <sup>155</sup>Eu) и 1–2% для Sm и Ce (радиоизотопы <sup>151</sup>Sm и <sup>144</sup>Ce). Наибольший период полураспада у <sup>151</sup>Sm (93 года), наименьший у <sup>144</sup>Ce (0.8 года). Из-за очень большого периода полураспада такие изотопы РЗЭ, как <sup>147</sup>Sm ( $T_{1/2} = 1.06 \times 10^{11}$  лет), <sup>144</sup>Nd

( $2.38 \times 10^{15}$  лет) и <sup>150</sup>Nd ( $T_{1/2} = 7 \times 10^{18}$  лет) также можно считать стабильными.

Рассмотрим теплоперенос от скважины с матрицей РЗЭ-фракции в цилиндрических координатах:  $r, z$ , где  $r$  – расстояние до оси скважины, а  $z$  – вдоль оси скважины до её нижнего конца. Блоки матриц с радиусом  $R$ , равным 0.1 м, расположены в скважине один над другим, поэтому вне концевых участков скважины нестационарное распределение температур удовлетворяет уравнению теплопроводности в одномерном приближении.

$$\rho(r)c(r)\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left[\lambda(r)r\frac{\partial T}{\partial r}\right] + \Omega(t,r),$$

**Таблица 4.** Изотопы РЗЭ и малых актинидов в ОЯТ типичного легководного реактора (PWR, ВВЭР) с выгоранием 33 ГВт сут/т через 3 года после выгрузки из реактора [6]

Элемент	Содержание, г/т	Радиоизотоп	Содержание, г/т	Период полураспада
La	1205	Нет	—	стабильный
Ce	2352	<sup>144</sup> Ce	23	0.8 лет
Pr	1109	Нет	—	стабильный
Nd	4000	Нет	—	стабильный
Pm	86	<sup>147</sup> Pm	86	2.6 лет
Sm	777	<sup>151</sup> Sm	16	93 года
Eu	133, в том числе:	<sup>154</sup> Eu	20	8.6 лет
		<sup>155</sup> Eu	12	4.8 лет
Gd	76	Нет	—	стабильный
Am	369, в том числе:	<sup>241</sup> Am	290	433 года
		<sup>243</sup> Am	79	7370 лет
Cm	20, в том числе:	<sup>243</sup> Cm	0.2	29 лет
		<sup>244</sup> Cm	18.3	18 лет
		<sup>245</sup> Cm	1.0	8500 лет
		<sup>246</sup> Cm	0.1	4760 лет

$$\rho(r) = \begin{cases} \rho_m, & \text{если } r < R; \\ \rho_b, & \text{если } R < r < R + \delta; \\ \rho_r, & \text{если } r > R + \delta. \end{cases}$$

$$c(r) = \begin{cases} c_m, & \text{если } r < R; \\ c_b, & \text{если } R < r < R + \delta; \\ c_r, & \text{если } r > R + \delta. \end{cases}$$

$$\lambda(r) = \begin{cases} \lambda_m, & \text{если } r < R; \\ \lambda_b, & \text{если } R < r < R + \delta; \\ \lambda_r, & \text{если } r > R. \end{cases}$$

$$\Omega(t, r) = \begin{cases} \omega(t + t_s), & \text{если } r < R; \\ 0, & \text{если } r > R. \end{cases}$$

$R$  – радиус блока,  $T$  – увеличение температуры по сравнению с её начальным значением;  $t$  – время;  $t_s$  – время выдержки твёрдых отходов до захоронения;  $\omega$  – тепловыделение их единичного объёма;  $\rho_m, \rho_b, \rho_r$  – плотности;  $c_m, c_b, c_r$  – удельные теплоёмкости;  $\lambda_m, \lambda_b, \lambda_r$  – теплопроводности твёрдых отходов, буферного слоя и вмещающих пород (гранита).

Граничные и начальное условие для уравнения (1) запишутся в виде

$$r = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial r} = 0; \quad r \rightarrow \infty, \quad \frac{\partial T}{\partial r} \rightarrow 0. \quad (2)$$

$$t = 0, \quad T \equiv 0. \quad (3)$$

Уравнение (1) интегрировалось полунейвным методом Кранка–Никольсона

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2(r_{i+1} - r_{i-1})\rho_m c_m r_i} \left[ \lambda_m \frac{r_{i+1} + r_i}{r_{i+1} - r_i} (T_{i+1}^n - T_i^n + T_{i+1}^{n+1} - T_i^{n+1}) - \lambda_m \frac{r_i + r_{i-1}}{r_i - r_{i-1}} (T_i^n - T_{i-1}^n + T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1}) \right] + \frac{\omega_n \Delta_t}{\rho_m c_m}, \quad i = 2, \dots, N_m - 1. \quad (1)$$

