

Том 509, Номер 1

ISSN 2686-7397

Март 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 509, номер 1, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Возраст и тектоническое положение гранитоидов копринского типа зоны сочленения джугджуро-станового и западно-станового супертеррейнов центрально-азиатского складчатого пояса

А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, С. Д. Великославинский, В. П. Ковач, Т. М. Сковитина, А. А. Иванова, Ю. В. Плоткина, Н. Ю. Загорная 5

Морфология и строение осадочного чехла протяженных сегментов хребта Гаккеля

А. Л. Пискарёв, В. Д. Каминский, В. А. Поселов, А. А. Киреев, В. А. Савин, О. Е. Смирнов, Д. В. Безумов, Г. И. Ованесян, Д. В. Элькина 14

ГЕОХИМИЯ

Геохимические аспекты фрикционного плавления метапсаммитов при сейсмических подвигах (на примере псевдотахилитов Приладожья)

Ю. А. Морозов, М. А. Матвеев, С. Г. Скублов, А. И. Смольская, Е. Н. Терехов, А. С. Ларьков 20

Гетеро- и гомогенные состояния водно-углеводородных флюидов в земных недрах (по данным изучения синтетических флюидных включений)

В. С. Балицкий, Т. В. Сеткова, Л. В. Балицкая, М. А. Голунова, Т. М. Бубликова, И. Н. Плотникова, Л. Я. Аранович 36

Метан во включениях карбонатного расплава в породообразующих минералах карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива

А. О. Михно, Ю. Г. Виноградова, С. В. Ращенко, А. В. Корсаков 43

МИНЕРАЛОГИЯ

Стабильность карбонатов при субдукции: влияние режима дефлюидизации хлорсодержащего пелита

А. Г. Сокол, А. Н. Крук, О. А. Козьменко, Ю. Н. Пальянов 50

Экспериментальное обоснование влияния S и Ni на кристаллизацию малоазотных алмазов в расплаве Fe при высоком давлении

В. М. Сонин, Е. И. Жимулев, А. А. Чепуров, А. А. Томиленко, А. И. Чепуров, Н. П. Похиленко 56

ГЕОДИНАМИКА

Неотектонические нарушения шельфа Баренцева моря и их генезис по данным морфометрии рельефа дна, сейсморазведки и глубинному строению мантии

С. Ю. Соколов, А. С. Абрамова, С. И. Шкарубо 62

СТРАТИГРАФИЯ

Первая находка гониатитов рода *Paramexicoceras* в чансинских отложениях верхней перми Северо-Востока Азии

Р. В. Кутыгин, А. Н. Килясов, А. С. Бяков 69

СЕЙСМОЛОГИЯ

Аномалии микросейсмических шумов в связи с Кударинским землетрясением 9 декабря 2020 г. с $M_w = 5.6$ в Байкальской впадине

А. А. Добрынина, В. А. Саньков, С. А. Борняков, С. А. Король, А. В. Саньков 74

ОКЕАНОЛОГИЯ

Пространственное распределение амплитуд внутренних приливных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин

Е. А. Рувинская, О. Е. Куркина, А. А. Куркин 81

Многообразие трансформаций нелинейных внутренних приливных волн на северо-западном шельфе Австралии <i>П. Е. Холловей, А. Н. Серебряный</i>	87
Экспериментальная апробация метода акустической термометрии на протяженной трассе в Японском море <i>Г. И. Долгих, Ю. Н. Моргунов, В. В. Безответных, А. В. Буренин, А. А. Голов, Е. А. Войтенко, В. В. Разживин, А. А. Тагильцев</i>	95

ГЕОГРАФИЯ

Трансформация малакофауны Азовского моря в голоцене и ее роль в формировании береговых кос <i>Г. Г. Матишов, Е. П. Коваленко, В. В. Титов</i>	99
Опорный разрез верхового болота Валдая как источник палеоэкологической и палеоклиматической информации <i>А. А. Тишков, Р. Г. Грачева, Е. А. Константинов, А. В. Самусь</i>	105

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Гипотеза о причинах сильной изменчивости концентрации примесей в природных водах <i>В. И. Данилов-Данильян, О. М. Розенталь</i>	114
--	-----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Беспрецедентная продолжительность антарктической озоновой аномалии 2020 г. <i>В. В. Зуев, Е. С. Савельева, А. В. Павлинский, Е. А. Сидоровский</i>	120
---	-----

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Восстановление углового распределения энергии морских волн по спектрам спутниковых изображений <i>В. Г. Бондур, В. А. Дулов, В. А. Козуб, А. Б. Мурынин, М. В. Юровская, Ю. Ю. Юровский</i>	125
Изучение сезонной и многолетней изменчивости хлорофилла “а” в Каспийском море по данным дистанционного зондирования <i>С. В. Востоков, И. В. Салинг, А. С. Востокова, А. А. Гаджиев, Е. Н. Лобачев, Бехруз Абтахи, Мехди Г. Шозаи</i>	134

CONTENTS

Vol. 509, no. 1, 2023

GEOLOGY

- Age And Tectonic Setting of the Kopri-type Granitoids of the Junction Zone
of the Dzhugdzhur-Stanovoy and West-Stanovoy Superterrane of the Central Asian Fold Belt
*A. M. Larin, A. B. Kotov, E. B. Salnikova, S. D. Velikoslavinskii,
V. P. Kovach, T. M. Skovitina, A. A. Ivanova, Yu. V. Plotkina, N. Yu. Zagornaya* 5
- Morphology and Sedimentary Cover Structure of the Gakkel Ridge's Long Segments
*A. L. Piskarev, V. D. Kaminsky, V. A. Poselov, A. A. Kireev, V. A. Savin, O. E. Smirnov,
D. V. Bezumov, G. I. Ovanessian, D. V. Elkina* 14

GEOCHEMISTRY

- Geochemical Aspects of Metapsammit Frictional Melting During Seismic Movements
(by the Example of Pseudotachylytes of the Ladoga Region)
Yu. A. Morozov, M. A. Matveev, S. G. Skublov, A. I. Smulskaya, E. N. Terekhov, A. S. Larkov 20
- Hetero- And Homogeneous States of Hydrocarbon Fluids in the Earth's Interior
(from the Data of the Study of Synthetic Fluid Inclusions)
*V. S. Balitsky, T. V. Setkova, L. V. Balitskaya, M. A. Golunova, T. M. Bublikova,
I. N. Plotnikova, L. Ya. Aranovich* 36
- Methane in Carbonate Melt Inclusions From the Rock-forming Minerals of Calc-silicate Rocks
from the Kokchetav Massif
A. O. Mikhno, Yu. G. Vinogradova, S. V. Rashchenko, A. V. Korsakov 43

MINERALOGY

- Stability of Carbonates During Subduction: Influence of the Dehydration Regime
of Chlorine-bearing Metapelite
A. G. Sokol, A. N. Kruk, Yu. N. Palyanov 50
- Experimental Justification of the Influence of S and Ni on Crystallization
of Low-nitrogen Diamonds in a Melt of Fe at High Pressure
V. M. Sonin, E. I. Zhimulev, A. A. Chepurov, A. A. Tomilenko, A. I. Chepurov, N. P. Pokhilenko 56

GEODYNAMICS

- Neotectonic Dislocations at the Barents Sea Shelf and Their Genesis According to the Morphometry
of Bathymetry, Seismic Sections and the Deep Mantle Structure
S. Yu. Sokolov, A. S. Abramova, S. I. Shkarubo 62

STRATIGRAPHY

- First Record of Goniatite Genus Paramexioceras in the Changhsingian Deposits
of the Upper Permian of Northeast Asia
R. V. Kutygin, A. N. Kilyasov, A. S. Biakov 69

SEISMOLOGY

- Anomalous Seismic Noises From the December 9, 2020 $M_W = 5.6$ Kudara Earthquake
in the Baikal Basin
A. A. Dobrynina, V. A. Sankov, S. A. Borneyakov, S. A. Korol, A. V. Sankov 74

OCEANOLOGY

- Spatial Distribution of Amplitudes of Internal Tidal Waves on the North-eastern Shelf of Sakhalin
E. A. Rouvinskaya, O. E. Kurkina, A. A. Kurkin 81
- A Variety of Transformations of Nonlinear Internal Tidal Waves on the North-west Australian Shelf
P. E. Holloway, A. N. Serebryany 87

Experimental Testing of the Method of Acoustic thermometry
on a Long Track in the Sea of Japan

*G. I. Dolgikh, Yu. N. Morgunov, V. V. Bezotvetnykh, A. V. Burenin, A. A. Golov,
E. A. Voitenko, V. V. Razzhivin, A. A. Tagiltsev*

95

GEOGRAPHY

Transformation of the Small Fauna of the Sea of Azov in the Holocene and Its Role
in the Formation of Coastal Spiders

G. G. Matishov, E. P. Kovalenko, V. V. Titov

99

The Key Section of the Valdaian Peat Bog as a Source of Paleoecological
and Paleoclimatic Information

A. A. Tishkov, R. G. Gracheva, E. A. Konstantinov, A. V. Samus

105

LAND WATER PROBLEMS

Hypothesis on the Reasons For Strong Variability Concentrations of Impurities in Natural Waters

V. I. Danilov-Danilyan, O. M. Rozenthal

114

GEOECOLOGY

Unprecedented Duration of the 2020 Antarctic Ozone Depletion

V. V. Zuev, E. S. Savelieva, A. V. Pavlinsky, E. A. Sidorovski

120

EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

Retrieving Angular Distributions of Sea Wave Energy According to Satellite Imagery Spectra

V. G. Bondur, V. A. Dulov, V. A. Kozub, A. B. Murynin, M. V. Yurovskaya, Yu. Yu. Yurovsky

125

Study of Seasonal and Long-term Chlorophyll Variability in the Caspian Sea
Based on Remote Sensing Data

S. V. Vostokov, I. V. Saling, A. S. Vostokova, A. A. Gadgiev, E. N. Lobachev, B. Abtahi, M. G. Shojaei

134

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ КОПРИНСКОГО ТИПА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО И ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2023 г. А. М. Ларин^{1,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹,
С. Д. Великославинский¹, В. П. Ковач¹, Т. М. Сквитина², А. А. Иванова¹,
Ю. В. Плоткина¹, Н. Ю. Загорная¹

Поступило 24.10.2022 г.
После доработки 07.11.2022 г.
Принято к публикации 08.11.2022 г.

Выполнены геохимические, геохронологические (U—Pb по цирконам, ID-TIMS) и изотопно-геохимические (Sm—Nd) исследования гранитоидов копринского типа тукурингского комплекса, локализованных исключительно в зоне Желтулакского структурного шва, который разделяет Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Установлено, что они могут быть классифицированы как постколлизийные гранитоиды повышенной щелочности и основности адакитового типа, сформированные в возрастном интервале 127 ± 1 – 126 ± 1 млн лет, входящими в состав позднемезозойского постколлизийного Станового вулcano-плутонического пояса. Этот пояс простирается в субширотном направлении от Охотского моря вглубь континента субпараллельно Монголо-Охотской сутурной зоне более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов. Структурная позиция массивов гранитоидов копринского типа фиксирует верхнюю возрастную границу формирования Желтулакского структурного шва. Формирование исходных магм этих гранитоидов связано с существенно литосферным источником, образованным в результате смешения раннедокембрийского и более молодого, по-видимому, фанерозойского компонента. Сходство по изотопному составу Nd гранитоидов копринского типа с близкими по составу и возрасту гранитоидами Западно-Станового супертеррейна указывает скорее всего на сходство их источников, а также на то, что Желтулакская шовная зона “погружается” в северо-восточном направлении под структуры Джугджуро-Станового супертеррейна. Это находится в полном соответствии с современными представлениями об особенностях глубинного строения области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит.

Ключевые слова: гранитоиды, Центрально-Азиатский складчатый пояс, постколлизийная геодинамическая обстановка, изотопная геохимия, геохронология, петрогенезис

DOI: 10.31857/S268673972260237X, **EDN:** TGVFJM

Копринский тип субщелочных гранитоидов выделен в 1990 г. в ходе геологической съемки масштаба 1:1 000 000 в качестве ранней субфазы главной фазы тукурингского комплекса палеопротерозойского возраста [1]. С тех пор геологи потеряли к ним интерес, хотя они обладают целым рядом интересных особенностей. Главная из

них состоит в том, что массивы этих гранитоидов локализованы исключительно в зоне Желтулакского структурного шва (рис. 1 а, б), который разделяет Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса и является одним из наиболее загадочных глобальных структурных элементов Восточной Азии.

Кроме того, характерной особенностью гранитоидов этого типа, отличающих их от остальных ассоциирующих гранитоидов тукурингского комплекса, является некоторая специфика состава — повышенная основность и щелочность, слагающих их пород. Исходя из общей геологиче-

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

²Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

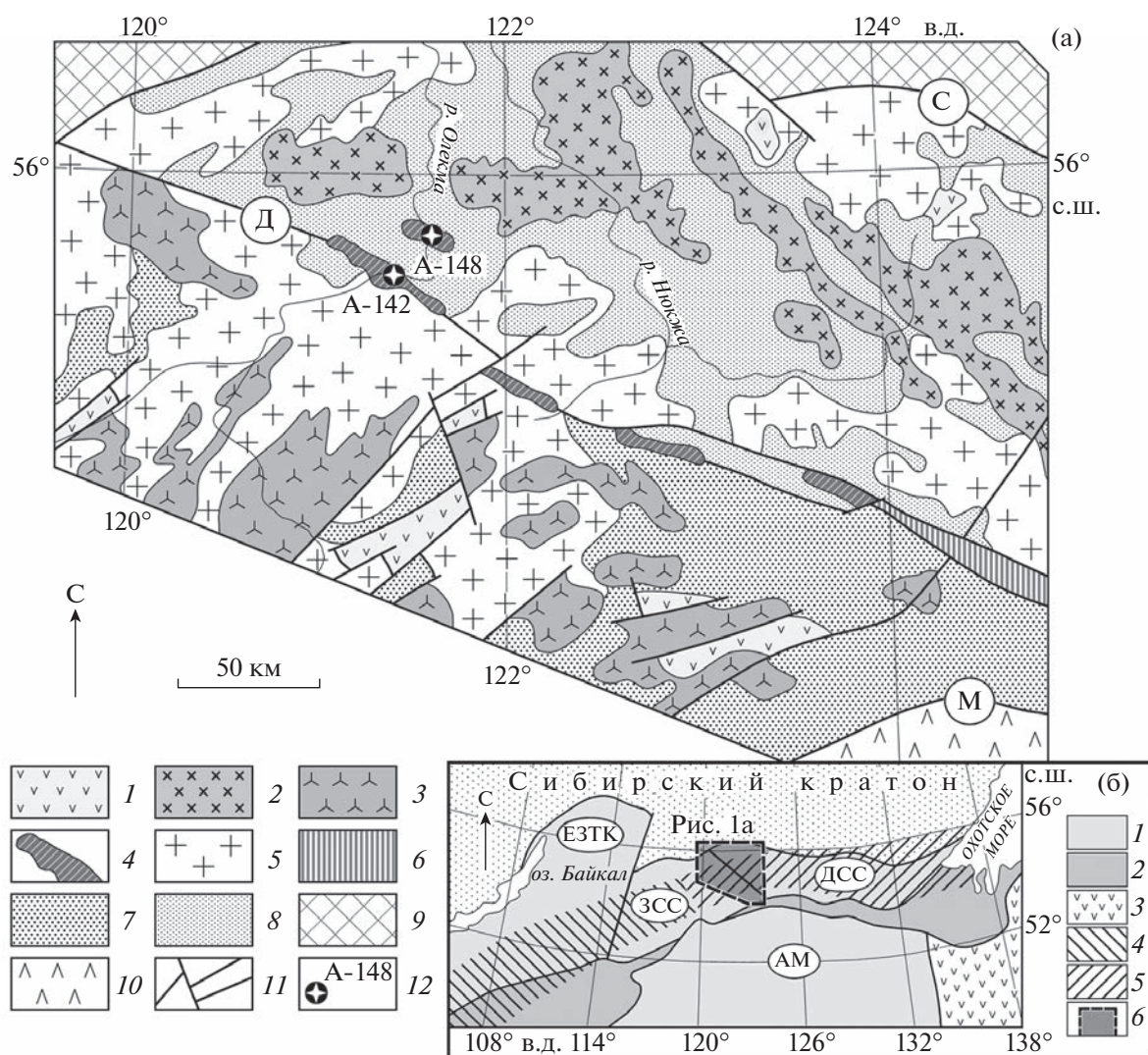


Рис. 1. (а) – Схема размещения гранитоидов копринского типа в Желтулакской зоне сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Центрально-Азиатский складчатый пояс). 1–4 – раннемеловой постколлизийный Становой вулcano-плутнический пояс: 1 – вулканогенно-осадочный комплекс рифтогенных впадин; 2 – гранитоиды тындинско-бакаранского и ироканского комплексов, 3 – гранитоиды амуджиканского и аманаского комплексов, 4 – гранитоиды копринского типа; 5 – раннемеловые коллизийные граниты и мигматиты; 6 – метаморфические породы желтулакской и гилойской свит мезозойского возраста; 7–8 – допозднемезозойские метаморфические породы и гранитоиды (7 – Западно-Станового супертеррейна, 8 – Джугджуро-Станового супертеррейна); 9 – гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды Алданского щита; 10 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 11 – разрывные нарушения; 12 – места отбора геохронологических проб. (б) – Геологическое положение Станового постколлизийного вулканоплутонического пояса в северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1–3 – складчатые пояса: 1 – Центрально-Азиатский (ЕЗТК – Енисей-Забайкальский тектонический коллаж, ЗСС – Западно-Становой супертеррейн, ДСС – Джугджуро-Становой супертеррейн, АМ – Амурская микроплита), 2 – Монголо-Охотский, 3 – Сихотэ-Алинский; 4–5 – позднемезозойские рифтовые системы: 4 – Западно-Забайкальская, 5 – Становой вулканоплутонический пояс; 6 – район исследований.

ской ситуации, есть все основания полагать, что гранитоиды копринского типа имеют мезозойский возраст. Об этом свидетельствует мезозойский возраст формирования Желтулакской зоны [2], а не палеопротерозойский, как это до недавнего времени было принято [3], а также отсутствие следов расщепления или других метаморфических преобразований в гранитои-

дах рассматриваемого типа. Однако более точные данные об их возрасте отсутствуют. Это затрудняет корреляцию магматических комплексов, указанных выше супертеррейнов и, соответственно, разработку интегрированной геодинамической модели их формирования. В настоящей статье в этом плане обсуждаются результаты U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических, геохимических

и Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования, полученные в последние годы для гранитоидов копринского типа.

Гранитоиды копринского типа представлены средне- и крупнозернистыми порфировидными монцодиоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами, которые слагают небольшие, вытянутые в северо-западном направлении массивы (рис. 1 а). В них довольно широко проявлены явления минглинга и часто встречаются овальные включения мелкозернистых габброидов. Все эти породы рассекаются дайками лампрофиров.