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2r_i [\rho_b c_b (r_{i+1} - r_i) + \rho_m c_m (r_i - r_{i-1})]} \left[ \lambda_b \frac{r_{i+1} + r_i}{r_{i+1} - r_i} (T_{i+1}^n - T_i^n + T_{i+1}^{n+1} - T_i^{n+1}) - \lambda_m \frac{r_i + r_{i-1}}{r_i - r_{i-1}} (T_i^n - T_{i-1}^n + T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1}) \right] + \frac{\omega_n \Delta_t (r_i - r_{i-1})}{\rho_b c_b (r_{i+1} - r_i) + \rho_m c_m (r_i - r_{i-1})}, \quad i = N_m.$$

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2(r_{i+1} - r_{i-1})\rho_b c_b r_i} \left[ \lambda_b \frac{r_{i+1} + r_i}{r_{i+1} - r_i} (T_{i+1}^n - T_i^n + T_{i+1}^{n+1} - T_i^{n+1}) - \lambda_b \frac{r_i + r_{i-1}}{r_i - r_{i-1}} (T_i^n - T_{i-1}^n + T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1}) \right], \quad i = N_m + 1, \dots, N_m + N_b - 2. \quad (4)$$

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2r_i [\rho_b c_b c (r_{i+1} - r) + \rho c (r - r_{i-1})]} \left[ \lambda_r \frac{r_{i+1} + r_i}{r_{i+1} - r_i} (T_{i+1}^n - T_i^n + T_{i+1}^{n+1} - T_i^{n+1}) - \lambda_b \frac{r_i + r_{i-1}}{r_i - r_{i-1}} (T_i^n - T_{i-1}^n + T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1}) \right], \quad i = N_m + N_b - 1.$$

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{\Delta_t}{2(r_{i+1} - r_{i-1})\rho_r c_r r_i} \left[ \lambda_r \frac{r_{i+1} + r_i}{r_{i+1} - r_i} (T_{i+1}^n - T_i^n + T_{i+1}^{n+1} - T_i^{n+1}) - \lambda_r \frac{r_i + r_{i-1}}{r_i - r_{i-1}} (T_i^n - T_{i-1}^n + T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1}) \right], \quad i = N_m + N_b, \dots, N_m + N_b + N_r - 2.$$

$\Delta_t$  – шаг интегрирования по времени,  $t_n = \Delta_t(n - 1)$ ,  $r_i$  – координата  $i$ -го узла на оси  $r$ :

$$r_i = \begin{cases} \Delta_{rm}(i - 1), & i = 1, \dots, N_m; \\ R + \Delta_{rb}(i - N_m); & N_m < i < N_m + N_b - 1; \\ R + \delta + \Delta_r(i - N_m + N_b + 1); & N_m + N_b - 1 \leq i < N_m + N_b + N_r - 2, \end{cases}$$

$N_m, N_b, N_r$  – числа узлов в области матрицы ( $0 \leq r \leq R$ ), буферного слоя ( $R \leq r \leq R + \delta$ ) и

**Таблица 5.** Теплофизические характеристики матриц, бентонита и вмещающей породы (гранита) по данным работ [6, 7, 10, 11, 13, 16]

Материал, порода	Плотность, $\rho_r$ , кг/м <sup>3</sup>	Теплопроводность, $\lambda_r$ , Вт/(м × К)	Удельная теплоёмкость, $c_r$ , Дж/(кг × К)
Стекло	2600–2800 (2700)	1.1–1.3 (1.2)	800–1000 (900)
Керамика	4000–6000 (5000)	1.0–2.6 (1.8)	600–800 (700)
Бентонит	1200–1800 (1500)	0.6–1.4 (1.0)	800–1200 (1000)
Гранит	2600–2800 (2700)	1.0–3.0 (2.0)	800–1000 (900)

породы ( $R + \delta \leq r \leq r_{\text{lim}}$ ), где  $r_{\text{lim}}$  – достаточно большое значение  $r$ , к которому отнесено второе (на бесконечности) граничное условие (2). В наших расчётах принято значение  $r_{\text{lim}} = 200$  м, так как при  $r = r_{\text{lim}}$  расчётные величины  $T$  оказались практически равными 0.

$$\Delta_{rm} = \frac{R}{N_m - 1}, \quad \Delta_{rb} = \frac{\delta}{N_b - 1}, \quad \Delta_{rr} = \frac{x_{\text{lim}} - R - \delta}{N_r - 1},$$

$$T_i^n = T(\Delta_i(n-1), r_i),$$

Здесь  $\Delta_i$  – шаг интегрирования уравнения (1) по времени.