Определение содержаний оксидов главных петрогенных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а содержаний элементов-примесей – методом ICP–MS с относительной погрешностью 5–10% в Центральной Аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

По химическому составу гранитоиды копринского типа варьируют от кварцевых монцонитов до сиенитов ($\text{SiO}_2 = 56.7\text{--}62.5\%$) и относятся к умереннощелочному типу с варьирующими, но повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.0\text{--}9.45\%$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.76\text{--}1.22$). Они характеризуются низкой и умеренной глиноземистостью, агапайностью и железистостью ($\text{A}/\text{CNK} = 0.80\text{--}0.95$, $\text{NK}/\text{A} = 0.66\text{--}0.75$, $f = 0.60\text{--}0.77$). На диаграмме “ $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ ” точки их состава находятся преимущественно в поле пород шошонитовой серии, а на диаграмме “ $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--}\text{SiO}_2$ ” – в поле щелочных пород. Мелкозернистые габброиды из магматических включений и лампрофиры ($\text{SiO}_2 = 51\%$ и $55.6\text{--}56.1\%$ соответственно) также принадлежат к умереннощелочному типу и относятся к шошонитовой серии.

Гранитоиды копринского типа обладают невысокими или умеренными содержаниями большинства элементов-примесей за исключением Ba (1310–2050 мкг/г) и Sr (1170–1670 мкг/г). Спайдерграммы, нормированные к примитивной мантии, демонстрируют отчетливые положительные аномалии Ba, K и Sr, “глубокие” отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti и менее выраженные отрицательные аномалии R. Характерно также некоторое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb до 0.6–1.9 мкг/г, Lu до 0.11–0.24 мкг/г и Y до 12–23 мкг/г). Распределение REE в гранитоидах фракционированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 27\text{--}63$) с примерно близким уровнем фракционирования LREE и HREE ($[\text{La}/\text{Sm}]_n = 3.7\text{--}4.4$ и $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 3.5\text{--}8.3$). Характерен также вогнутый рисунок спектра в области HREE. Eu-аномалия либо отсутствует, либо имеет слабо отрицательный характер ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.73\text{--}1.08$). Крайне низкие Rb/Sr-отношения в рассматриваемых гранитоидах (0.03–0.07) свидетельствуют о низком уровне

их дифференцированности. Содержания V, Cr, Co и Ni в основных породах из включений в гранитоидах и лампрофирах сопоставимы с таковыми во внутриплитных толеитах и траппах (см. [4]).

Характерной особенностью как гранитоидов, так и ассоциирующих базитов, являются достаточно высокие значения La/Yb- и Sr/Y-отношений (38–93 и 50–115), сближающие эти породы с адакитами. На классификационных диаграммах С.Д. Великославинского и соавт. [5] рассматриваемые гранитоиды лежат в поле адакитов поскользочного типа. По составу они ближе всего к раннемеловым гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна и амуджиканского комплекса Западно-Станового супертеррейна (см. [6, 7]).

U–Pb (ID-TIMS)-геохронологические исследования выполнены для двух небольших массивов копринского типа. Места отбора проб показаны на рис. 1 а.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [8]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan” MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использован изотопный индикатор $^{202}\text{Pb}\text{--}^{235}\text{U}$. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [9] и “ISOPLOT” [10]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [11]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [12]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Акцессорный циркон, выделенный из кварцевого монцонита (проба А-142), образует прозрачные идиоморфные и субидиоморфные призматические и игольчатые кристаллы желтого цвета, размер которых изменяется от 50 до 150 мкм ($K_{\text{уд.}} = 2.1\text{--}4.1$). Основными элементами огранки этих кристаллов являются призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {101} (рис. 2, I–V). Для циркона игольчатого облика характерна “тонкая” магматическая зональность (рис. 2, VI–VIII). В призматических кристаллах циркона обнаружены лишь

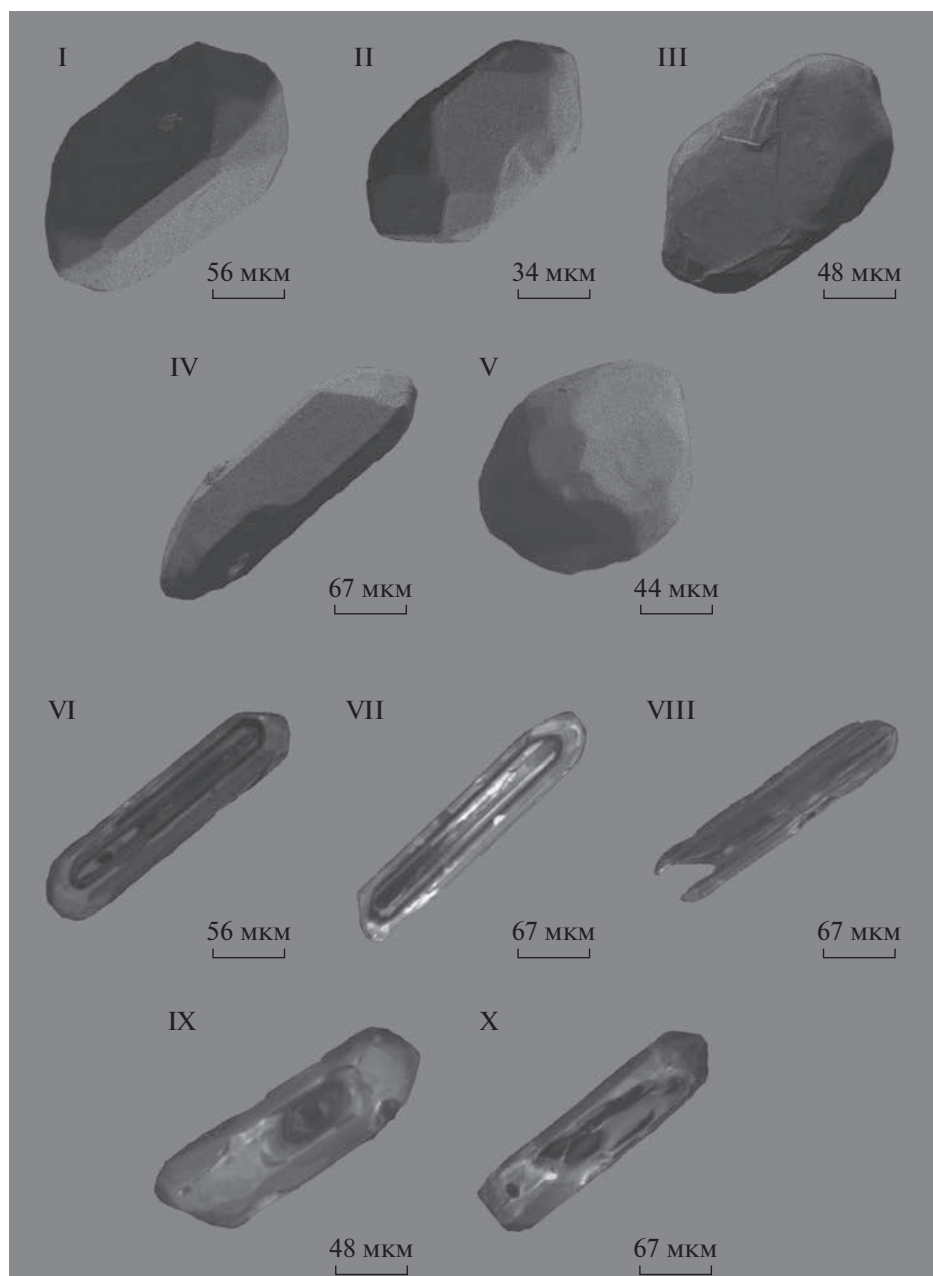


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы А-142, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–V – в режиме вторичных электронов; VI–X – в режиме катодолуминесценции.

фрагменты зональности, а также реликты унаследованных ядер (рис. 2, IX).

U–Pb-геохронологические исследования проведены для игольчатых и призматических кристаллов циркона из размерных фракций 50–85 и 85–100 мкм. Как видно из табл. 1 и на рис. 3, циркон игольчатого облика (№ 2 и 3) имеет конкордантный возраст 127 ± 1 млн лет (СКВО = 0.28, вероятность – 0.60), в то время как циркон призматического облика (№ 1) демонстрирует возрастную дискордантность, обусловленную при-

сутствием унаследованной компоненты древнего свинца. Возраст, определяемый нижним пересечением дискордии, рассчитанной для трех микронавесок циркона, с конкордией (рис. 3) составляет 127 ± 1 млн лет (СКВО = 1.7, верхнее пересечение – 2708 ± 57 млн лет). В качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона мы принимаем величину конкордантного возраста 127 ± 1 млн лет.

Акцессорный циркон из кварцевого монцодиорита (проба А-148) представлен прозрачны-

Таблица 1. Результаты U–Pb–геохронологических исследований циркона из гранитоидов копринского типа

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho ^б	Возраст, млн лет			
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U						
Кварцевый монцитит (проба А-142)															
1	85—100, 23 зер., призм.	0.21	5.67	198	502	0.0685 ± 3	0.2931 ± 1	0.2184 ± 12	0.0231 ± 1	0.64	201 ± 1	147 ± 1	884 ± 9	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
2	85—100, 50 зер., иг.	0.38	3.74	151	465	0.0484 ± 3	0.3040 ± 1	0.1330 ± 9	0.0199 ± 1	0.48	127 ± 1	127 ± 1	120 ± 13		
3	50—85, 8 зер., иг.	—*	U/Pb = 28.49		115	0.0487 ± 6	0.3283 ± 1	0.1332 ± 17	0.0198 ± 1	0.43	127 ± 2	127 ± 1	131 ± 27		
Кварцевый монцитиорит (проба А-148)															
4	85—100, 40 зер.	0.53	6.27	215	325	0.0595 ± 2	0.3504 ± 1	0.1720 ± 6	0.0210 ± 1	0.46	161 ± 1	134 ± 1	584 ± 6		
5	50—85, 11 зер.	—*	U/Pb = 23.41		83	0.0516 ± 16	0.3585 ± 1	0.1432 ± 46	0.0201 ± 70	0.37	136 ± 4	129 ± 1	266 ± 70		
6	50—85, 10 зер.	—*	U/Pb = 39.36		519	0.0486 ± 3	0.3702 ± 1	0.1318 ± 9	0.0197 ± 1	0.63	126 ± 1	126 ± 1	126 ± 12		

Примечание. ^а – изотопные отношения, скорректированные на холостой опыт и обычный свинец; 23 зер. – количество зерен циркона в навеске; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

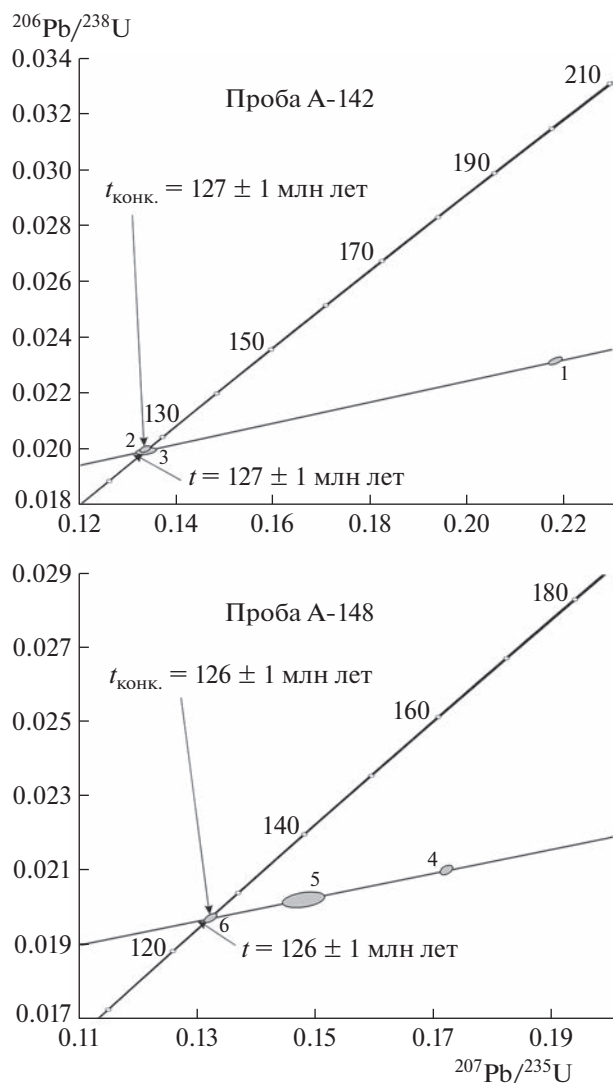


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из проб А-142 и А-148. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ми, полупрозрачными, реже метамиктизированными идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами желтой окраски. Форма кристаллов определяется сочетанием призмы {100} и дипирамид {101}, {111}, {201} (рис. 4, I–IV). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм ($K_{уд.} = 1.5–3.0$). Они обладают хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 4, V–XII). В некоторых зернах циркона присутствуют унаследованные ядра (рис. 4, VIII, X).

В ходе U–Pb-геохронологических исследований проанализированы три микронавески циркона (10–40 зерен) из размерных фракций 50–85 и 85–100 мкм. Как видно на диаграмме с конкордией (рис. 3), точки изотопного состава циркона № 4–6 располагаются на дискордии, ниже пе-

ресечение которой с конкордией отвечает возрасту 126 ± 1 млн лет (СКВО = 0.062, верхнее пересечение – 2950 ± 150 млн лет). Наиболее “чистые” десять зерен циркона из размерной фракции 50–85 мкм (№ 6), характеризуются конкордантным возрастом 126 ± 1 млн лет (СКВО = 0.01, вероятность – 0.92), который можно использовать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации изученного циркона.

Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 в период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ для однородного хондритового резервуара (CHUR) по [13] и деплетированной мантии (DM) по [14] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Sm–Nd-изотопно-геохимические результаты исследования гранитоидов копринского типа (табл. 2) свидетельствуют о том, что они имеют сравнительно малорадиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.0 \dots -9.0$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2–1.4$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.5–1.7$ млрд лет), указывающий на существенно коровый источник этих пород, образованный скорее всего в результате смешения раннедокембрийского и более молодого фанерозойского или неопротерозойского компонента. Сравнение их по изотопному составу Nd с близкими по возрасту и составу гранитоидами Западно-Станового супертеррейна ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.1 \dots -11.3$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2–1.4$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.5–1.9$ млрд лет; неопубликованные данные авторов) и Джугджуро-Станового супертеррейна ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -11.9 \dots -16.7$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.5–1.9$ млрд лет, $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.8–2.3$ млрд лет; неопубликованные данные авторов) демонстрирует наибольшее сходство их по изотопному составу Nd с гранитоидами Западно-Станового супертеррейна.

Полученные данные свидетельствуют о том, что гранитоиды копринского типа по возрасту и составу близки к гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (122–127 млн лет [15]) и гранитоидам амуджиканского комплекса Западно-Станового супертеррейна (130 млн лет [7, 16]), входящими в состав позднемезозойского постколлизийного

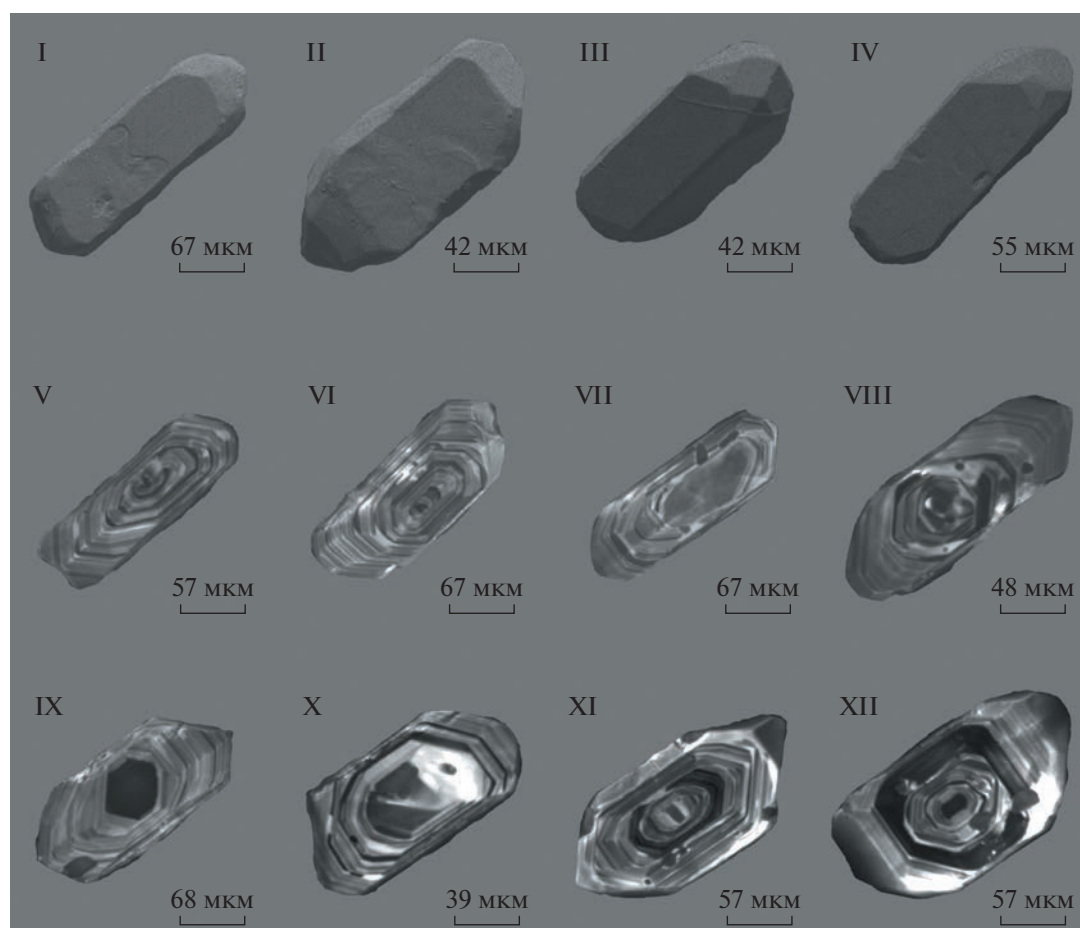


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы А-148, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–XII – в режиме катодолуминесценции.

Станового вулcano-плутонического пояса. Этот пояс протягивается в субширотном направлении от Охотского моря на запад вглубь континента субпараллельно Монголо-Охотской сутурной зоне более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов [15]. Другими словами, они могут рассматриваться в составе Станового вулканоплутонического пояса. Однако структурная позиция массивов гранитоидов копринского типа дает все основания полагать, что их становление происходило во время окончательной “стабилизации” Джелтулакского структурного шва и

тем самым фиксирует верхнюю возрастную границу его формирования.

Сходство по изотопному составу Nd гранитоидов копринского типа с близкими по составу и возрасту гранитоидами Западно-Станового супертеррейна указывает скорее всего на сходство или идентичность их источников. Учитывая локализацию некоторых тел гранитоидов копринского типа также и в краевой части Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1 а), можно полагать, что Джелтулакская шовная зона “погружается” в северо-восточном направлении под структуры Джугджуро-Станового супертеррейна. Это находится в полном соответствии с совре-

Таблица 2. Sm–Nd-изотопные данные для гранитоидов копринского типа

№ обр.	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{C})$, млн лет
А-142	127	9.22	56.1	0.0994	0.512095 ± 7	–9.0	1410	1691
А-148	126	10.27	63.6	0.0976	0.512193 ± 4	–7.1	1260	1530

менными представлениями об особенностях глубинного строения области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит [17].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского Научного Фонда (проект № 22-27-00191) и в рамках госзадания ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия), Лист N-(50), 51. Сковородино. Объяснительная записка. Л., 1990. 110 с.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ван К.-Л., Джан Б.-М., Чан С.-Л. Мезозойский возраст гилуиского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации в масштабе 1:1000000 (третье поколение). Лист N-51, Сковородино. Серия Дальневосточная. (М-51). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.
4. Farmer G.L. Continental Basaltic Rocks. The Crust. // Treatise on Geochemistry. Eds. Holland H.D., Turekian K.K., Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. V. 3. P. 85–121.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264.
6. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Монография. Часть I. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. 188 с.
7. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В. Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 772–788.
8. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
9. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
10. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
11. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
12. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
13. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
14. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–65.
15. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинского-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.
16. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. / Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии 5-7 июня 2018 г., Москва: ИГЕМ РАН, 2018. С. 180–182.
17. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Г. Модели глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3–20.