Граничные условия (2) аппроксимируются конечно-разностными соотношениями первого порядка точности

$$T_i^{n+1} - T_{i-1}^{n+1} = 0, \quad i = 2, N_m + N_b + N_r - 2. \quad (5)$$

Начальные условия (3) запишутся в виде

$$T_i^1 = 0, \quad i = 1, \dots, N_m + N_b + N_r - 2. \quad (6)$$

В расчётах использованы теплофизические свойства двух типов матриц (стекло и керамика), бентонита и гранита (табл. 5), результаты вычислений приведены на рис. 2–5 для определения влияния содержания РЗЭ (рис. 2), типа матрицы – стеклообразной или кристаллической (рис. 3), наличия слоя бентонита толщиной 0.1 м между отходами и стенками скважины (рис. 4) и времени предварительного хранения матрицы РЗЭ (рис. 5).

Начальная температура матрицы зависит от содержания фракции РЗЭ и снижается со временем вслед за распадом короткоживущих радионуклидов. В первый год высокое тепловыделение определяет экстремальные значения расчётной температуры (рис. 2). При одинаковой концентрации отходов редкоземельной фракции вследствие более высокой плотности керамических матриц по сравнению со стеклом в

них будет выше количество РЗЭ и объёмное тепловыделение. Так при концентрации 30 мас. % РЗЭ в 1 м<sup>3</sup> стекла плотностью 2700 кг/м<sup>3</sup> содержится 810 кг, а в керамике плотностью 5000 кг/м<sup>3</sup> будет 1500 кг отходов. В результате начальная температура кристаллической матрицы почти в два раза выше, чем стекла при одинаковом массовом содержании отходов (рис. 3). Влияние других характеристик матриц слабее из-за меньших различий свойств стекла и керамики, но в целом увеличение теплопроводности снижает температуру нагрева матрицы.

Бентонит служит теплоизолятором и существенно повысит температуру матрицы РЗЭ (рис. 4), в этих расчётах принято, что временное её хранение составило 1 год.

Из-за меньшей теплопроводности чем у породы, бентонит повышает температуру и тем сильнее, чем меньшее время матрица отходов находится во временном хранилище до захоронения (рис. 5 а). При временном хранении 1 год разница температур при наличии бентонита и без него равна 600–800°С. Выдержка матрицы РЗЭ до захоронения в течение 5 лет уменьшает её нагрев с 4000–5000°С до 200°С, а разница температур при наличии буфера или без него снижается от нескольких сотен до первых десятков градусов.

Из-за быстрого убывания содержаний радионуклидов РЗЭ и тепловыделения при их распаде рост температуры снизится после нахождения матрицы во временном хранилище. При временном хранении 1 год расчётные температуры матрицы составят 3300°С через год и 200°С спустя 10 лет после размещения в скважине (рис. 5 б). В случае выдержки 5 лет рост температуры матрицы РЗЭ через год оценивается в 100–200°С и снизится до 50–90°С через 10 лет, а прогрев пород составит первые десятки метров (рис. 5 в, г).

В зависимости от размера и предварительного хранения блока стекла и керамики Синрок, содержащих от 25 до 35 мас. % ВАО [13], максимальная температура в центре блока меняется от 200–300°С (диаметр 0.3 м) до 800–900°С