AGE AND TECTONIC SETTING OF THE KOPRI-TYPE GRANITOIDS OF THE JUNCTION ZONE OF THE DZHUGDZHUR-STANOVY AND WEST-STANOVY SUPERTERRANES OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

A. M. Larin^{a, #}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a, S. D. Velikoslavinskii^a, V. P. Kovach^a, T. M. Skovitina^b, A. A. Ivanova^a, Yu. V. Plotkina^a, and N. Yu. Zagornaya^a

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

^bInstitute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

[#]E-mail: larin7250@mail.ru

Geochemical, geochronological (U-Pb on ID TIMS zircons), and isotope-geochemical (Sm-Nd) studies of the Kopri-type granitoids of the Tukuringra Complex have been done. The granitoids localized exclusively in the zone of the Dzheltulak suture, which separates the Dzhugdzhur-Stanovoy and West Stanovoy superter-

ranes of the Central Asian fold belt. It has been established that they can be classified as postcollision granitoids of elevated alkalinity and basicity of the adakite type, formed in the age range of 127 ± 1 – 126 ± 1 Ma, which are part of the Late Mesozoic postcollision Stanovoy volcano-plutonic belt extending in the sublatitudinal direction from the Sea of Okhotsk inland continent subparallel to the Mongolo-Okhotsk suture zone for more than 1000 km and stitching the Dzhugdzhur-Stanovoy and West-Stanovoy superterrane. The structural position of massifs of the Kopri-type granitoids fixes the upper age boundary of the formation of the Dzheltulak suture. The formation of the initial magmas of these granitoids is connected with an essentially lithospheric source formed as a result of mixing of the Early Precambrian and younger, apparently, Phanerozoic component. The similarity in the Nd isotopic composition of the granitoids of the Kopri-type with similar in composition and age granitoids of the West Stanovoy superterrane most likely indicates the similarity of their sources, as well as the fact that the Dzheltulak suture zone “plunges” in the northeast direction under the structures of the Dzhugdzhur–Stanovoy superterrane. This is in full accordance with modern ideas about the features of the deep structure of the junction of the Eurasian and Amur lithospheric plates.

Keywords: granitoids, Central Asia fold belt, postcollision tectonic setting, isotopic geochemistry, geochronology, petrogenesis

УДК [551.4+552.5]:[550.834](268.9)

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРОТЯЖЕННЫХ СЕГМЕНТОВ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

© 2023 г. А. Л. Пискарев^{1,2,*}, академик РАН В. Д. Каминский¹,
В. А. Поселов¹, А. А. Киреев¹, В. А. Савин¹, О. Е. Смирнов¹,
Д. В. Безумов¹, Г. И. Ованесян¹, Д. В. Элькина¹

Поступило 02.11.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принято к публикации 08.11.2022 г.

Выполненные в 2019–2020 гг. исследования хребта Гаккеля на НЭС “Академик Федоров”, включавшие съемку с профилографом и сейсмоакустические исследования, а также полученные в 2011–2015 гг. сейсмические данные, позволяют подразделить рифтовую долину хребта Гаккеля на три сегмента. К западу от 75° в.д. рифтовая долина проходит примерно посередине хребта Гаккеля, как это и должно быть в предположении, что она проходит вдоль оси спрединга, образовавшего этот хребет. Восточнее 75° в.д. рифтовая долина смещена к юго-западному краю хребта, что приводит к выводу о сравнительно недавнем (плиоценовом) перескоке оси спрединга в современное положение. Наконец, к югу от кальдеры Гаккеля (около 120° в.д., 81° с.ш.) рифтовая долина предстает на разрезах как молодой грабен в многокилометровой толще осадков.

Ключевые слова: Хребет Гаккеля, сейсмоакустика, рифтовая долина, осадочный чехол, спрединг, тектоника

DOI: 10.31857/S2686739722602526, **EDN:** TNHRAW

Хребет Гаккеля в геоморфологическом отношении представляет собой протяженное линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом. На всем протяжении (1800 км) хребет окружен абиссальными равнинами, а в прилаптевоморской части контактирует с подъемом (рис. 1).

Хребет Гаккеля занимает особое место в глобальной системе срединно-океанических хребтов, имея самую медленную скорость разрастания. Современная скорость спрединга варьирует, по одним оценкам, от 12.8 мм/год вблизи Гренландии до 6.5 мм/год вблизи сибирской континентальной окраины [1], по другим — составляет 4–6 мм/год, уменьшаясь по направлению к востоку, а в раннем миоцене снижалась до 3–5 мм/год [2, 3]. Другой отличительной особенностью хребта Гаккеля является присутствие крупных вулканических структур, которое было обнаружено в западной части хребта Гаккеля во время экспедиции AMORE 2001 [3, 4].

Уникальная особенность сверхмедленных хребтов — амагматические рифты, обнажающие мантийный перидотит (дополненный выходами базальтов и габбро) непосредственно на морском дне, на хребте Гаккеля выражена столь ярко, что было предложено отнести его к новому (четвертому) типу границ плит [5, 6].

Недавними геохимическими исследованиями обнаружено, что породы морского дна в западной части хребта Гаккеля имеют геохимические признаки раннемеловой зоны палео-субдукции [7]. Результатом другого цикла геохимических и палеотектонических исследований явился вывод, что формирование хребта Гаккеля связывается с начальной рифтовой стадией тектогенеза, без значительного раздвига дна Евразийского бассейна [8]. На сложность истории формирования Евразийского бассейна и хребта Гаккеля указывают также асимметрия рельефа дна и фундаментально-глубоководных котловин, отсутствие упорядоченности в пространственном распределении и мощностях отдельных слоев осадочных пород, асимметричное и несогласное относительно простирания хребта Гаккеля положение градиентных зон гравитационных и магнитных аномалий [2, 3].

В ходе экспедиционных работ 2019 и 2020 г. на судне “Академик Федоров” в сопровождении атомных ледоколов ФГУП “АТОМФЛОТ” выполнено 15 пересечений хребта Гаккеля и его

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение “Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга” (ФГБУ “ВНИИОкеангеология”), Санкт-Петербург, Россия

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

*E-mail: apiskarev@gmail.com

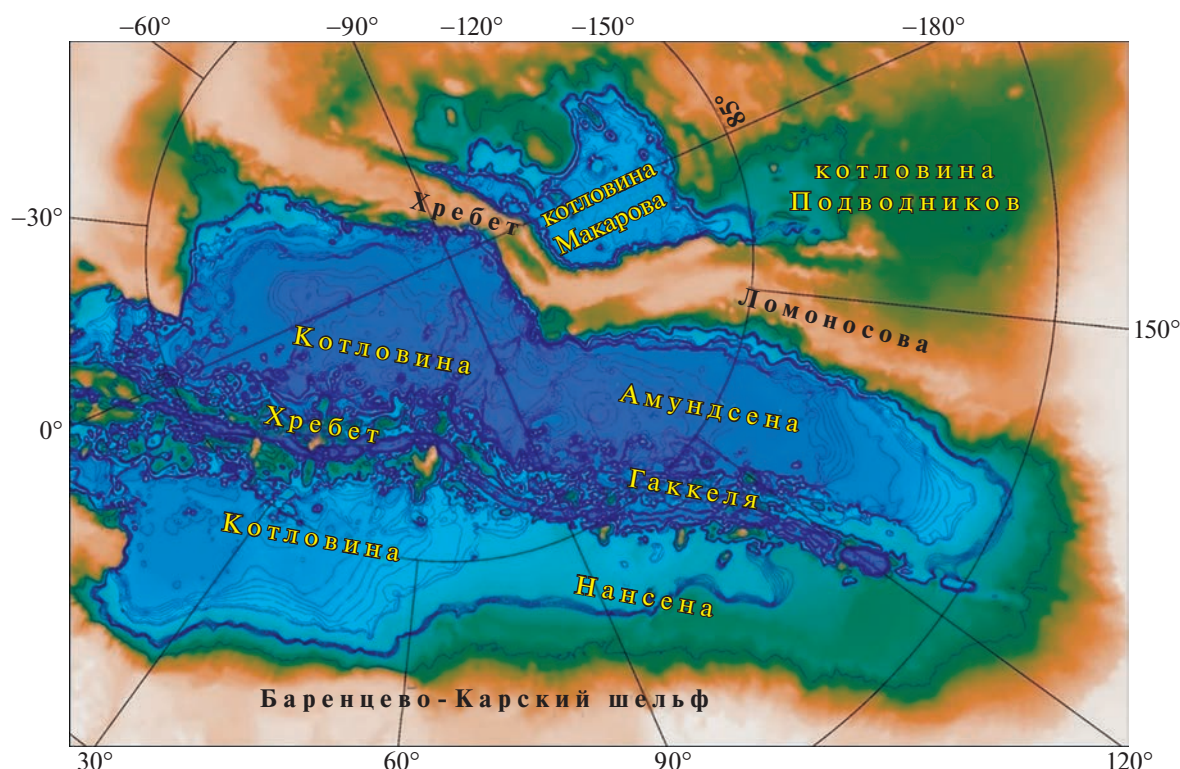


Рис. 1. Батиметрическая карта Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

рифтовой долины с использованием профилографа и сейсмоакустического профилирования. Использовался глубоководный параметрический профилограф TOPAS PS18 (Kongsberg), входивший в состав навигационно-гидрографического комплекса на базе многолучевого эхолота EM122. Для обеспечения оптимальной глубины проникновения, высокой разрешающей способности и наилучшего соотношения сигнал/шум, сбор данных осуществлялся в режиме “CHIRP”-импульс с линейной частотной модуляцией и диапазоном частот от 2 до 6 кГц, длина импульса 10 или 20 мкс. Непрерывное сейсмоакустическое профилирование проводилось с буксируемыми за бортными устройствами, включавшими электроискровой источник “Спаркер” с центральной частотой излучения в диапазоне 200–300 Гц и многоканальную аналоговую сейсмокошу Split-MultiSeis Streamer с количеством каналов от 16 до 24 и шагом между каналами — 2 м. Регистрация проводилась на сеймостанции SplitMultiSeis Station Betta и SplitMultiSeis Station 24bit с 16 и 24-разрядными АЦП соответственно.

В то же время на основе вновь составленной во ВНИИОкеангеология базы батиметрических данных, дополняющих мировую базу данных ИВСАО-4, появилась возможность построения более детальной карты уклонов морского дна Евразийского бассейна. Разрезы рельефа дна

хребта Гаккеля и данные профилографа и сейсмоакустики о распространении осадочных толщ, полученные в ходе экспедиций 2019–2020 гг., в ряде случаев совмещены с полученными ранее сейсмическими данными и дополнены профилем 2015-1В, полученным в Мурманской Арктической геолого-геофизической экспедицией в южной части Евразийского бассейна. Новые данные вкпе с результатами сейсмических исследований 2011–2015 гг. позволили более полно выявить особенности морфологии различных участков хребта и его рифтовой долины.

Величина уклонов рельефа дна и сейсмические данные отражают подразделение хребта Гаккеля и его рифтовой долины на три сегмента. В западной части, западнее 75° в.д., ширина хребта составляет 180–210 км. Рифтовая долина проходит примерно посередине хребта Гаккеля. Рельеф хребта выглядит сильно расчлененным. В глубокой, с врезом более 1.5 км, рифтовой долине осадки отсутствуют, а осадочные толщи мощностью в первые десятки метров появляются лишь на значительном удалении от рифтовой долины (рис. 2).

Восточнее 75° в.д. рифтовая долина смещена к юго-западной окраине хребта. Площадь дна океана с пологими склонами увеличивается, занимая более половины всей площади этого сегмента хребта Гаккеля, ширина которого колеблется в

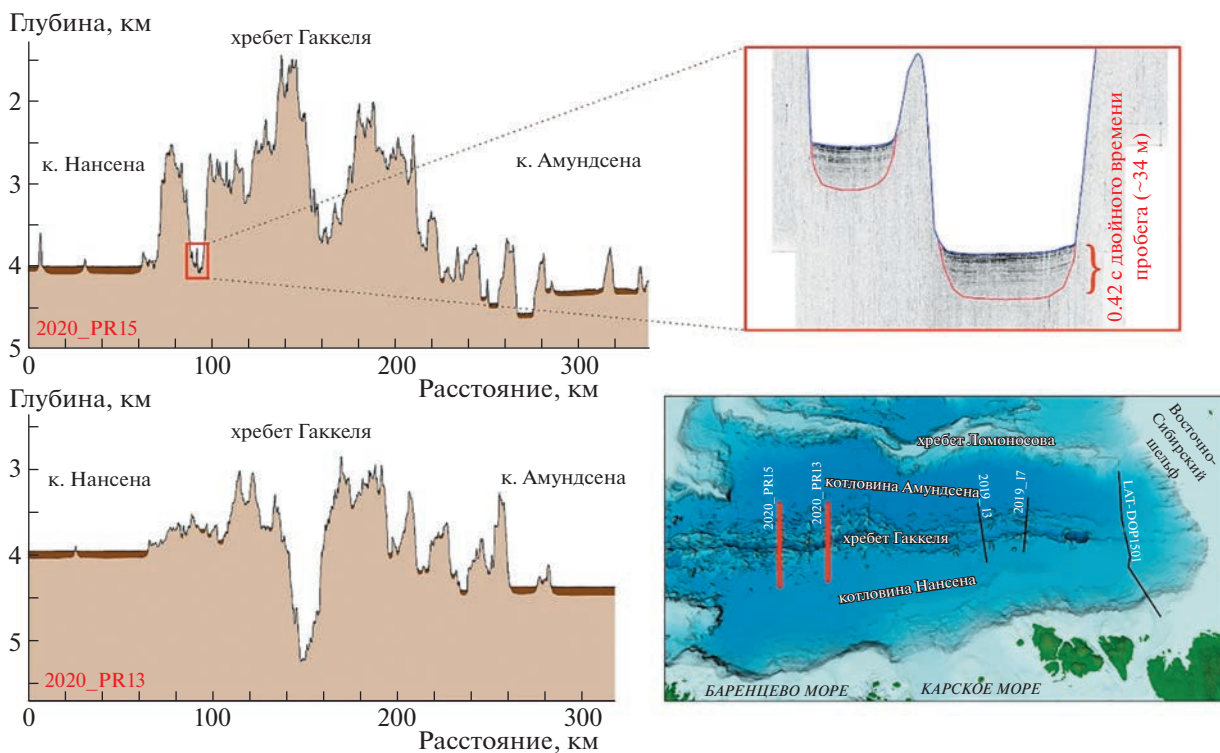


Рис. 2. Разрезы, полученные с профилографом в западной части хребта Гаккеля (на рисунке профили 2020_PR15 и 2020_PR13).

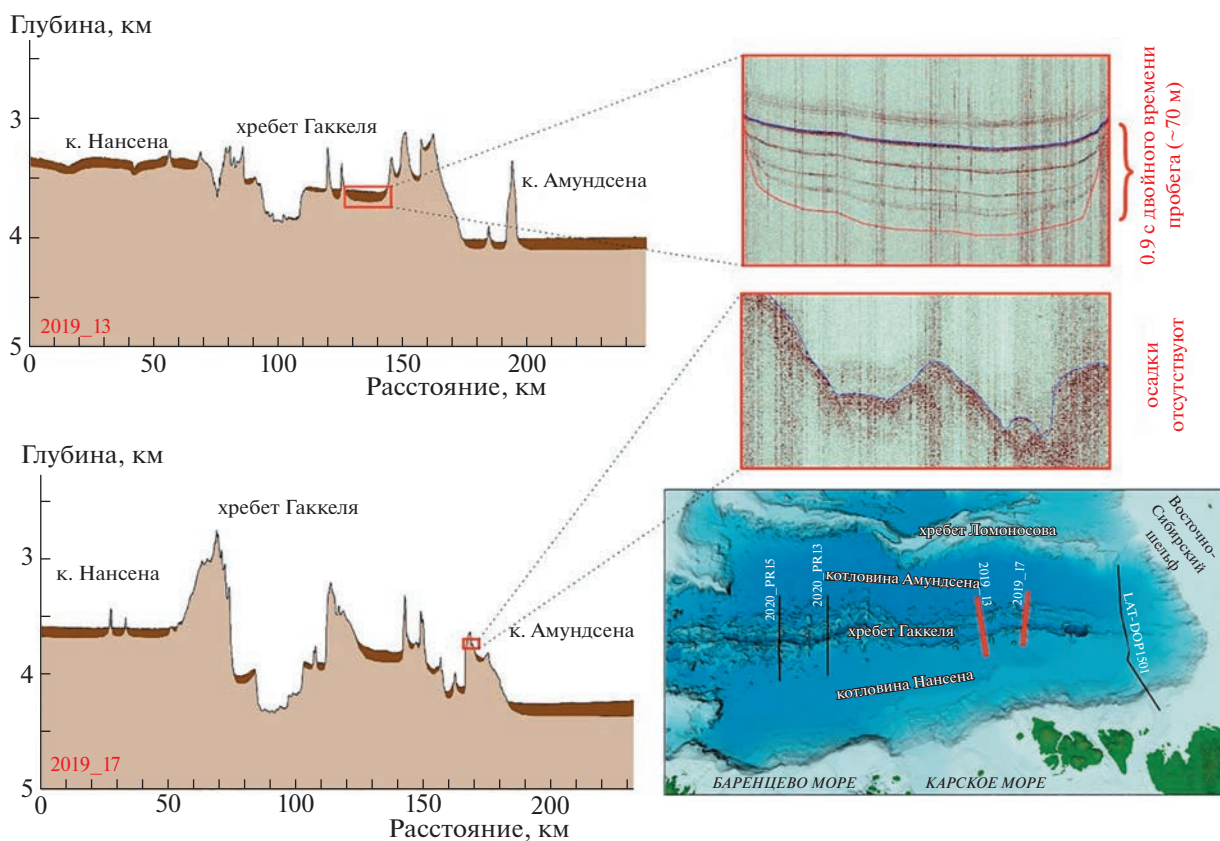


Рис. 3. Разрезы (профили 2019_13 и 2019_17), полученные с профилографом в восточной части хребта Гаккеля.

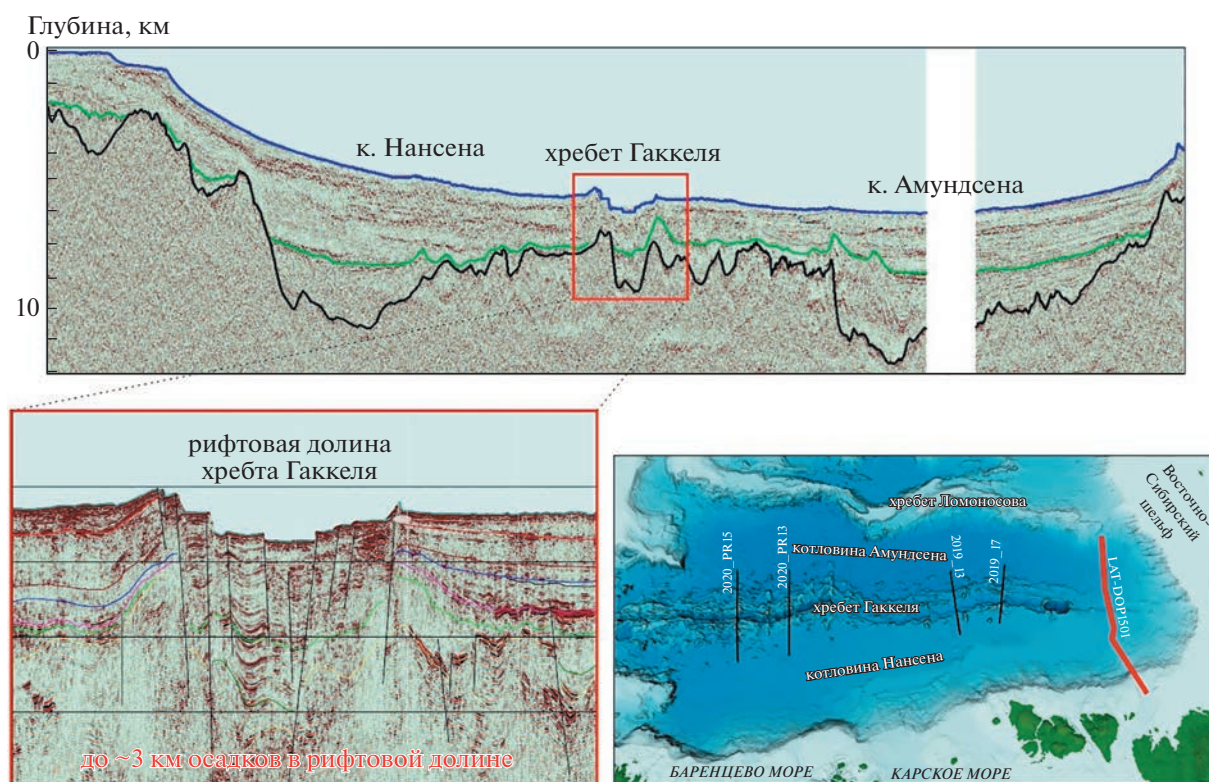


Рис. 4. Строение осадочной толщи вдоль профиля 2015_1В в южной части Евразийского бассейна и фрагмент верхней части разреза под рифтовой долиной хребта Гаккеля. Черная линия – акустический фундамент, зеленая – предполагаемая подошва отложений Кайнозоя [2, 3].

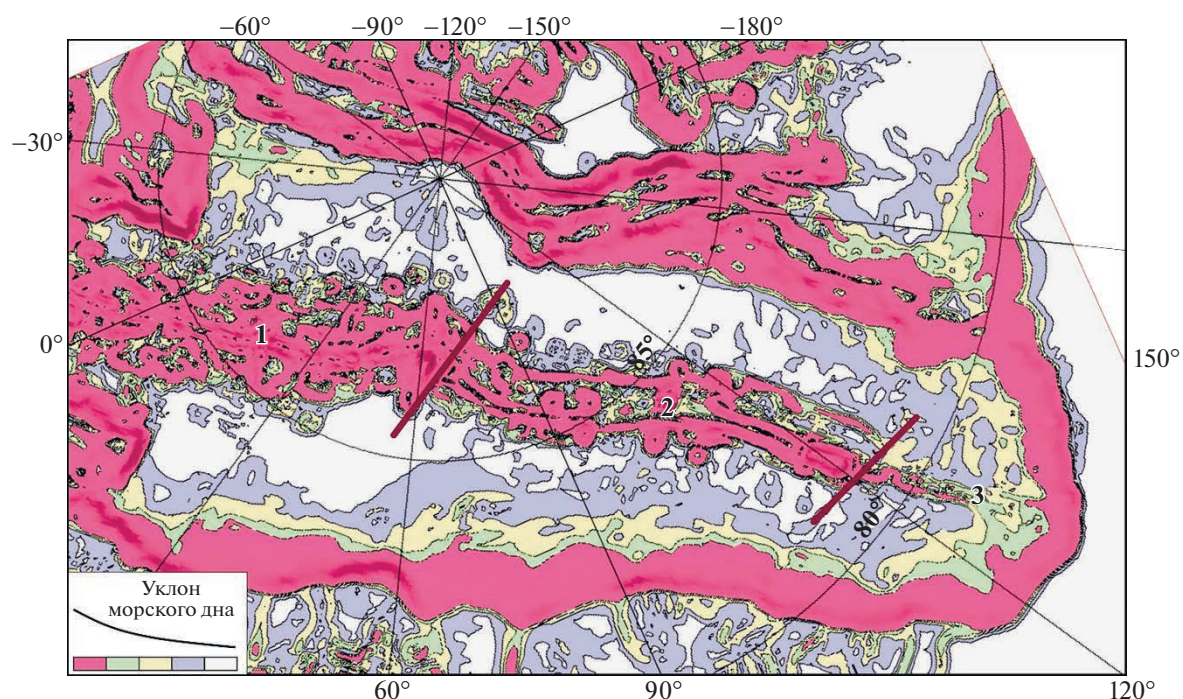


Рис. 5. Три сегмента хребта Гаккеля (1 – западный, 2 – восточный, 3 – южный), различия в строении которых иллюстрируются картой уклонов морского дна.

пределах 105–130 км. Величина вреза рифтовой долины находится в диапазоне 0.5–1.0 км, а наличие осадочных толщ мощностью более 70 м зафиксировано на различных участках профилей, включая и рифтовую долину (рис. 3). По сейсмическим данным [2], осадочные толщи также фиксируются на протяженных участках профилей, и местами их мощность достигает более 1 км.

Наконец, резкое изменение характера рифтовой долины до грабена глубиной несколько сотен метров происходит южнее гигантской кальдеры, расположенной на продолжении хребта Гаккеля. Грабен продолжается до границы шельфа моря Лаптевых. Разломы, образующие борта грабена, прослеживаются вглубь мощной (до 4–5 км) осадочной толщи, и, по имеющимся данным, нижние слои сложены позднемезозойскими отложениями (рис. 4).

Размер (80 × 45 км) кальдеры, размещенной на хребте Гаккеля вблизи точки с координатами 120° в.д., 81° с.ш., относит ее к категории супервулканов с высшим индексом вулканической взрывоопасности (8). Вероятно, это было мощнейшее извержение вулкана, оставившее значительные следы в топографии и осадконакоплении Северного Ледовитого океана [9]. По-видимому, именно это извержение повлияло на недавнюю (плейстоценовую) перестройку спрединга восточной части Евразийского бассейна, вызвав скачок оси спрединга хребта Гаккеля, в результате чего его рифтовая долина и эпицентры землетрясений расположены на его юго-западном фланге.

Карта уклонов морского дна Евразийского бассейна (рис. 5) наглядно отображает изменение характера рельефа хребта Гаккеля и его рифтовой долины на всем его протяжении.

На карте отчетливо видно подразделение хребта Гаккеля на три различных сегмента, резко различающихся по строению и, очевидно, и по истории формирования. Западная часть представляет собой классический медленно-спрединговый срединно-океанический хребет. Строение восточного сегмента хребта Гаккеля позволяет

предположить его формирование как результат нескольких фаз спрединга, с последним скачком оси, имевшим место в плиоцене и вызванным образованием супервулкана на месте кальдеры. А в районе южного сегмента хребта Гаккеля рифтовая долина переходит в грабен, образование которого инициировано, вероятно, тем же плиоценовым супервулканом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. P. 1153–1173.
2. Арктический бассейн (геология и морфология). Ред. В.Д. Каминский. СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
3. Geologic structures of the Arctic Basin. Ed. Alexey Piskarev, Victor Poselov, Valery Kaminsky. Springer, 2019. 375 p.
4. Thiede J. and the Shipboard Scientific Party. Polarstern Arctic XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition). Alfred Wegener Institute. 2002. V. 421. P. 297.
5. Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 168. P. 983–998.
6. Snow J.E., Edmonds H.N. Ultraslow-spreading ridges. Rapid paradigm changes // *Oceanography*. 2007. V. 20. № 1. P. 90–101.
7. Sohn R.A., Willis C., Humphris S., et al. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2008. V. 453. P. 1236–1238.
8. Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobson Y., Capitanio F.A., Dick H.J.B., Cawood P.A. An Early Cretaceous subduction-modified mantle underneath the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Science Advances*. 2020. V 6. Issue 44. 29 p.
9. Кременецкий А.А., Пилицын А.Г., Веремеева Л.И., Морозов А.Ф., Петров О.В., Петров Е.И. Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики // *Региональная геология и металлогения*. 2020. № 83. С. 14–32.
10. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // *Nature Sci. Rep.* 2017. V. 7. P. 1–8.

MORPHOLOGY AND SEDIMENTARY COVER STRUCTURE OF THE GAKKEL RIDGE'S LONG SEGMENTS

A. L. Piskarev^{a,b,#}, Academician of the RAS V. D. Kaminsky^a, V. A. Poselov^a, A. A. Kireev^a, V. A. Savin^a, O. E. Smirnov^a, D. V. Bezumov^a, G. I. Ovanessian^a, and D. V. Elkina^a

^aRussian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Academician I.S. Gramberg (FSBI "VNIIOkeanogeologia"), St. Petersburg, Russian Federation

^bSt. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: apiskarev@gmail.com

The rift valley of the Gakkel Ridge was divided into three segments according to the sub-bottom profiling and seismoacoustic studies, carried out by R/V "Akademik Fedorov" at the Gakkel Ridge in 2019–2020, and

on seismic data of 2011–2015. West of 75° E, the rift valley crosses the Gakkel Ridge approximately in the middle, as it was expected based on the assumption that the rift valley runs along the spreading axis that formed this ridge. East of 75° E the rift valley shifts to the southwestern edge of the ridge and, thus, it can be concluded that the spreading axis jumped to its present position relatively recently (in the Pliocene). Finally, to the south of the Gakkel caldera (about 120° E, 81° N), the rift valley is manifested itself in the sections as a young graben in many kilometers of sediments.

Keywords: Gakkel Ridge, seismoacoustics, rift valley, sedimentary cover, spreading, tectonics

УДК 552.11;552.16;551.25550.4

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФРИКЦИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАПСАММИТОВ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОДВИЖКАХ (НА ПРИМЕРЕ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ ПРИЛАДОЖЬЯ)

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов^{1,*}, М. А. Матвеев¹, С. Г. Скублов^{2,3},
А. И. Смульская¹, Е. Н. Терехов⁴, А. С. Ларьков¹

Поступило 24.10.2022 г.

После доработки 17.11.2022 г.

Принято к публикации 21.11.2022 г.

На основе анализов геохимии тектонических псевдотаксилитов и вмещающих их пород рассмотрены особенности перераспределения главных, редких и редкоземельных элементов в процессе сейсмогенного фрикционного плавления метатерригенных пород аркозового типа из трех разнотемпературных зон регионального метаморфизма (зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая) Северного Приладожья. Выявлены разнонаправленные тренды в изменениях содержаний оксидов главных элементов в триаде протолит–бластокатаклазит–псевдотаксилит, но при этом установлено однонаправленное повышение основности фрикционного расплава в сравнении с протолитом. Рассмотрены геохимические свидетельства частичного избирательного плавления исходных пород. Показаны особенности фракционирования редких и редкоземельных элементов при переходе в расплав протолитового материала, а также при последующей его частичной раскристаллизации. Отмечено проявление пика повышенных содержаний европия относительно протолита в расплавленном матриксе всех трех точек опробования. По изменениям концентраций этих элементов в зонах генерации псевдотаксилитового субстрата, в участках его перемещения и нагнетания даны оценки их дифференциальной мобильности при фрикционном плавлении в зоне динамической подвижки.

Ключевые слова: псевдотаксилиты, бластокатаклазиты, фрикционное плавление, сейсмическая подвижка, геохимия, главные, редкие, редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S2686739722700086, **EDN:** THKFVM

Особенности процессов структурно-вещественного и минерально-фазового преобразования горных пород, происходящих на фоне и с участием тектонических деформаций, включают несколько взаимосвязанных аспектов: влияние стресса на термодинамические параметры метаморфизма [1], его воздействие на кинетику синдеформационных реакций, на их трибохимический характер, на реологию и геомеханические свойства пород [2]. Все эти особенности наиболее ярко бывают проявлены в зонах локализованных деформаций и разломов, включая сейсмогенные,

где такие процессы быстротечно реализуются в условиях повышенных температур, давлений, стресса, скоростей динамических подвижек и с участием флюидного компонента. Одним из важных аспектов такого рода преобразований является фрикционное плавление геоматериала, которое, как показывают натурные наблюдения и эксперименты [3, 4], происходит только при достижении сейсмических скоростей смещения по разлому, т.е. около или более 1 м/сек, и после значительного механического дробления пород. Конечным продуктом таких преобразований являются тектонические псевдотаксилиты (ПСТ) — афанитовый, часто стекловатый материал с переменной долей обломков минералов и микрофрагментов протолита, преимущественно инъекционно-жильных форм обособления, пространственно и генетически связанных с разломными тектонитами (милониты, катаклазиты, глинки трения, брекчии). Вопросы генезиса и условий формирования ПСТ являются предметом рассмотрения специалистами самых разных дисциплин — геологов, петрологов, геохимиков, сейсмологов, геомехаников, т.е., по сути, представляют проблему

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

²Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Санкт-Петербургский горный университет,
Санкт-Петербург, Россия

⁴Геологический институт Российской академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: frost@ifz.ru

междисциплинарных исследований в науках о Земле.

При изучении ПСТ, связанных с зонами палеоземлетрясений в комплексах самого разного возраста и геоструктурного положения, нами уже были кратко освещены некоторые аспекты их генезиса и морфоструктурных разновидностей, петрогенеза, геодинамических и геомеханических условий формирования [5–8]. Было показано, что, помимо интенсивного механического дробления геоматериала, важнейшую роль в их образовании играют процессы связанного с ним фрикционного селективного плавления минеральных фаз субстрата. В этой связи отдельным, но тесно взаимосвязанным с прочими, направлением исследований ПСТ является геохимическое изучение продуктов плавления породного вещества, включающее ряд вопросов о перераспределении химических элементов при происходящих фазовых превращениях первого рода. Эти вопросы, составляющие цель и задачи настоящей публикации, включают следующие аспекты: какие из главных, редких и редкоземельных элементов вовлекаются в процессы плавления, а какие сохраняются в рестите или выносятся из зоны подвижки; в каких пропорциях перераспределяются те или иные компоненты между протолитом, расплавом и реститом, какие из них участвуют в раскристаллизации расплава; есть ли различие в поведении элементов при селективном плавлении субстрата схожего исходного состава, но разных уровней метаморфизма; наконец, существуют ли значимые отличия составов ПСТ около генерирующих их поверхностей сместителей (ПСТ_{ГП}) и в местах (трещинах) нагнетания перемещенного расплава (ПСТ_{ТН}).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПСТ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИХ МИНЕРАЛЬНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

ПСТ в Приладожье впервые были выявлены, описаны и датированы нами ранее [5, 6] в пределах практически всех зон (от зеленосланцевой до гранулитовой) зонально метаморфизованного, палеопротерозойского ладожского комплекса свекокарелид (1.89–1.75 млрд лет) юго-восточной части Фенноскандии. Их формирование происходило в метатерригенном флишоидном субстрате преимущественно исходно аркозового типа (продукты размыва и переотложения архейских гранито-гнейсов) на посторогенной стадии развития перикратонной окраины Карельского массива в раннем-среднем рифее, в период заложения там Пашско-Ладожского грабена [6], т.е. на спаде или в самом конце тектоно-термальной активности региона. Практически во всех участках

развития ПСТ выявляется их тесная пространственно-генетическая связь с предшествующими им катаклазитами и бластокатаклазитами (БКТ) по слюдыстым сланцам и гнейсам ладожского комплекса, сформированным на орогенной стадии (1.79–1.75 млрд лет). В этой связи аналитические исследования в каждой точке отбора ПСТ охватывали триаду образцов, включая: 1) исходные метапсаммиты (протолит) разной степени метаморфизма, 2) БКТ по ним, частично преобразованные в условиях наложенного зеленосланцевого диафтореза, 3) собственно ПСТ, преимущественно жильно-инъекционных форм обособления. Минерально-фазовый состав образцов триады при некоторых вариациях в каждой из точек опробования, в целом, был близок, в той степени, в какой это возможно при метаморфизме умеренных давлений андалузитового типа исходно схожих толщ чередования метапелитов и метапсаммитов. Наиболее типичный набор минералов протолитов включал, помимо кварца, калиевые и натровые полевые шпаты, филлосиликаты (биотит, мусковит), рудные (магнетит, ильменит, гематит и др.) и акцессории (сфен, циркон, монацит и др.). На стадии диафтореза наиболее широко была проявлена хлоритизация слюд и гидротермальные изменения, выраженные в заполнении трещин кварц-хлорит-калишпатовым агрегатом и ростом порфиробластического хлорита. ПСТ тоже местами подверглись более позднему гидротермальному воздействию в виде локально наложенных на их стекловатый матрикс сетевидных форм преимущественно хлоритовых агрегатов. При этом следует особо отметить, что породы, вмещающие ПСТ в пределах гранулитовой зоны представлены плагио-ортоклазовыми слюдыстыми гнейсами, местами с реликтами гиперстена, и подверглись процессам наложенной гранитизации, в результате чего, либо уже утратили черты флишоидности исходных толщ, хорошо распознаваемые в более низкотемпературных зонах, либо изначально представляли собой огнейсованную интрузивную породу. Характеристика особенностей процессов фрикционного плавления и последовательности селективного плавления разных минералов (сначала мусковит ~650°C, затем биотит ~850°C, в небольших объемах плагиоклаз ~1100–1200°C и калиевый полевой шпат, минимально кварц ~1600°C) и последующей кристаллизации новых минеральных фаз в стекле, с учетом модельных оценок ликвидусных и солидусных температур по программе MELTS, была представлена в специальной публикации [8]. Здесь же мы ограничимся лишь кратким описанием минеральных парагенезисов элементов триады в каждой из трех точек опробования ПСТ в пределах зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой зон метаморфизма (рис. 1).

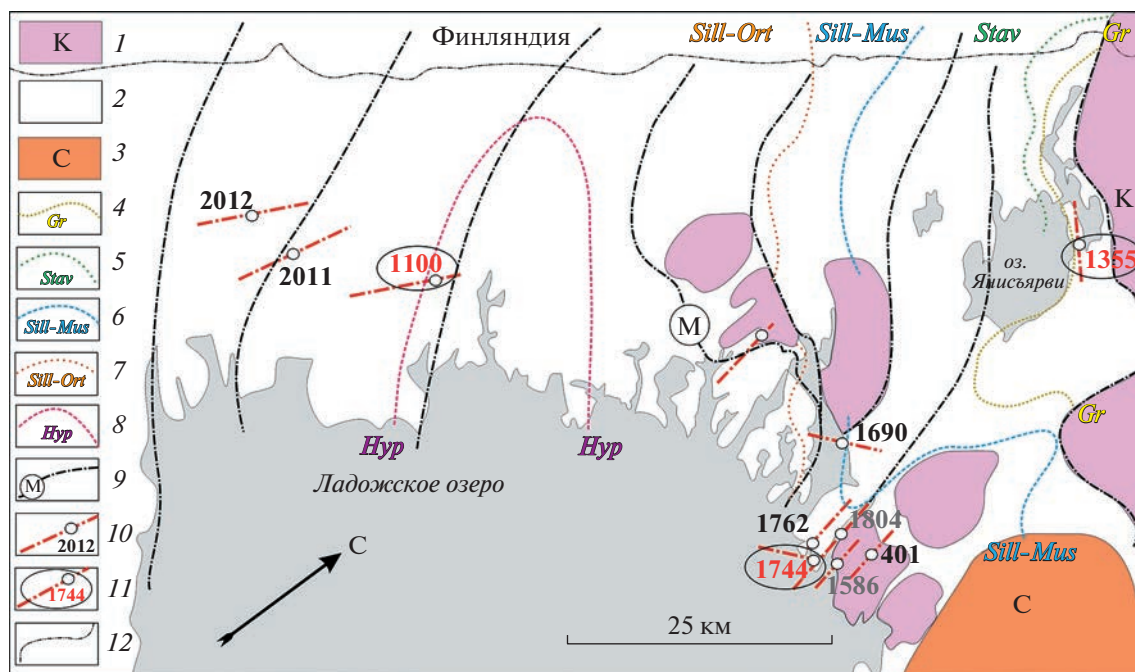


Рис. 1. Схема метаморфической зональности ладожского комплекса с местоположением точек выветривания и опробованных ПСТ [6]. 1 – Карельский массив; 2 – ладожский комплекс; 3 – Салминский массив гранитов-рапакиви; 4–8 – изограды метаморфизма: граната, ставролита, силлиманита-мусковита, силлиманита-ортоклаза; гиперстена, соответственно; 9 – крупнейшие разломы и Мейерский надвиг (М); 10 – разломы с выветриванием ПСТ; 11 – точки геохимического опробования ПСТ, рассматриваемые в статье; 12 – государственная граница с Финляндией.