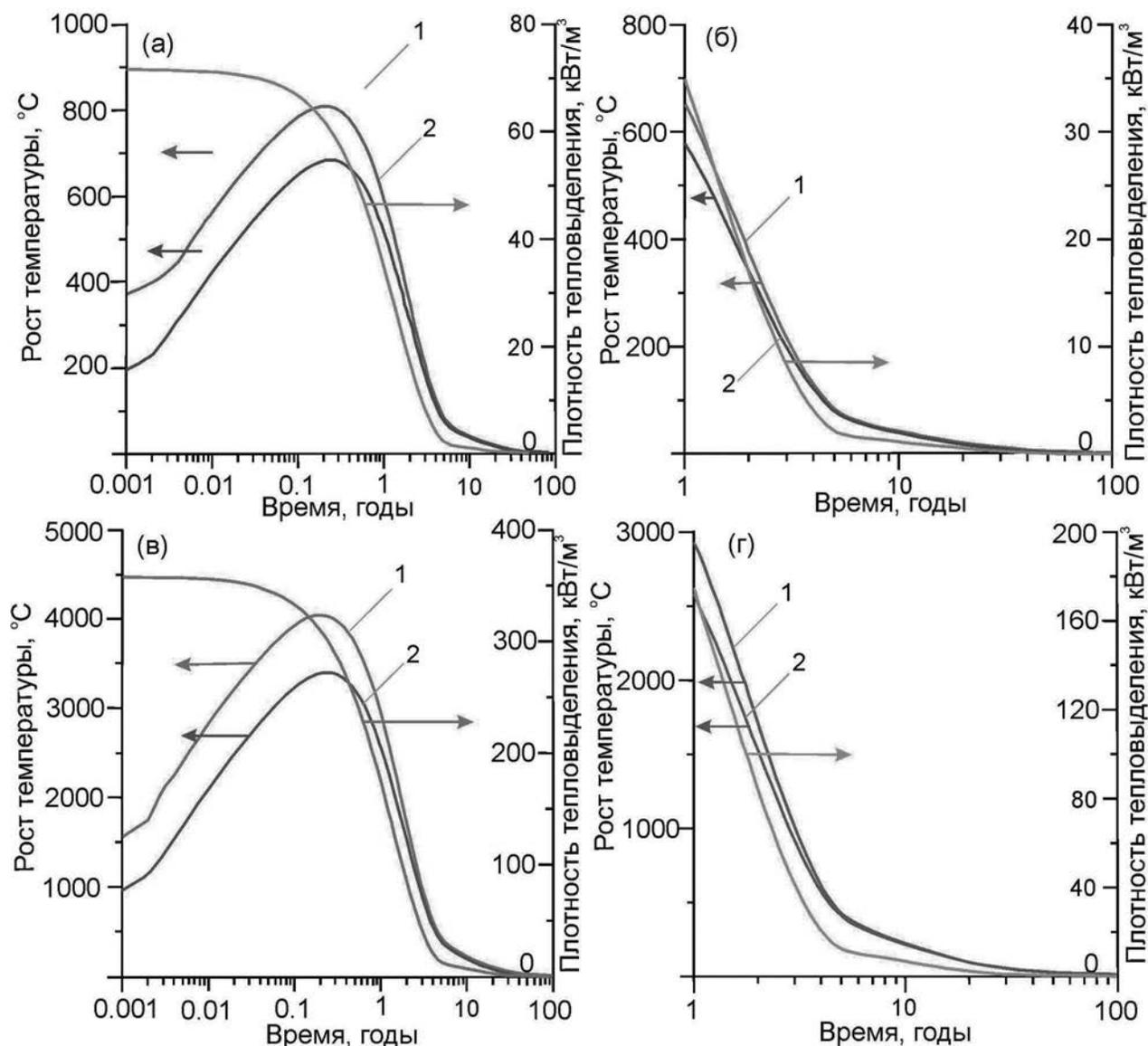


Рис. 2. Тепловыделение (зелёная кривая) и температура в центре (1) и на поверхности (2) блока стекломатрицы в интервале 0.001 год – 100 лет (а, в) и 1 год – 100 лет (б, г) для содержаний РЗЭ 10 (а, б) или 50 (в, г) мас. %. Без слоя бентонитового буфера.

(0.7–1 м). Рассчитаны [15] температуры стекла с 50 мас. % РЗЭ в зависимости от размера блока и содержания транс-урановых элементов (ТУЭ) в РЗЭ фракции из-за их неполного извлечения. При 20% ТУЭ в отходах начальная температура в центре блока диаметром 1 м оценивается в 900°C.

В целом, применение матриц ВАО с высоким содержанием отходов (их фракций) позволяет наиболее рационально использовать подземные хранилища. Одновременно это приведёт к повышению температуры хранилища и может повлиять на его долговременное состояние. Негативный эффект радиогенного тепла связан

с усилением коррозии матриц, контейнера, буфера, возникновением конвективных течений подземных вод, увеличением проницаемости пород в силу разных коэффициентов теплового расширения минералов, кристаллизацией стекла и ухудшением его свойств [10]. В концепциях захоронения ВАО принимается, что температура в хранилище не может превышать 100°C, тепловыделение матриц во избежание кристаллизации должно быть ниже 2–5 кВт/м<sup>3</sup>, что ограничивает содержания ВАО в Al-P- и B-Si-стёклах на уровне 3–5 мас. % и 15–25 мас. % [5, 6, 10, 16].