В низкотемпературной части разреза ладожского комплекса (точка ЛВ-1355) ПСТ-прожилки располагаются в слабо текстурированном металевролитовом субстрате (рис. 2 а, б) с реликтами псаммитовых структур, который по уровню метаморфических преобразований относится к биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и сложен преимущественно ассоциацией биотит-хлорит-мусковит-альбит-кварц. Вместе с тем в смежных объемах встречаются горизонты, обогащенные углеродом, местами с хлоритом, актинолитом и карбонатом, указывающими на контаминацию исходного субстрата вулканогенно-осадочным материалом из близлежащей подстилающей толщи верхнеятулийского комплекса. В этой точке для всех проанализированных разностей ПСТ в качестве протолита для изучения взят только метапсаммит, так как непосредственно в обнажении флишеидная расслоенность выражена слабо и доля метапелитов ничтожна. Помимо метапсаммита (ЛВ-1355/3), нами были опробованы БКТ на экзоконтактах ПСТ прожилков (ЛВ-1355/1-2 и ЛВ-1355/5-2). Сам афанитовый субстрат ПСТ анализировался отдельно (рис. 2 а, б), соответственно, возле генерирующей поверхности (ПСТ_{ГП} = ЛВ-1355/1-1) и в участке нагнетания (в трещине) перемещенного расплавленного материала (ПСТ_{ТН} = ЛВ-1355/5-1). Кроме того, валовый состав ПСТ измерялся, как вместе

с обломками протолита, так и отдельно в объемах между обломками, заполненных раскристаллизованным микролитами расплавом.

В силлиманит-мусковитовой зоне ПСТ (точка ЛВ-1744) пересекают толщу дробного флишеидного чередования метапелитов и метапсаммитов (рис. 2 в), представленных, соответственно, существенно слюдястыми, гранатсодержащими гнейсами (ЛВ-1744–3А) и кварц-полевошпатовыми двуслюдяными метапсаммитами (ЛВ-1744–3Б). Здесь также, помимо субстрата самих ПСТ (рис. 2 г), которые были опробованы на генерирующей поверхности (ЛВ-1744/8-1) и в трещине нагнетания расплава (ЛВ-1744/4-1), для аналитического изучения был отобран материал сопряженных с ними в экзоконтакте БКТ, предшествующих стадий разрывообразования (ЛВ-1744/4-2 и ЛВ-1744/8-2).

В пределах зоны гранулитовой фации (рис. 2 д, е) многочисленные ветвистые прожилки черного стеклоподобного матрикса ПСТ (ЛВ-1100-1) были выявлены в зоне разломных БКТ (В-1100-2), секущих крупнокристаллические двуполевошпатовые слюдястые гнейсы (ЛВ-1100-3А), в некоторых участках с жильными обособлениями крупнозернистого гранитоидного материала (ЛВ-1100-3Б), который по соотношению суммы щелочей и кремнезема близок к субщелочным гранитам.

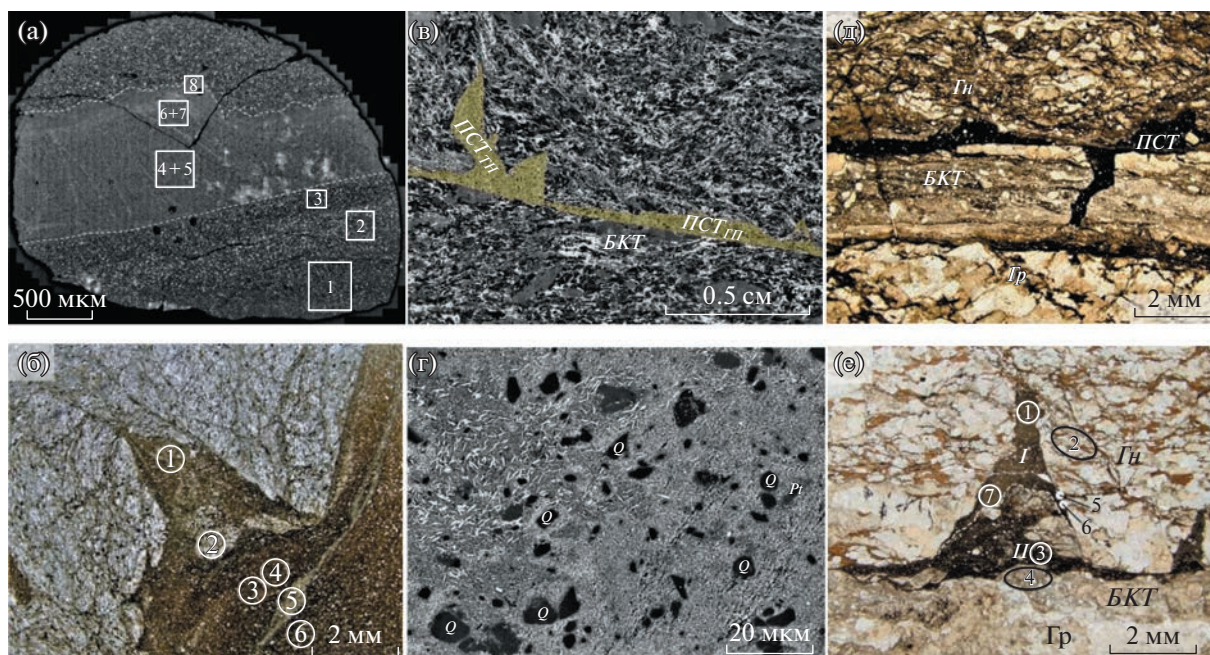


Рис. 2. Прожилки ПСТ во вмещающих породах и ассоциированных БКТ по ним в зонах: биотит-хлоритовой – точки ЛВ-1355-1 (а) и ЛВ-1355-5 (б); силлиманит-мусковитовой – точки ЛВ-1744-4 (в) и ЛВ-1744-8 (г); в зоне гранулитового метаморфизма – точки ЛВ-1100-Б-Гнейс (д) и ЛВ-1100-Б-Гранит (е). Цифрами обозначены участки опробования на СЭМ, упоминаемые в тексте и представленные в таблице валовых составов (табл. 1). Гл – гнейсы, Гр – граниты, БКТ – бластокатаклазиты, ПСТ_{Гл} – псевдотахилиты генерирующих поверхностей, ПСТ_{Гр} – псевдотахилиты трещин нагнетания. а, в, г – BSE-изображения; б, д, е – оптическая микроскопия.

Сама ПСТ-матрица во всех точках наблюдения сложена, помимо мелких обломков минералов протолита (плагноклаз, кварц, редко биотит), микроразмерным агрегатом микролейст биотита и диоктаэдрической белой слюды, выкристаллизовавшихся из расплавленного материала (рис. 2 г), а также остаточным витрифицированным расплавом кварцевого и/или плагноклазового состава в интерстициях микролейст.

Все отмеченные различия в исходном составе и степени наложенных метаморфических преобразований опробованных образцов триады для каждого из участков нашли определенное отражение в общем валовом составе (табл. 1) и в положении на петрогенетических вариационных диаграммах для метасадочных пород (рис. 3 а) и плутонических серий (рис. 3 б) [9, 10]. ПСТ, ассоциированные с БКТ, и их вмещающие породы точки ЛВ-1355 заняли положение ближе к граувакковым образованиям, в то время как отчетливо флишоидный гнейсовый субстрат точки ЛВ-1744 вместе с БКТ и ПСТ попал ближе к полю пелитов (рис. 3а). В противоположность этому составы пород триады из гранулитовой зоны (ЛВ-1100) заняли положение в поле гранодиоритов и гранитов (рис. 3 б), указывая в пользу варианта их исходно апомагматической природы.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ валовых проб на главные, редкие и редкоземельные элементы (REE) проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Относительная погрешность определения элементов не превышает 5–10%. Нижние пределы обнаружения колеблются в пределах 0.0002–0.01% для главных и 0.005–0.01 ppm для большинства редких и REE элементов. Часть аналитических данных, в частности валовые составы протолитов, бластокатаклазитов и отдельных участков ПСТ прожилков, получена на СЭМ “Tescan” Mira LMS с энергодисперсионным (EDX) спектрометром Ultim Max 65 Центра коллективного пользования ИФЗ РАН. При этом валовый состав ПСТ изучался на участках с обломками, а состав собственно расплава – в безобломочной матрице.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ ПСТ И ИХ ПРОТОЛИТОВ

Анализ валовых составов ПСТ в сравнении с вмещающими их породами, а также сопоставление составов образцов из элементов триады меж-

Таблица 1. Валовые содержания главных элементов (в мас. %) в матрице ПСТ (желтый фон), во вмещающей их исходной породе (голубой фон) и в БКТ по ней (зеленый фон)

№ п/п	Проба	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Total	LOI*
1	ЛВ-1355/1_ПСТ_генерир. пов. с обл. Участок 4, рис. 2а	1.63	2.20	15.35	58.38	4.15	0.95	0.53	5.28	88.47	11.53
2	ЛВ-1355/1_ПСТ_генерир. пов. без обл. Участок 5, рис. 2а	0.31	3.47	27.38	48.82	9.06	0.21	0.55	7.45	97.25	2.75
3	ЛВ-1355/1_БКТ_реликт в матрице ПСТ. Участок 10, рис. 2а	3.01	2.48	18.50	64.09	4.19	1.46	0.71	6.18	100.62	—
4	ЛВ-1355/5-1_ПСТ_нагнетания. Участок 1 с обл., рис. 2б	1.93	2.26	15.46	57.29	4.07	1.04	0.56	5.55	88.16	11.84
5	ЛВ-1355/5-2_БКТ. Участок 2, рис. 2б	2.82	2.23	15.78	63.42	3.24	1.53	1.08	5.99	96.09	3.91
6	ЛВ-1355/5-3_ПСТ_генерир. пов. Участок 3, с обл., рис. 2б	2.24	2.27	15.90	59.96	3.84	1.30	0.65	5.74	91.9	8.01
7	ЛВ-1355/5-4_ПСТ_генерир. пов. Участок 4, без обл., рис. 2б	3.48	3.40	20.94	51.69	4.50	2.07	0.75	0.75	87.58	12.42
8	ЛВ-1355/5-5_ПСТ_генерир. пов. Участок 5, с обл., рис. 2б	2.81	2.34	16.87	63.13	3.69	1.45	0.63	5.81	96.73	3.27
9	ЛВ-1355/5-6_ПСТ_генерир. пов. Участок 6, без обл., рис. 2б	2.25	3.49	21.87	50.79	4.96	1.74	0.77	8.46	94.33	5.67
10	ЛВ-1355/5-3_протолит-метапсаммит	2.23	2.28	15.96	59.93	3.08	1.15	0.53	5.80	90.96	9.04
11	ЛВ-1744/4-1 ПСТ трещины нагнетания	2.42	2.51	16.90	61.30	4.33	0.89	0.66	6.11	95.12	4.88
12	ЛВ-1744/4-2 БКТ экзоконтакта ПСТ-прожилка	2.69	2.05	15.80	67.20	3.45	1.37	0.57	5.40	98.53	2.47
13	ЛВ-1744/8-1 ПСТ генерирующей поверхности	1.92	2.57	18.90	58.80	4.27	0.69	0.75	6.10	94	6.00
14	ЛВ-1744/8-2 БКТ экзоконтакта ПСТ-прожилка	1.81	2.64	16.80	62.00	4.45	0.80	0.70	6.77	95.97	4.03
15	ЛВ-1744-3А Протолит - метапелит	2.66	2.67	16.80	61.50	4.03	1.24	0.70	7.40	97	3.00
16	ЛВ-1744-3Б Протолит - метапсаммит	3.46	1.68	13.10	70.80	1.84	1.89	0.51	5.67	98.95	1.05
17	ЛВ-1100-Б_Участок 1_ПСТ_I с обл., рис. 2е	1.39	3.35	17.94	53.35	4.60	0.76	1.21	6.84	89.44	10.56
18	ЛВ-1100-Б_Участок 2_Протолит_Гнейс	2.67	1.80	9.62	65.73	1.37	1.21	0.67	3.01	86.08	13.92
19	ЛВ-1100-Б_Участок 3_ПСТ_II с обл., рис. 2е	3.03	1.94	15.18	63.06	3.69	1.38	0.85	3.08	92.21	7.79
20	ЛВ-1100-Б_Участок 4_БКТ по граниту, рис. 2е	5.21	1.06	15.74	66.83	0.90	2.26		3.09	95.09	4.91
21	ЛВ-1100-Б_ПСТ_I_Участок 5, без обл., рис. 2е		5.52	21.97	45.16	8.65	0.35	0.64	5.40	87.69	12.31
22	ЛВ-1100-Б_ПСТ_I_Участок 6, без обл., рис. 2е		8.32	20.41	37.12	6.25	0.31	1.32	14.36	88.09	11.91
23	ЛВ-1100-Б_ПСТ_I_Участок 7_ без обл., рис. 2е		5.04	22.53	46.42	8.00	0.59	0.47	6.12	89.17	10.83
24	ЛВ-1100-Б_Протолит_гранит	1.87	0.43	13.60	73.40	7.26	0.42	0.27	2.34	99.59	0.41

Примечание. *Содержание LOI (потери при прокаливании) в образце определялось как разница между 100% и суммой мас. % оксидов.

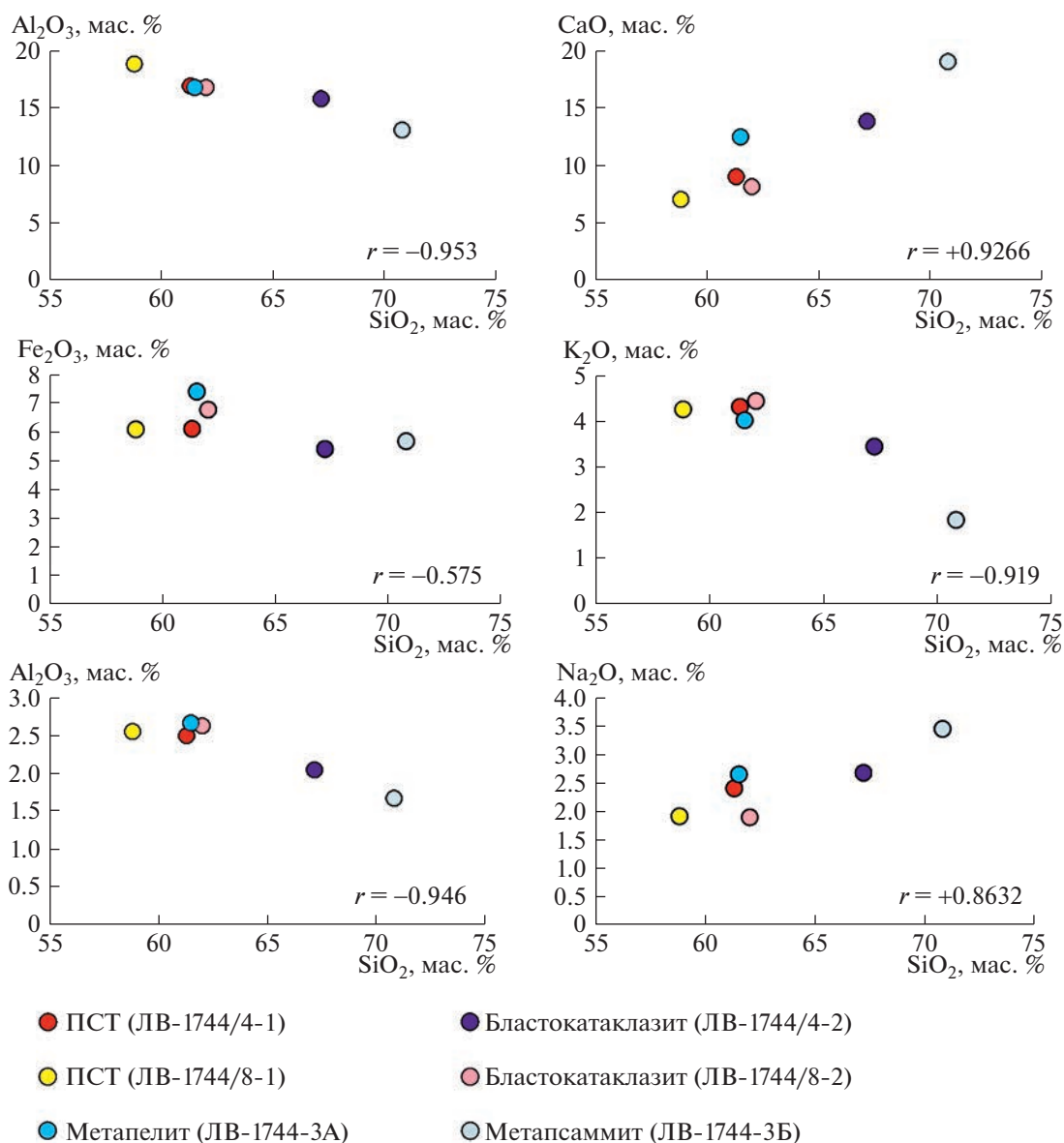


Рис. 4. Бинарные диаграммы оксидов главных элементов в триаде “Протолит–БКТ–ПСТ” точки ЛВ-1744. r – рассчитанные значения коэффициентов корреляции для рассмотренных пар оксидов.

лютного содержания в трех рассматриваемых разностях триады. В качестве главенствующей тенденции следует отметить общее повышение основности субстрата ПСТ относительно и БКТ и протолита, исходя из устойчивого снижения содержания кремнезема в ряду рассматриваемой триады (от 75% в граните и 65–70% в гнейсах, через 62–67% в БКТ, до 53–58% в ПСТ с обломками протолита). Более того, отдельные замеры раскристаллизованной матрицы ПСТ между видимыми обломками кварца и плагиоклаза показывают приближение состава по этому оксиду к ультраосновному расплаву (строки 2, 7, 9 и 21–23 в табл. 1). Изменения содержаний других главных элементов, даже при невысоких вариациях абсо-

лютных значений, также показывают определенные тенденции, лучше всего видимые на бинарных диаграммах оксидов в точке ЛВ-1744 (рис. 4), показывающих разнонаправленные тренды повышения или снижения их концентраций в ряду Протолит (метасаммиты и метапелиты)–БКТ–ПСТ.

Можно видеть, что во всех парах оксидов ПСТ занимают крайнее положение в линиях этих трендов и их составы сближаются с составами метапелитов, уходя достаточно далеко от состава метасаммита. БКТ занимают промежуточное положение между протолитом и ПСТ. Исходя из выявленных трендов, в расплавной матрице отчетливо возрастает содержание Al, Mg, K; содержание

железа увеличивается в сравнении с исходным метапсаммитом, но немного падает по сравнению с метапелитом, что может быть результатом значительного плавления биотита и тем фактом, что в этом месте разлом затронул преимущественно метапсаммиты, но мало коснулся, собственно, метапелитов (доля последних в обнажении в три раза меньше, чем метапсаммитов). В противоположность этому, концентрация Са и Na заметно снижается.

Можно полагать, что обогащение названными элементами связано с их поступлением из мусковита и биотита, а дефицит кальция и натрия, как и разнонаправленность трендов двух щелочных элементов — калия и натрия — с незначительным вовлечением плагиоклаза в плавление в сравнении со слюдами. Вполне вероятно, что эта тенденция могла зародиться еще на стадии бластокактаклаза, когда плагиоклазы матрицы протолита подверглись серицитизации, и затем была усилена процессами избирательного частичного плавления. С учетом отмеченной общей тенденции по кремнезему, все эти изменения вполне согласуются с упомянутой выше последовательностью и степенью вовлечения в избирательное фрикционное плавление основных породообразующих минералов рассматриваемых пород — в полной мере мусковита, в значительной части биотита, частично плагиоклаза и в наименьшей степени кварца [8].

На этом общем фоне заслуживает внимания еще один интересный аспект перераспределения главных элементов при фрикционном плавлении, выраженный в несхожести составов расплава около генерирующих поверхностей (ПСТ_{ГП}) и в участках (трещинах) его нагнетания (ПСТ_{ТН}). Сравнение валовых составов этих двух разновидностей ПСТ показывает их определенные различия (табл. 1): первые занимают крайнее положение в трендах с повышающимися содержаниями алюминия и магния, содержание в них железа несколько растет, но при этом снижается во второй разности; доля калия возрастает только в перемещенном расплаве, но сохраняется неизменной на генерирующей поверхности, а концентрация натрия практически не меняется в обеих модификациях ПСТ. Все отмеченные особенности затрагивают вопрос миграции элементов в расплаве и, либо указывают на относительную мобильность одних и инертность других, либо на их принадлежность к разным порциям неоднократно формировавшегося в разломе расплава с несколько разной “основностью”, существенно влияющую на подвижность (вязкость) и дальность перемещения в зоне разлома [8]. Для оценки и визуализации этого были несколько подробнее изучены вариации составов расплава в пределах трещин

нагнетания и около ограничивающих их прямых зон генерации ПСТ.

В точке ЛВ-1355-5 из низкотемпературной зоны были измерены составы ПСТ (раздельно, с обломками протолита и без них) у вершины клиновидной трещины и у ее основания в зоне генерирующей поверхности (рис. 2 б, табл. 1 — строки 4, 6–9). Сравнение составов показывает, что заметно возрастает основность перемещенного в трещину расплава относительно содержания SiO₂ в БКТ и в отдельных полосах зоны генерации. Одновременно с этим в последней, в целом, заметно выше содержание глинозема, оксидов натрия и железа, которые, вероятно, более инертны в расплаве и накапливаются в полосе генерации.

Такое же сопоставление было сделано в трещине нагнетания расплава в ПСТ-прожилках гранулитовой зоны, точка ЛВ-1100-Б (рис. 2 е, табл. 1 — строки 17, 19, 21–23), где даже чисто визуальное сравнение с помощью оптической микроскопии расплавных матриц у вершины трещины, а также вдоль ее обеих бортов (домен I), и у ее основания, входящего в зону генерирующей поверхности (домен II), показывает их заметное различие по оттенкам и сложению. Первый домен заполнен замутненным, коричневатобурый материалом с незначительным количеством мелких обломков кварца и плагиоклаза, в то время как второй — темно-коричневым, почти черным, афанитовым субстратом с обилием крупных и мелких фрагментов протолита. Сопоставление измеренных составов показывает существенную разницу между двумя порциями расплава в этих доменах: если субстрат в зоне генерирующей поверхности (участок 3 на рис. 2 е и строка 19 в табл. 1), содержит кремнезем в диапазоне 60–65%, то заполнение первого домена, в целом, отличается гораздо меньшим содержанием SiO₂ (43–45%), местами достигающим 35–38% SiO₂ (участок 6), т.е. характеризуется ультраосновным составом. Матрица ПСТ в зоне генерации более магнезиальная и глиноземистая, заметно больше концентрирует в себе калия и железа.

Исходя из этих примеров можно полагать, что повышенной способностью к перемещению и нагнетанию обладает именно более основной расплав, ввиду его пониженной вязкости, а более кислый расплав, сгенерированный на поверхностях смещений, остается в пределах полосы сместителя. Однако возможен и другой вариант — заполнившая трещину *более ранняя* порция расплава, созданная за счет наиболее легкоплавких слюдистых фаз, блокируется *более поздней* генерацией, в которой в частичное плавление по мере развития подвижки была дополнительно вовлечена некоторая доля плагиоклаза и кварца, что повысило концентрацию кремнезема, и этот расплав, как более вязкий, оставался в зоне подвиж-

Таблица 2. Концентрации (ppm) редких и REE элементов в триадах исследуемых образцов (Протолит–БКТ–ПСТ) из трех точек опробования

№ точки	Be	Ba	Sr	Rb	Cs	Sc	Cr	V	Pb	Zr	Nb	Hf	Ta	W	Th	U	Co	Ni	Mo	Sn	Cu	Zn	Ga
1 ЛВ-1355/1-1	1.89	588	131	242	10.8	13.2	108	88.5	20.3	121	12	3.39	1.17	2.91	12.7	3.2	16.6	50.4	0.61	3.49	36.7	95.9	18.5
2 ЛВ-1355/1-2	2.4	577	148	146	7.63	13.6	98.9	87.9	20.5	120	11.8	3.51	1.17	2.61	11.9	2.86	18.6	55.8	0.6	2.67	44.4	113	20
3 ЛВ-1355/5-1	1.85	580	165	211	10.9	14.3	125	95.7	18.7	148	13.9	4.21	1.34	2.73	14.1	3.3	18.6	58	0.62	2.99	41.1	96.8	20.8
4 ЛВ-1355/5-2	2.1	657	161	220	11	15.3	128	97.5	22	147	13.7	4.2	1.34	3.08	14.6	3.48	19.1	64.6	0.84	4.06	48	104	21.5
5 ЛВ-1355/5-3	2.47	728	147	189	9.62	15.7	129	105	21.6	164	15.1	5.07	1.48	2.52	15.2	3.31	20	60.5	0.6	3.37	37.3	104	23.5
6 ЛВ-1744/4-1	1.93	731	161	184	5.24	15.3	102	105	29.9	157	15.1	4.67	1.35	3.64	13.1	3.69	100	48.7	0.6	3.13	38.5	113	22
7 ЛВ-1744/4-2	2.41	578	192	156	6.61	13.9	86.5	81.6	25.7	161	12.6	4.57	1.3	3.64	12.2	3.28	14	42.7	0.87	2.99	29.3	80.7	19.2
8 ЛВ-1744/8-1	2.53	847	142	164	3.68	18.2	121	119	17.8	158	15.8	4.63	1.49	5.16	15	3.84	268	53.4	0.6	4.11	22.2	105	26.2
9 ЛВ-1744/8-2	1.97	672	137	197	7.12	15.6	135	113	20	127	15.2	3.6	1.3	5.16	12.2	3.39	18.4	63.4	0.6	3.05	36.8	104	21.8
10 ЛВ-1744-3А	2.09	597	188	199	8.61	17.4	111	108	22.7	201	15.3	5.64	1.45	1.95	15.3	3.98	18.2	59.5	1.21	3.28	22.7	102	22.8
11 ЛВ-1744-3Б	2.46	324	220	103	4.54	11.1	87.4	66.8	25.6	178	9.91	4.92	1.03	1.12	11	2.7	13.1	50.3	2.12	1.88	33.2	68.8	13.6
12 ЛВ-1100-1	1.63	608	133	142	1.27	17.4	123	143	19.2	315	17.2	8.35	1.37	3.47	20.6	3.62	258	77.2	5.04	1.8	51.6	269	20.5
13 ЛВ-1100-2	1.52	169	117	93.8	1.48	15.6	114	117	13.6	392	13.1	10.4	0.8	3.47	20.6	3.62	12.7	55.1	1.94	1.17	43.1	109	18.5
14 ЛВ-1100-3А	2.09	226	136	111	2.03	12.8	94.4	91.2	15.2	310	11.1	8.17	0.8	1.65	15.4	2.96	11.9	50.5	1.49	0.85	36.3	92.7	16.8
15 ЛВ-1100-3Б	1	1440	243	151	0.34	5.38	15.1	17.3	73.4	194	12.7	6.78	0.44	1.26	46.9	2.78	4.58	21.3	4.79	1.02	35.6	54.3	18.9

ки. При этом нельзя исключать и третий вариант, когда вариативность составов разных порций расплава в зоне его генерации может быть связана с неоднородностью самого протолита, испаряемого разломом. Еще одна причина изменчивости составов ПСТ от места к месту связана с развигением в их матрице полосчатости (рис. 2 б), механизмы формирования которой частично рассмотрены нами в другой публикации [8]. Здесь же мы только констатируем, что в этих полосках фиксируются существенные различия содержания главных элементов (табл. 1, строки 6–9, 19–23), допускающие в качестве возможных причин как дифференциацию расплава при его остывании, так и разновременное поступление порций расплава из разных источников. Последнее отражается в их различиях как по структуре, так и по составу матрицы (рис. 2 г), что также свидетельствует о малом перемешивании разновременных порций расплавов.

Вариативность концентраций редких и REE элементов в триаде Протолит–БКТ–ПСТ. Аналитические результаты измерения содержания этих элементов в разностях триады представлены в табл. 2 и 3. Общий характер распределения одних только REE в исходных породах, в катаклазированных и расплавленных производных, на первый взгляд, соответствует изохимическому варианту изменений, с однотипными вариациями содержания во всех трех точках опробования, за исключением гранитного жильного протолита ЛВ-1100-3Б (рис. 5). Однако детальное рассмотрение всех полученных данных показывает более сложную картину с разнонаправленными изменениями концентраций различных групп и отдельных элементов.

С учетом отмеченной выше двухэтапной последовательности преобразований пород в рассматриваемых разломных зонах (низкотемпературный бластокатаклиз → фрикционное плавление), вариации содержания оценивались отдельно в парах “Протолит–БКТ” и “БКТ–ПСТ”. Изменение массы (%) каждого из элементов рассчитывалось по аналогии с подходом [12] следующим образом: $[(\text{БКТ} - \text{Протолит})/\text{Протолит}] \times 100$; $[(\text{ПСТ} - \text{БКТ})/\text{БКТ}] \times 100$.

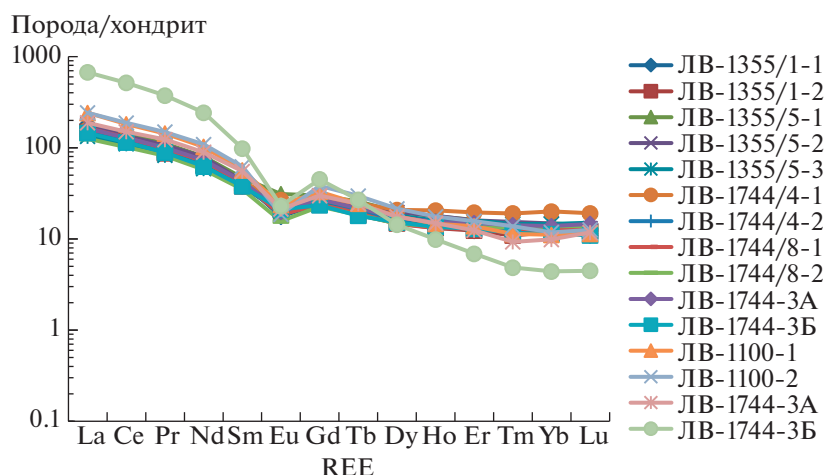
Этап бластокатаклаза в паре “Протолит–БКТ”. Как видно из диаграмм (рис. 6), на стадии механического разрушения и частичной перекристаллизации минералов в разломах, сопровождавшихся, как правило, гидротермальными изменениями субстрата (хлоритизация, серицитизация, альбитизация) в разных группах редких элементов проявляются несколько различные тенденции изменений их содержания. Некоторые литофильные элементы (Be, Ba, Sc) в низкотемпературной зоне хлоритовой субфации (ЛВ-1355) имеют склонность к снижению концентраций,

Таблица 3. Концентрации (ppm) редкоземельных элементов (REE) в триадах исследуемых образцов (Протолит–БКТ–ПСТ) из трех точек опробования

	№ точки	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	ЛВ-1355/1-1	21.3	43.2	77.4	9.25	34.5	6.29	0.99	4.84	0.73	3.87	0.78	1.97	0.3	1.95	0.27
2	ЛВ-1355/1-2	20.5	35.6	72.7	8.07	29.5	5.6	1.16	4.72	0.66	3.66	0.72	1.98	0.27	1.92	0.3
3	ЛВ-1355/5-1	28.2	44.4	86.1	10.3	36.5	6.93	1.75	5.97	0.93	4.9	0.97	2.59	0.34	2.4	0.34
4	ЛВ-1355/5-2	26.1	42.3	82.1	9.89	36	6.42	1.33	5.93	0.84	4.82	0.98	2.56	0.38	2.38	0.32
5	ЛВ-1355/5-3	23.7	31.6	67.9	7.67	27.1	5.68	1.11	4.96	0.76	4.44	0.87	2.55	0.36	2.35	0.37
6	ЛВ-1744/4-1	29.4	37.2	76.1	8.88	32.2	6.23	1.5	5.49	0.89	5.12	1.12	3.12	0.47	3.22	0.47
7	ЛВ-1744/4-2	22.4	35.3	71.6	8.36	29.2	5.55	1.11	4.69	0.73	4.02	0.86	2.18	0.31	2.1	0.31
8	ЛВ-1744/8-1	19.6	38.7	78.8	9.07	32.7	6.15	1.04	4.76	0.69	3.59	0.72	2.07	0.29	2.05	0.31
9	ЛВ-1744/8-2	21.3	29.7	62.2	7.56	26.3	5.18	0.88	4.5	0.66	3.64	0.75	2.16	0.33	2.21	0.34
10	ЛВ-1744-3А	23	38.5	78.7	9.3	33.3	6.35	1.12	5.4	0.78	4.28	0.84	2.39	0.35	2.23	0.36
11	ЛВ-1744-3Б	20	34.4	70.2	8.23	28.5	5.59	1.19	4.66	0.65	3.73	0.74	2.07	0.29	1.82	0.27
12	ЛВ-1100-1	22	57.2	111	13.3	46.8	8.39	1.33	6.55	0.88	4.36	0.8	2.21	0.28	1.79	0.28
13	ЛВ-1100-2	25.3	57.3	115	13.8	49.7	9.17	1.05	7.61	1.07	5.29	0.96	2.5	0.34	1.9	0.31
14	ЛВ-1100-3А	21	44.6	91.8	11.4	40.8	8.17	1.2	5.95	0.88	4.31	0.81	1.99	0.23	1.59	0.29
15	ЛВ-1100-3Б	13.2	159	316	34.7	111	14.5	1.3	8.95	0.97	3.53	0.54	1.1	0.12	0.71	0.11

т.е., по-видимому, выносятся из зоны разлома флюидами, при том, что другие (Sr, Rb, Cs) накапливаются в измененных минералах. Можно также отметить характерные для биотитов [13] в ассоциации с мусковитом повышенные концентрации Rb, Ce и Y. В более высокотемпературных зонах (ЛВ-1744, ЛВ-1100) часть элементов меняется местами – группу обогащения составляют Ba, Rb, Sc, а содержание Sr уменьшается. Такая же резко дифференцированная картина наблюдается и в группе высокозарядных элементов (HFSE), которые обычно считаются устойчивыми к воздействию гидротермальных процессов.

Что касается REE, то они проявляют разные тенденции в низкотемпературной и в высокотемпературных зонах регионального метаморфизма. В первом случае происходит обогащение LREE и направленное снижение концентраций HREE, а в двух других, наоборот, проявляется прямо противоположный тренд в изменениях их содержания. Такие химические аномалии, как показывают эксперименты и природные примеры, могут быть связаны с активным взаимодействием флюида и породы при температурах более 350°C [14]. Кроме того, это, вероятно, также может быть связано с различиями температур окружающей сре-

**Рис. 5.** Нормированный по хондриту CI [11] график распределения REE в образцах триады (“Протолит–БКТ–ПСТ”) из трех точек опробования.

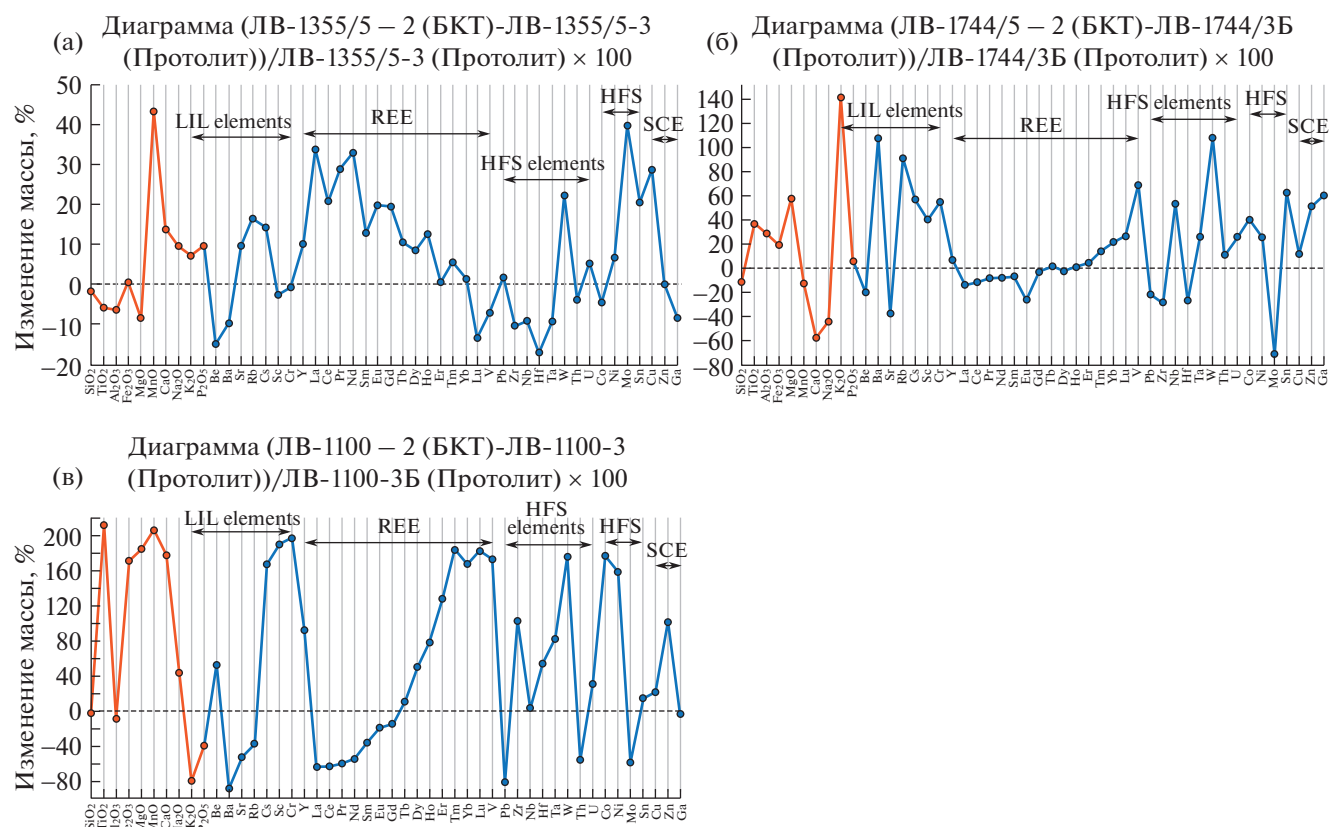


Рис. 6. Диаграммы изменений относительных содержаний элементов на стадии механического дробления в разломе (в паре “Протолит–БКТ”). А – LB-1355; Б – LB-1744; В – LB-1100. Обозначение групп элементов: LIL – литофильные, LREE, HREE – легкие и тяжелые редкоземельные, HFS – высокочargedные, HSE – высокосидерофильные, SCE – сильно халькофильные.