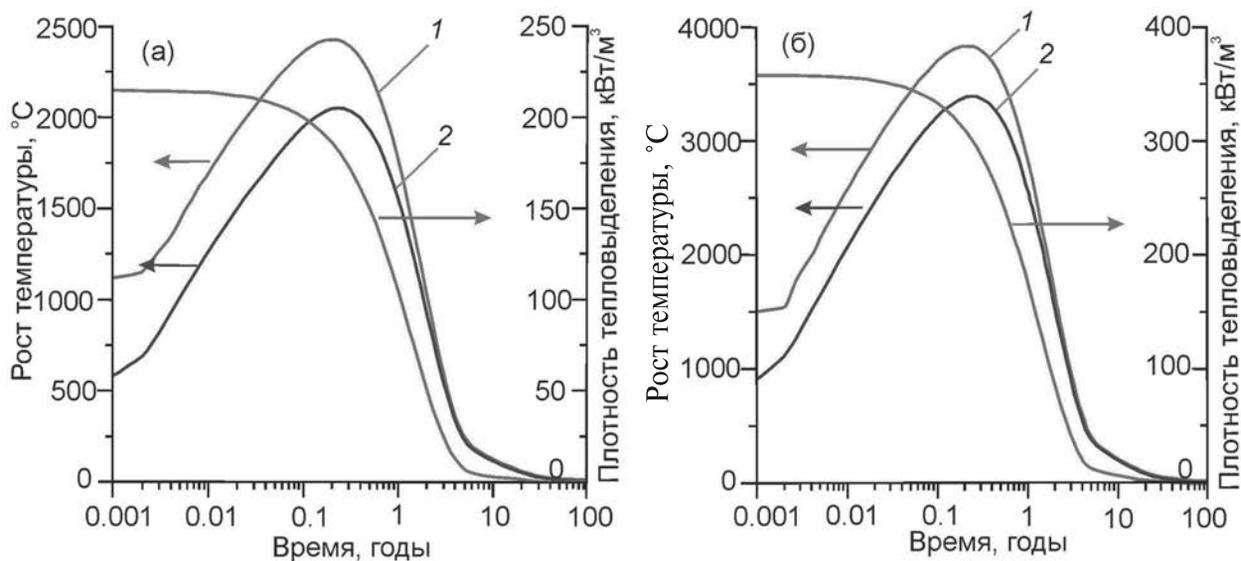


Рис. 3. Тепловыделение (зелёные кривые) и температура стекла (а) и керамики (б) с 30 мас. % РЗЭ в центре блока матрицы (1) и на его поверхности (2), бентонит отсутствует.