ды в диапазоне 330–460°C, оцененных нами с помощью хлоритовой термометрии на тех уровнях глубинности, где происходили описываемые диафоритические преобразования в трех рассматриваемых точках опробования. Можно полагать, что мобилизационная активность элементов меняется в соответствии с изменением температурных условий.

Этап фрикционного плавления в парах “БКТ–ПСТ”. С учетом произошедших изменений элементного состава на этапе синорогенного диафореза (бластокатаклаза) метатерригенных пород ладожского комплекса, теперь можно оценить его изменчивость, связанную с перераспределением элементов при частичном фрикционном плавлении более позднего этапа коллапса растяжения орогена. Здесь следует отметить, что обусловленная этим процессом картина изменчивости элементного состава ПСТ может дополнительно осложняться от места к месту из-за весьма локализованного характера плавления в зоне подвижки в исходно неоднородном на микроуровне субстрате и из-за слабой перемешиваемости формирующихся расплавов в мультитадийном процессе фрикционного плавления [8].

Кроме того, сравнительный анализ составов расплавной матрицы на генерирующих поверхностях ПСТ и в участках нагнетания перемещенного расплава (рис. 7), выявляемые при этом различия в концентрациях редких и REE элементов, расширяют тот спектр факторов, которые влияют на их перераспределение в зоне сейсмогенной подвижки.

В зеленосланцевой зоне расплавная матрица около генерирующей поверхности (рис. 7 а), помимо уже упоминавшегося выше более чем двукратного обогащения калием, слегка обогащается Ba, Rb, Cs, но несколько обедняется Na, Ca, Be, Sr. Eu образует отчетливую отрицательную аномалию, по-видимому, наследуемую от метатерригенных пород протолита. Так как элементы первой группы обычно концентрируются в мусковите и биотите, а вторые преимущественно в плагиоклазах, то это убедительно свидетельствует о явном активном переходе в расплав слюдистых фаз и об ограниченном плавлении плагиоклазов. Несколько иная ситуация фиксируется в участках нагнетания расплава (рис. 7 б): начиная от литофильных элементов зарождается тренд повышения концентраций, распространяющийся и на

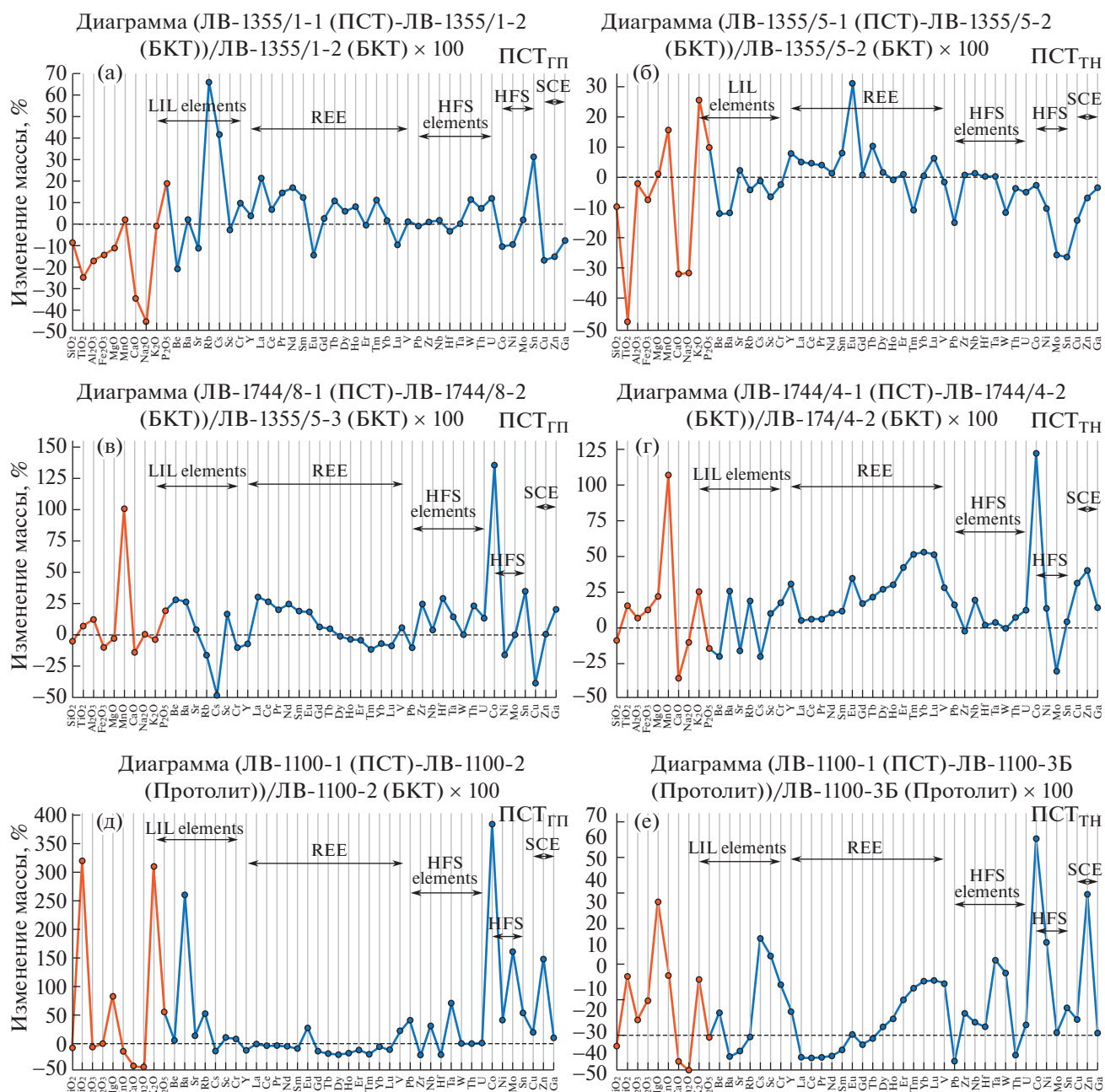


Рис. 7. Диаграммы изменений концентраций элементов при фрикционном плавлении в паре “БКТ–ПСТ”, на генерирующей поверхности (ПСТ_{ГП}) и в трещине нагнетания (ПСТ_{ТН}). а, б – ЛВ-1355; в, г – ЛВ-1744; д – ЛВ-1100 (ПСТ/БКТ), е – ЛВ-1100 (ПСТ/Гранит).

спектр LREE с пиком повышенной относительной концентрации Eu, после которой все содержания HREE неизменно падают. Последнее обстоятельство вполне согласуется с эмпирически установленной закономерностью снижения концентраций HREE при совместной магматической кристаллизации биотита и мусковита [13]. Отмеченная понижающая тенденция продолжается и далее в ряду высокочarged элементов, завершаясь резким дефицитом элементов сидерофиль-

ной группы. Указанные особенности, вероятно, связаны с различающейся мобильностью в расплаве различных элементов.

В более высокотемпературных зонах также выявляются присущие им общие закономерности, а также некоторые различия в поведении элементов в полосах генерации ПСТ и в участках нагнетания расплава. Из общих тенденций в этих двух типах локализации ПСТ, в первую очередь обращают на себя внимание появление пика повы-

шенных относительных концентраций Eu, возрастание долей Cs, Sr, Y, а также весьма значительное накопление Co и халькофильных элементов. Заметны и характерные тренды в изменениях концентраций в общем ряду REE: в обеих зонах (силлиманит-мусковитовой и гранулитовой) около генерирующих поверхностей намечается слабое, но закономерное снижение содержаний от легких к тяжелым лантаноидам (рис. 7 в и д). В противоположность этому в трещинах нагнетания наблюдается ярко выраженная обратная направленность в их обогащении (рис. 7 г и е), что свойственно биотитам из метаминтрузивных пород, для которых характерно повышенное содержание Y и HREE (от середины ряда до Lu) при достаточно низких концентрациях Rb [13]. Вполне вероятно, что и обогащение европием, и повышение концентраций весьма мобильных халькофильных и сидерофильных элементов связаны уже с фиксируемыми на микроуровне наложенными на ПСТ процессами гидротермальной переработки субстрата восстановленными флюидами, по аналогии с описанными нами в Приладожье процессами поздних стадий свекофеннского тектогенеза [8].

Ввиду того, что нами были получены только валовые составы матрицы ПСТ, состоящей из раскристаллизованной и остаточной частей расплава, однозначная оценка разделения редких элементов и REE между ними затруднительна. Однако с учетом экспериментально установленного их фракционирования между биотитом и водонасыщенным гранитным расплавом [15] при параметрах плавления близких к установленным для ПСТ Приладожья [8], можно в предположительной форме затронуть аспект совместимого или несовместимого поведения некоторых из элементов применительно к данной ситуации фрикционного плавления. Исходя из экспериментально полученных коэффициентов распределения [15, Table 2] следует ожидать, что в структуру биотита в качестве совместимых элементов ($K_d > 1$) из литофильной группы могли войти Ba, Rb, а из высоkozарядных Nb и Ta. Nb в сравнении с Ta с большей легкостью встраивается в биотит, поэтому при частичном плавлении богатых биотитом пород возникают высокие Nb/Ta-отношения [16]. При этом можно полагать, что при раскристаллизации расплава и выпадении микролитов биотита, Nb больше сконцентрируется в нем, а Ta — в реститовом расплаве. Так как Nb и Ta имеют сродство с Ti, их высокие концентрации могут быть в Ti-содержащих минералах (ильменит, титанит и др.), зафиксированных нами в матрице ПСТ. Что касается REE, в слюдах наименее вероятны элементы центральной части их ряда (MREE) с минимальными значениями коэффициентов распределения (Gd, Tb и Dy), в то время как LREE и HREE, как менее несовмести-

мые, могут концентрироваться в биотите в позиции K (LREE) или в октаэдрической позиции Mg и Fe (HREE) [15]. К этому можно добавить, что раскристаллизованная микролитами биотита матрица ПСТ может также содержать целый ряд высоко совместимых, из-за весьма высоких коэффициентов распределения в системе биотит/расплав, переходных металлов, высокие концентрации которых зафиксированы в наших случаях (K_d — 17 для Ti, 35 для V, 47 для Co, 174 для Ni и 5.8 для Zn) [15].

В остаточном расплаве, местами кварцевого, местами плагиоклазового состава, скорее всего концентрировались несовместимые в слюдах элементы ($K_d < 1$) Sr, Ce, Cs, Eu. Последний мог быть локализован в участках остаточного плагиоклазового стекла, создав в большинстве случаев пики повышенных, относительно протолита, концентраций. Несовместимость этих элементов косвенно подтверждается их сопоставлением с Yb, как с одним из наиболее ярко выраженных несовместимых элементов в расплавах основного состава. Проявление положительной линейной корреляции с ним в разностях триады (рис. 8 а, б) может указывать на проявление несовместимых свойств указанных элементов в рассматриваемых породах.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Изложенные данные, помимо основной задачи фактологического наполнения геохимических аспектов преобразования породного вещества при фрикционном плавлении в разломной зоне, позволяют в той или иной степени осветить некоторые вопросы, поставленные в вводной части и касающиеся подвижности, перераспределения и фракционирования главных, редких и REE элементов при формировании сейсмогенных ПСТ по метатерригенным породам. Следует подчеркнуть, что процесс подготовки субстрата к плавлению и соответствующие изменения его элементного состава начинались еще на предшествующих стадиях формирования разломных бластокатаклазитов на этапе посттектогенного орогенеза, когда вместе с механическим измельчением матрицы, сопровождавшимся ее гидротермальной проработкой, происходили заметные вариации содержаний тех или иных компонентов. При этом элементы разных групп (литофильные, REE, высоkozарядные и др.) проявляют разные тенденции в трех разнотемпературных зонах, связанные, скорее всего, с активным взаимодействием флюида и породы, а также с их различающейся мобильностью в зависимости от температуры окружающей среды.

Говоря об изменчивости составов и перераспределении элементов на стадии формирования

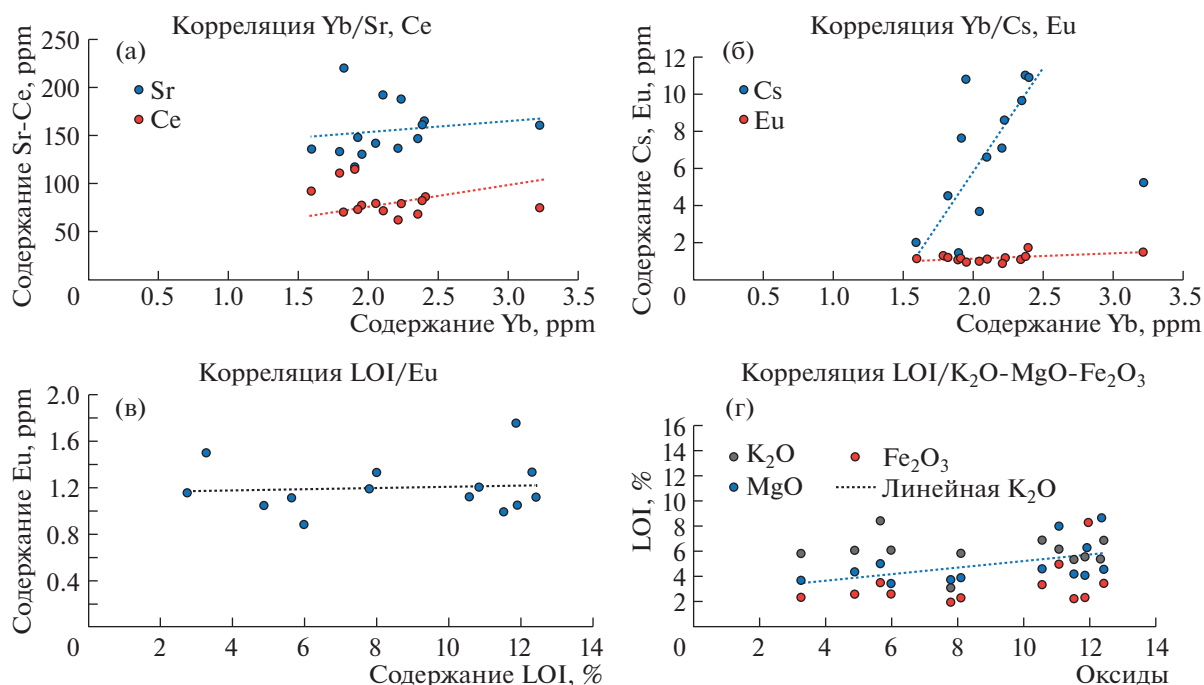


Рис. 8. Корреляция содержаний Sr-Ce (а), Cs-Eu (б) и иттербия; общих содержаний LOI/Eu (в) и LOI/K₂O + MgO + Fe₂O₃ (г) в разностях триады всех трех точек опробования.

ПСТ, прежде всего, следует отметить в качестве общей закономерности направленное увеличение основности при переходе протолита в расплав, а также его частичное и избирательное плавление в виде облегченного плавления слюд (биотита, мусковита) и слабой вовлеченности в этот процесс плагиоклаза и в наименьшей степени кварца. Это находит свое отражение в обогащении расплава в первую очередь теми главными, редкими и REE элементами, которые свойственны этим филлосиликатам, и в его обеднении соответствующими элементами тугоплавких фаз. Весомую лепту в проявление неравномерной концентрации элементов в матрице ПСТ вносит выявленная нами [8] направленная последовательность раскристаллизации расплава — сначала зарождаются микролейсты биотита, затем белых диоктаэдрических слюд, а остаточный расплав, местами плагиоклазового, местами кварцевого состава, в витрифицированном виде сосредотачивается в интерстициях между микролейстами. Каждая из этих фаз включает в себя свой набор и концентрацию элементов. Из наиболее очевидных закономерностей можно еще раз обратить внимание на смену поведения Eu при переходе от низкотемпературной зоны (отрицательная аномалия) к более высокотемпературным зонам с проявлением там пиков его относительных высоких содержаний. Его концентрация может быть связана с двумя факторами — переносом во флюиде, ассимилированном в расплаве (LOI), либо с воздействием на

расплавы восстановленных флюидов, поступающих в зону разлома при подвижке. Это имеет свое логичное объяснение. Благодаря способности европия легко создавать комплексные соединения с гидроксильными группами флюидов, а также сродству с железом и халькофильными элементами, его накопление в разломной зоне вполне отчетливо коррелируется с содержанием LOI в ПСТ (рис. 8 в) и с ростом концентраций этих, высоко подвижных во флюидной фазе, элементов (табл. 2). Говоря о роли флюидной компоненты, следует заметить, что одним из ее источников в разломных зонах, где формируются ПСТ, могут быть процессы дегидратации водосодержащих минералов, связанные с косейсмическим фрикционным разогревом. Высвободившиеся флюиды не только способствуют фрикционному плавлению (дегидратационное плавление), но, частично, поступают в расплав, привнося в него часть растворенных элементов, или вступают во взаимодействие с протолитом и, вероятно, с витрифицированным расплавом. В качестве примера можно привести факт линейной корреляции между содержанием LOI и K₂O, MgO, Fe₂O₃ (рис. 8 г), а также Rb, в расплаве ПСТ, что согласуется с высокой степенью вовлеченности носителя этих элементов — биотита, в плавление.

Еще одна значимая особенность связана с заметно различающимся характером накопления или выноса отдельных элементов в двух типах локализации ПСТ — вдоль генерирующих поверх-

ностей и в участках нагнетания расплава. Ярче всего в них выражено различие в трендах концентрации LREE и HREE (табл. 3): в первом типе локализации (ПСТ_{ГП}) в этом ряду проявлен понижающий тренд, а во втором (ПСТ_{ТН}) — обратная направленность в их обогащении (рис. 7 в–е). Дефицит легких REE может указывать на малую вовлеченность плагиоклаза в процесс частичного плавления, а повышение концентраций тяжелых вполне согласуется с предпочтительной кристаллизацией в расплаве биотита. Среди общих закономерностей можно также отметить весьма высокие отношения La/Lu во всех матрицах ПСТ по отношению к протолиту, что наиболее ярко выражено в зоне гранулитовой фации, свидетельствуя, по-видимому, о влиянии температуры окружающей среды на степень дифференцированности расплава. Наконец, с учетом полученных нами оценок температур солидуса и ликвидуса ПСТ-расплавов [8], можно констатировать, что все выявленные особенности и закономерности поведения главных, редких и REE элементов при фрикционном плавлении в зонах сейсмогенных подвижек соответствуют ситуации частично, избирательного плавления и контролируются низшими точками плавления отдельных породообразующих минералов.