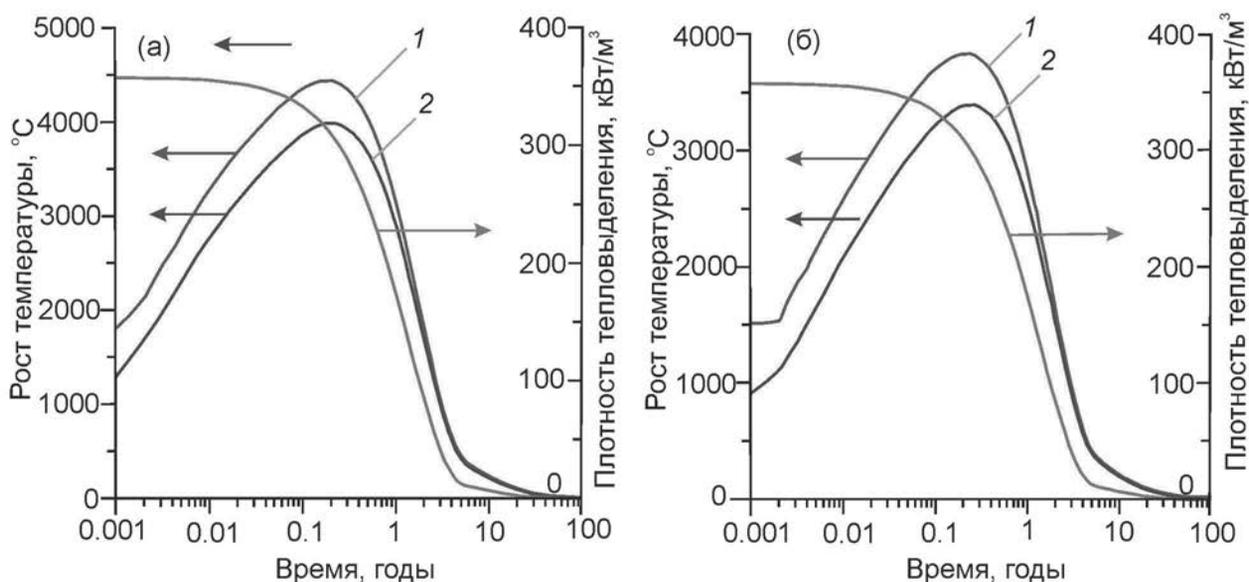
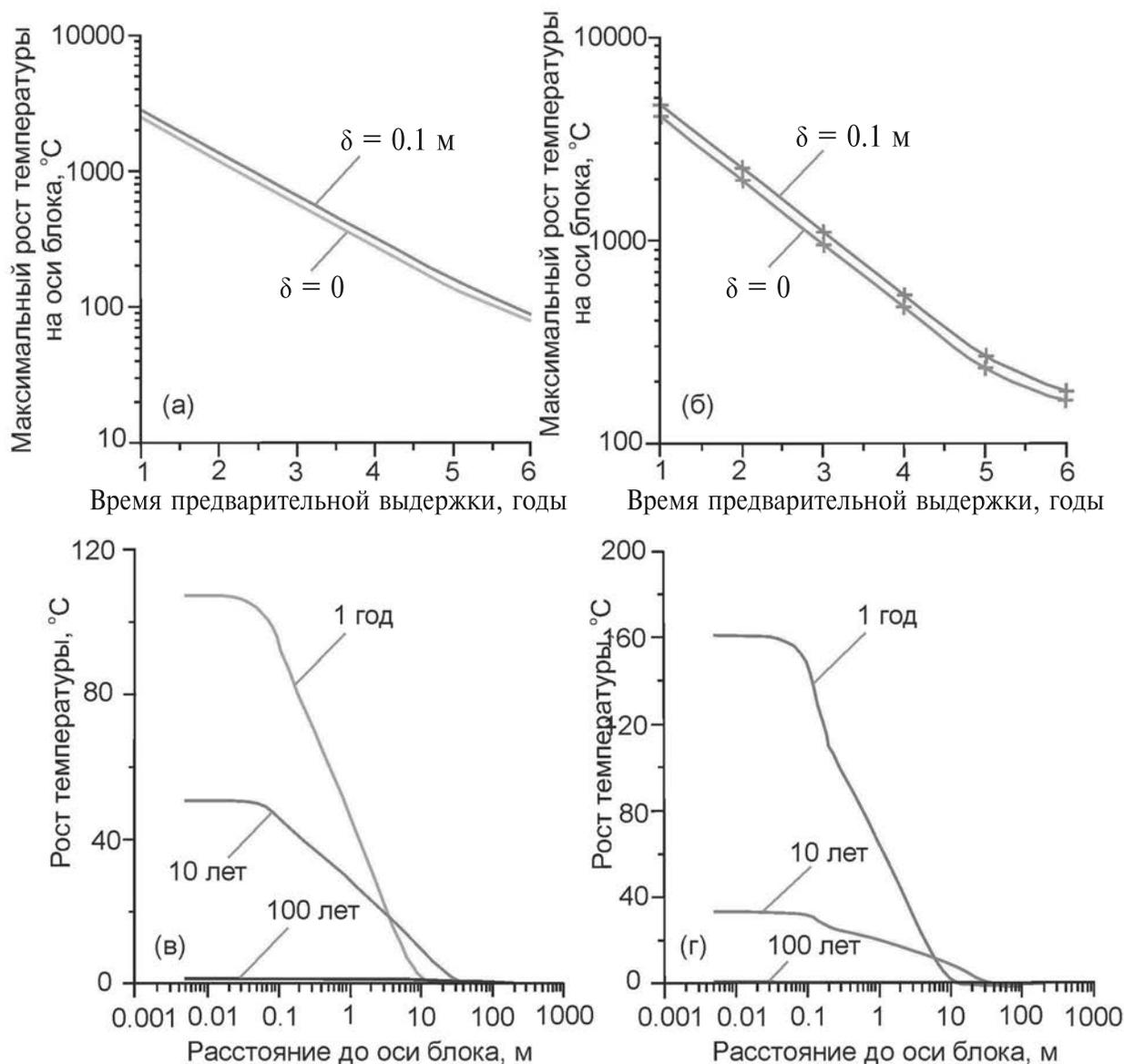


Рис. 4. Тепловыделение (зелёная кривая) и температура в центре (1) и на поверхности (2) блока керамической матрицы с 30 мас. % РЗЭ при наличии бентонита (а) или без него (б).

Хранение ОЯТ до переработки или матрицы с отходами до захоронения 10 и более лет существенно снизит тепловой эффект распада радиоизотопов РЗЭ, что ограничит рост температуры матрицы десятками градусов. При высоком выгорании топлива и малом времени хранения ОЯТ до переработки, например, как предполагается в проекте “Прорыв” [5], вклад распада

радиоизотопов РЗЭ в тепловыделение и нагрев может оказаться гораздо более существенным и это необходимо учитывать в технологических операциях, связанных с переработкой ядерного топлива и при обращении с отходами.

Подземные хранилища ВАО могут быть шахтного типа с глубиной 0.5–1 км, в виде вертикальных скважин (3–5 км) или скважин с



**Рис. 5.** Температура в центре блока стекла (а) и керамики (б) при хранении от 1 года до 6 лет со слоем бентонита толщиной 0.1 м (фиолетовая кривая) и без него (зелёная кривая), масштаб по оси "Y" логарифмический. Профили температур в хранилище через год, 10 и 100 лет после загрузки стекломатрицы при условии временного хранения 5 лет без буфера (в) и со слоем бентонита толщиной 0.1 м (г). Содержание РЗЭ во всех случаях составляет 30 мас. % (35 мас. % в расчёте на РЗЭ<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), радиус блока матрицы отходов равен 0.1 м.

горизонтальным окончанием (1–2 км). Преимущества глубоких скважин для высокоактивных теплогенерирующих отходов [18]: безопасность в связи с большой глубиной захоронения; экономичный доступ к породам, обладающим высокими изолирующими свойствами; низкие требования к инфраструктуре и небольшая площадь наземных сооружений; малое время сооружения, загрузки отходов и запечатывания хранилища; возможность создания вблизи от места генерации отходов; низкая вероятность

несанкционированного доступа; минимальный контроль после закрытия хранилища; солёность вод препятствует конвекции из-за тепловыделения ВАО; актиниды имеют низкую растворимость в восстановительных условиях; нестабильность коллоидов радионуклидов в глубоких подземных водах – рассолах. Недостатком высоких температур в хранилище является увеличение скорости коррозии контейнера и матрицы ВАО в подземных водах, а также неустойчивость и разрушение бентонитового буфера.

Однако нагрев имеет и ряд положительных эффектов. К ним относятся: замедление аморфизации структуры фаз под действием радиоактивного распада актинидов [7, 8] и возможность образования минералоподобных высокоустойчивых в подземных водах фаз актинидов при кристаллизации стекломатриц [6]. Одним из решений при использовании матриц с теплогенерирующими отходами может быть захоронение в скважинах глубиной 3–5 км [11, 13, 14, 18], в которых область размещения матриц отделена от поверхности горизонтами из слабопроницаемых пород. Это снизит влияние тепловой конвекции вод и поступление радионуклидов в биосферу, что важно для наиболее опасных актинидов. В этом случае можно отказаться от буфера, который из-за повышенной температуры матриц и геотермического градиента будет неустойчив. Для глубоких скважин предпочтительны матрицы ВАО малого объёма и размера упаковки с высокой удельной активностью. Они представляют интерес для захоронения отработанных источников на основе  $^{137}\text{Cs}$  или  $^{90}\text{Sr}$ , а также фракций ВАО, например, РЗЭ–МА и Pu-содержащих материалов.

Расчёты показали, что распад РЗЭ будет короткое время (несколько лет) влиять на нагрев матрицы гипотетической фракции РЗЭ–МА. При содержании 30 мас. % РЗЭ рост температуры через год оценивается в  $100^\circ\text{C}$ , а через 10 лет как менее  $40^\circ\text{C}$ . Распад малых актинидов, обеспечит длительный, многие десятки лет, радиационно-индуцированный нагрев. В сочетании с геотермическим градиентом температура матрицы в скважинном хранилище десятки лет будет составлять  $500\text{--}800^\circ\text{C}$ , что вызовет кристаллизацию фаз РЗЭ и актинидов. Хотя однородность остеклованных ВАО – обязательное требование к этим материалам [5], образование устойчивых фаз актинидов положительно повлияет на безопасность хранилища. Преимущества и недостатки глубоких скважинных хранилищ, в том числе содержащих фракцию РЗЭ–МА, требуют дальнейшего обсуждения и анализа. Отметим, что неучет тепловых и радиационных эффектов при синтезе и изучении матриц с имитаторами радионуклидов ограничивает практическую значимость таких результатов.

Известны [19, 20] другие предложения использования радиоактивного тепла – для захоронения высокорadioактивных отходов путём плавления пород и погружения вглубь Земли. В таких построениях источником радиогенного тепла, способного нагреть породы выше  $1200^\circ\text{C}$ ,

служили сферические и цилиндрические контейнеры диаметром от 0.1 до 1 м, содержащие ВАО, ОЯТ или отдельные радиоизотопы с высокой удельной активностью. Необходимость использования тугоплавких дорогостоящих контейнеров – это лишь самая малая из возникающих при этом проблем. В другом сценарии контейнер с ВАО помещают в скважину, заполненную материалом с меньшей температурой плавления, чем у пород, но пока все подобные предложения не вышли за рамки гипотез и теоретических расчётов.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензента за внимательное чтение статьи и ценные замечания.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Субсидия Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на выполнение темы НИР государственного задания ИГЕМ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Петров В. А., Юдинцев С. В.* Минеральные ресурсы атомной отрасли России и изоляция радиоактивных отходов // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 450–462.
2. Implications of partitioning and transmutation in radioactive waste management. Vienna: IAEA, Report 435, 2004. 126 p.
3. *Копырин А. А., Карелин А. И., Карелин В. А.* Технология производства и радиохимической переработки ядерного топлива. М.: “Атомэнергоиздат”, 2006. 576 с.
4. *Carter J. T., Luptak A. J., Gastelum J., Stockman C., Miller A.* Fuel cycle potential waste inventory for disposition. Aiken, SC, USA: Savannah River National Laboratory, 2012. 328 p.
5. *Кащеев В. А., Логунов М. В., Шадрин А. Ю., Рыкунова А. А., Шмидт О. В.* Стратегия фракционирования ВАО от переработки ОЯТ // Радиоактивные отходы. 2022. № 2 (19). С. 6–16.
6. *Yudintsev S. V., Ojovan M. I., Malkovsky V. I.* Thermal effects and glass crystallization in composite matrices for immobilization of the rare-earth element–minor actinide fraction of high-level radioactive waste // Journal of Composite Science. 2024. V. 8. 70.
7. *Ringwood A. E., Kesson S. E., Reeve K. D., Levins D. M., Ramm E.J.* Synroc // Radioactive waste

- forms for the future. W. Lutze, R.C. Ewing (Eds.). NY, USA: Elsevier, 1988. P. 233–334.
8. *Ewing R. C., Webert W. J., Clinard F. W.* Radiation effects in nuclear waste forms for high-level radioactive waste // *Progress in Nuclear Energy*. 1995. V. 29. № 2. P. 63–121.
  9. *Malkovsky V. I., Yuditsev S. V., Ojovan M. I., Petrov V. A.* The influence of radiation on confinement properties of nuclear waste glasses // *Science and Technology of Nuclear Installations*. 2020. 8875723.
  10. *Wang J. S. Y., Mangold D. C., Tsang C. F.* Thermal impact of waste emplacement and surface cooling associated with geologic disposal of high-level nuclear waste // *Environmental Geology and Water Science*. 1988. V. 11. № 2. P. 183–239.
  11. *Sizgek G. D.* Thermal considerations in a very deep borehole nuclear waste repository for Synroc // *Material Research Society Proceedings*. V. 663. 2000. 819.
  12. *Дробышевский Н. И., Моисеенко Е. В., Бутов П. А., Токарев Ю. Н.* Трехмерное численное моделирование теплового состояния пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов в Нижнеканском массиве горных пород // *Радиоактивные отходы*. 2017. № 1. С. 64–73.
  13. *Hsieh Y. H., Rushton M. J. D., Fossati P. C. M., Lee W. E.* Thermal footprint of a geological disposal facility containing EURO-GANEX wastefoms // *Progress in Nuclear Energy*. 2020. V. 118. 103065.
  14. *Юдинцев С. В., Мальковский В. И., Каленова М. Ю.* Тепловое поле скважинного хранилища радиоактивных отходов // *ДАН*. 2021. Т. 498. № 2. С. 92–100.
  15. *Choi J.-H., Eun H.-C., Lee T.-K., Lee K.-R., Han S.-Y., Jeon M.-K., Park H.-S., Ahn D.-H.* Estimation of centerline temperature of the waste form for the rare earth waste generated from pyrochemical process // *Journal of Nuclear Materials*. 2017. V. 483. P. 82–89.
  16. *Donald I. W.* Waste immobilisation in glass and ceramic based hosts. Chichester, UK: Wiley, 2010. 507 p.
  17. *Fadzil S. M., Hrma P., Schweiger M. J., Riley B. J.* Liquidus temperature and chemical durability of selected glasses to immobilize rare earth oxides waste // *Journal of Nuclear Materials*. 2015. V. 465. P. 657–663.
  18. *Kochkin B., Malkovsky V., Yuditsev S., Petrov V., Ojovan M.* Problems and perspectives of borehole disposal of radioactive waste // *Progress in Nuclear Energy*. 2021. V. 139. 103867.
  19. *Gibb F. G. F.* A new scheme for the very deep geological disposal of high-level radioactive waste // *Journal of the Geological Society*. 2000. V. 157. P. 27–36.
  20. *Arutunyan R., Bolshov L., Shvedov A.* A new approach to radioactive waste self-burial using high penetrating radiation // *Journal of Nuclear Science and Technology*. 2018. V. 55. Iss. 9. P. 971–978.

## THERMAL EFFECTS IN THE MATRIX WITH THE RARE EARTH FRACTION

Corresponding Member of the RAS **S. V. Yuditsev<sup>#</sup>, V. I. Malkovsky**

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

<sup>#</sup>*E-mail: yuditsevsv@gmail.com*

Separation of high-level waste (HLW) onto fractions simplifies their isolation in matrices and disposal. One of these fractions consists of rare earths (REE) and minor actinides (MA = Am, Cm). Among the rare earth elements there are isotopes <sup>144</sup>Ce, <sup>147</sup>Pm, <sup>151</sup>Sm, and <sup>154,155</sup>Eu with half-lives of up to 93 years, decay of the nuclides will cause heating of the matrices with HLW. It has been shown that preliminary storage of the REE–MA matrix for 10 years or more will reduce the content of REE radioisotopes and their contribution to temperature increase in geological repository.

*Keywords:* radioactive waste, rare earths, actinides, matrix, decay, heating