В заключение следует подчеркнуть, что представленные данные по перераспределению элементов в ходе фрикционного плавления затрагивали преимущественно основные породообразующие минералы рассмотренных метатерригенных пород (слюды, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц). Однако существенный вклад в этот процесс перераспределения, несомненно, вносили и акцессорные фазы (апатит, монацит, ильменит, сфен, циркон и др.) — концентраторы многих микроэлементов и REE. Оценка роли этих вспомогательных фаз в рассматриваемых процессах формирования составов ПСТ — отдельная и пока еще слабо изученная проблема, требующая специальных исследований. Наши предварительные результаты свидетельствуют о возможном разном влиянии отдельных фаз, вовлеченных в плавление, на изменение концентраций LREE и HREE. Так, в образцах из зоны зеленосланцевого метаморфизма (ЛВ-1355) во вмещающем субстрате среди акцессориев отчетливо доминирует апатит, который в матрице ПСТ практически не встречается, что свидетельствует о его переходе в расплав. Как раз это может быть причиной отмеченного нами возрастания концентраций HREE, носителем которых он считается [17]. Дальнейшие аналитические исследования в этом направлении позволят оценить вклад и других акцессориев в перераспределение микроэлементов и REE при формировании ПСТ в разных метаморфических зонах Приладожья, с учетом соответствующих изменений составов породообразующих минераль-

ных фаз, а также температур окружающего субстрата во время формирования ПСТ.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках исследований по Гранту РНФ № 27-22-000445.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
2. Морозов Ю.А., Смольская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3–25.
3. Spray J.G. Artificial generation of pseudotachylyte using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane // Journal of Structural Geology. 1987. V. 9. № 1. P. 49–60.
4. Di Toro G., Hirose T., Nielsen S., Shimamoto T. Relating High-Velocity Rock-Friction Experiments to Coseismic Slip in the Presence of Melts / Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting. Eds Abercrombie R. et al. Geophys. Monogr. Ser. 2006. V. 170. P. 121–134. AGU, Washington, D. C.
5. Морозов Ю.А., Смольская А.И., Матвеев М.А., Кулаковский А.Л. Псевдотачилиты: два генетических типа // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 589–594.
6. Морозов Ю.А., Юдин Д.С., Травин А.В., Смольская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Первые находки и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование псевдотачилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе Фенноскандии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.
7. Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Матвеев М.А., Окينا О.И. Геохимические метки совместной структурно-вещественной эволюции чехла и фундамента (свекофенниты Северного Приладожья, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. Вып. 3. Статья 0636.
8. Матвеев М.А., Смольская А.И., Морозов Ю.А. Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотачилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.
9. De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1-R2 Diagrams and Major Element Analyses — Its Relationships with Current Nomenclature // Chemical Geology. 1980. V. 29. P. 183–210.
10. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
11. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120 (3–4). P. 223–253.

12. Nakamura Y., Toyoshima T., Satish-Kumar M. Microstructure and geochemical signatures of metasedimentary origin pseudotachylyte: Implications for fluid activity during paleoseismicity // *Tectonophysics*. 2018. V. 745. P. 170–182.
13. Samadi R., Torabi G., Kawabata H., Miller N.R. Biotite as a petrogenetic discriminator: Chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran // *Lithos*. 2021. V. 386–387. 106016.
14. Hamada Y., Hirono T., Ishikawa T. Coseismic frictional heating and fluid-rock interaction in a slip zone within a shallow accretionary prism and implications for earthquake slip behavior // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. B01302.
15. Were P., Keppler H. Trace element fractionation between biotite, allanite, and granitic melt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2021. V. 176. Iss. 9. Art. 74.
16. Stepanov A., Hermann J. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox” // *Geology*. 2013. V. 41. P. 303–306.
17. Zeng L., Asimov P.D., Saleeby J.B. Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. № 14. P. 3671–3682.

GEOCHEMICAL ASPECTS OF METAPSAMMIT FRICTIONAL MELTING DURING SEISMIC MOVEMENTS (BY THE EXAMPLE OF PSEUDOTACHYLYTES OF THE LADOGA REGION)

Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov^{a, #}, M. A. Matveev^a, S. G. Skublov^{b, c},
A. I. Smulskaya^a, E. N. Terekhov^d, and A. S. Larkov^a

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

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

^c*Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

^d*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: frost@ifz.ru*

Based on geochemical analyses of tectonic pseudotachylytes and their host rocks the features of redistribution of major, rare and rare-earth elements during seismogenic frictional melting of arkose-type metaterigenous rocks from different-temperature zones of regional metamorphism) of Northern Ladoga region are considered. Multidirectional trends in variations of the major elements oxides contents in the triad protolith-blastocataclasite-pseudotachylyte were revealed, but a unidirectional increase of the frictional melt basicity in comparison with the protolith was established. Geochemical evidence of partial selective melting of source rocks is considered. Peculiarities of rare and rare-earth elements fractionation during transition to the melt of protolithic material, as well as during its subsequent partial crystallization are shown. The appearance of positive europium anomaly in the melt matrix of all three sampling points is noted. By changes of these elements' concentrations in zones of pseudotachylyte substrate generation and in areas of its injection their differential mobility during frictional melting in a zone of dynamic movement is estimated.

Keywords: pseudotachylytes, blastocatlazites, frictional melting, seismic movement, geochemistry, major, rare, rare-earth elements

УДК 548.52:552.578.2.061.33

ГЕТЕРО- И ГОМОГЕННЫЕ СОСТОЯНИЯ ВОДНО-УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ЗЕМНЫХ НЕДРАХ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

© 2023 г. В. С. Балицкий^{1,*}, Т. В. Сеткова¹, Л. В. Балицкая¹, М. А. Голунова^{1,3}, Т. М. Бубликова¹, И. Н. Плотникова², академик РАН Л. Я. Аранович^{1,3}

Поступило 14.11.2022 г.

После доработки 21.11.2022 г.

Принято к публикации 21.11.2022 г.

На основе экспериментов, включая *in situ* исследования по изучению фазового состава и фазовых состояний водно-углеводородных флюидов в синтетических включениях в кварце, определены термометрические данные, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюидов на малых, средних и больших глубинах нефтегазовых толщ. Показано, что даже на глубинах до 10–12 км при температурах 250–290°C водно-углеводородные флюиды с содержанием нефти 10 и более об. % сохраняют гетерогенное состояние. Гомогенизация в подобных флюидах, как показали эксперименты, достигается при температурах выше 380–400°C. Однако ни в одном из реальных нефтегазовых бассейнов мира такие температуры еще не фиксировались. Результаты проведенных исследований позволяют надеяться на открытие в будущем гомогенных глубинных залежей нефти и других углеводородов.

Ключевые слова: нефть, нефтяные углеводороды, водно-углеводородные включения, гетеро- и гомогенные флюиды, кристаллы кварца, твердые битумы, битуминозные породы, эксперимент, сверхкритические флюиды

DOI: 10.31857/S2686739722602617, **EDN:** TNOXPQ

В настоящее время многие нефтегазовые месторождения малых (до 2.0 км) и средних (до 4.0 км) глубин уже отработаны или в значительной мере истощены. В то же время спрос на жидкие и газовые углеводороды (УВ) продолжает неуклонно расти. Такая тенденция сложилась практически во всех нефте- и газодобывающих странах мира, включая Россию. Поэтому многие нефтегазовые организации уже теперь перешли к поиску, разведке и промышленному освоению сверхглубинных (5.0–10.0 км) нефтегазовых месторождений. Трудность изучения и освоения подобных месторождений состоит не только в том, что они находятся на больших глубинах, недоступных для непосредственных наблюдений, но и в сложном

составе и поведении самих флюидов, представляющих собой смеси различных УВ, водных растворов и их паров с самыми различными объемными соотношениями. Именно эти компоненты были положены нами в основу экспериментов, которые, согласно нашим представлениям, могут оказать существенную помощь в установлении, происходит ли и, если “да”, то в каких конкретных условиях превращение гетерогенных многофазных водно-углеводородных (т.е. нефтегазовых) флюидов малых и средних глубин, в гомогенную водно-углеводородную жидкость, близкую по фазовому составу и состоянию глубинной природной нефти.

Открытие в последние десятилетия в Мексике, Китае и других странах крупных газоконденсатных месторождений на глубинах 8.8–11.5 км [1–3] способствовало (и продолжает способствовать) оживленной дискуссии о максимально возможных глубинах (или, другими словами, температурной устойчивости) нахождения нефти в Земных недрах. Причем особенно важным здесь является установление условий для гетерогенного и гомогенного состояний глубинных водно-углеводородных систем.

Мы попытались получить однозначные данные о фазовом состоянии глубинных водно-угле-

¹Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского
Российской академии наук, Черноголовка,
Московская область, Россия

²Институт прикладных исследований
Академии наук Республики Татарстан, Казань, Россия

³Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, Москва, Россия

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

водородных флюидов экспериментально, применив, в том числе, ранее разработанный авторами этой статьи новый подход [4–7]. Суть его состоит в проведении опытов по выращиванию кристаллов кварца с захваченными водно-углеводородными включениями, полученными одновременно с осуществлением взаимодействия битуминозных или углеродистых пород, а также сырой нефти с гидротермальными растворами [4, 7]. Кварц был выбран для захвата включений благодаря высокой механической прочности и химической стойкости — свойствам, которые необходимы как для предотвращения растрескивания кристаллов при формировании флюидных включений, так и при последующих термометрических исследованиях. Кроме того, выращивание кварца проводят в автоклавах простой конструкции, используя надежный гидротермальный метод температурного градиента в широком диапазоне температур 240–700°C и давлений 7–150 МПа [4]. В качестве растворов в опытах использовали водные растворы бикарбоната натрия (7 мас. % NaHCO_3) и карбоната натрия (5 мас. % Na_2CO_3), растворимость кварца в которых высока [8].

После завершения опытов для изучения флюидных и твердых включений из выращенного кварца готовили полированные пластинки толщиной 0.5–2.0 мм. Поведение, фазовый состав и состояния включений изучали *in situ* при их нагревании и охлаждении в измерительном микрометрометрическом комплексе, созданном на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы “Linkam” (Англия), микроскопа “Amplival” (Германия), снабженного дополнительным источником УФ-света, набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером [9, 10]. Комплекс позволяет в режиме реального времени наблюдать за поведением и фазовыми состояниями флюидов во включениях в интервале температур от –196 до +600°C, записывать видеофильмы с непрерывным автоматическим фиксированием температуры и скорости ее повышения и понижения. Реально термометрические измерения прекращали при температурах 405–410°C, поскольку при более высоких температурах флюидные включения теряли герметичность за счет растрескивания, вплоть до полного разрушения со взрывом.

Жидкие и газовые углеводороды во флюидных включениях идентифицировали по фундаментальным полосам поглощения ИК-спектров в диапазоне 6000–2600 см^{-1} , записанным с помощью ИК-микроскопа “Continuum” и однолучевого FT-IR спектрометра “Nicolet, Nexus” с минимальным размером апертуры 5 мкм (разрешение 4 см^{-1}). Распределение углеводородов во включениях контролировали с помощью микроспектрофотометра марки QDI 302 фирмы “CRAIC”

на базе микроскопа “LEICA” DM 2500 P, а также микроскопа “ZEISS” AXIO Imager, (Германия), снабженного дополнительным источником ультрафиолетового (УФ) света.

В общей сложности для решения поставленных в статье вопросов, касающихся изучения фазового состава и фазовых состояний водно-углеводородных флюидов в земных недрах, было осуществлено более 50 опытов, продолжительностью от нескольких до 40 дней. В результате были выращены кристаллы кварца клиновидной формы (Приложение рис. 1), содержащие водно-углеводородные включения размерами от десятых долей до 1 мм различной морфологии: трубчатой, игольчатой, овальной и неправильной формы. Включения, сформированные в нарощенном слое непосредственно во время роста кристаллов, полностью отражают фазовое состояние среды кристаллизации. Механизм и условия образования включений приводили к формированию флюидных включений с различными соотношениями водной (L1), газовой (G) и жидких углеводородных (L2) и (L3) фаз [7] (рис. 1, Приложение рис. 2–7). Часто в оторочке и капле жидких углеводородов наблюдаются выделения твердых битумов (SB) сферической или неправильной формы. Во всех флюидных включениях в кварце, даже из опытов, содержащих в исходных растворах не более 1–2 сотых доли объемных процентов нефти под ультрафиолетовым освещением обнаруживалось присутствие углеводородов (Приложение рис. 3, 4). Для изучения и сопоставления были выбраны включения трех разных типов: существенно водные с объемными соотношениями фаз $L1 > G$, $L1 > G > L2$, $L1 > G > L2 \gg SB$; существенно газовые с $G > L1 > L2$, $G > L1 > L2 \gg SB$ и существенно углеводородные с $L2 > G$, $L2 > G > L1$, $L2 > G > L1 > L3$. Поведение и фазовое состояние водно-углеводородных флюидов во включениях трех разных типов были изучены *in situ* при нагревании и охлаждении 25–410–25°C. Подобные микрометрометрические исследования позволяли ответить на вопрос, какие изменения происходят с фазовым составом и фазовым состоянием водно-углеводородных флюидов при погружении (т.е. повышении температуры) и воздымании (т.е. понижении температуры) вмещающих пород.

Рассмотрим результаты микрометрометрического изучения существенно водных включений. Во включениях с объемным соотношением фаз $L1 > G$ (рис. 2 а) гомогенизация флюида происходит при температуре 350°C за счет постепенного уменьшения газовой фазы (G) до полного ее растворения в водном растворе (L1). Включение на вид двухфазное, однако при УФ-свете на границе водного раствора и газовой фазы наблюдается оторочка жидких углеводородов, не видимая под обычным и поляризованным светом, но проявляющаяся по характерному флуоресцентному све-

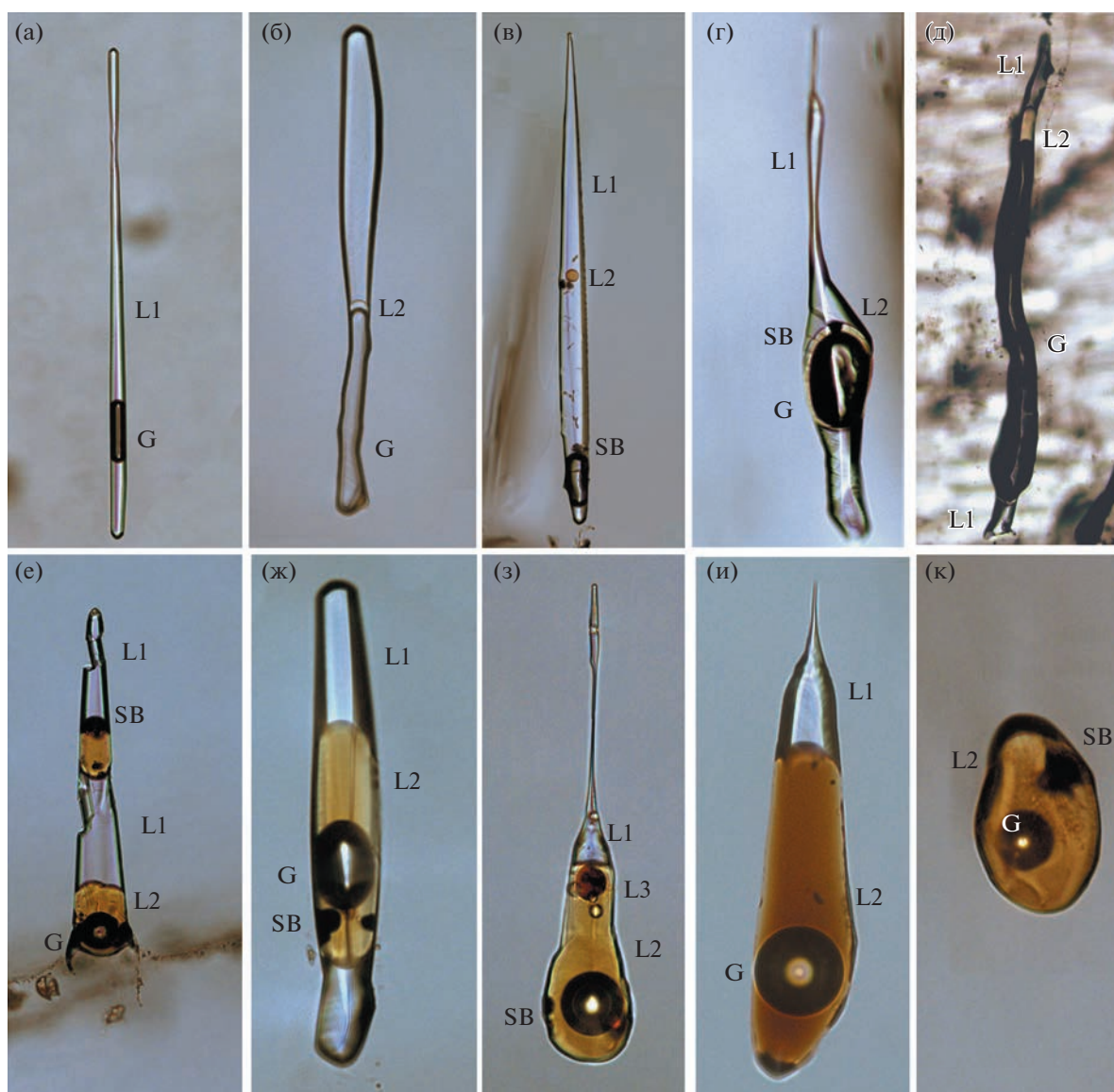


Рис. 1. Синтетические флюидные водно-углеводородные включения в кварце: существенно водные с объемными соотношениями фаз $L1 > G$ (а), $L1 > G > L2$ (б), $L1 > G > L2 \gg SB$ (в, г); существенно газовые с $G > L1 > L2$ (д), и существенно углеводородные с $L2 > G > L1$ (е, з), $L2 > G > L1 > L3$ (ж), $L2 > G$ (и).

чению под ультрафиолетовым светом как фаза жидких углеводородов (Приложение рис. 3, 4).

В случае объемного соотношения фаз $L1 > G \gg L2$, водно-углеводородные флюиды находятся в трехфазном состоянии до температуры 220–250°C. При повышении температуры фаза жидких углеводородов растворяется в водном растворе, и флюиды переходят в двухфазное ($L1 > G$) состояние (рис. 2 б). Полная гомогенизация включений происходит при температуре 380–390°C. Следует отметить, что существенно водно-углеводородные включения, объемная доля углеводородной фазы в которых более 10 об. %, или приблизительно равна доле газовой фазы ($L1 > G \geq L2$), претерпевают полную или частичную разгерме-

тизацию, не достигая гомогенизации. Устойчивое существование двухфазных флюидов ($L1 > L2$) без свободной газовой фазы удалось проследить до температур 385–405°C, выше которых происходила разгерметизация включений (Приложение рис. 8).

В тех случаях, когда в существенно водных включениях присутствует фаза твердых битумов с объемным соотношением фаз $L1 > G \gg L2 > SB$, вначале при повышении температуры до 280–300°C происходит полное растворение оторочки жидких углеводородов в газе с образованием двухфазного ($L1 \geq G$) флюида, а затем при 390–400°C исчезает газовая фаза с переходом флюида в гомогенное жидкое состояние (рис. 2 в). Сфери-

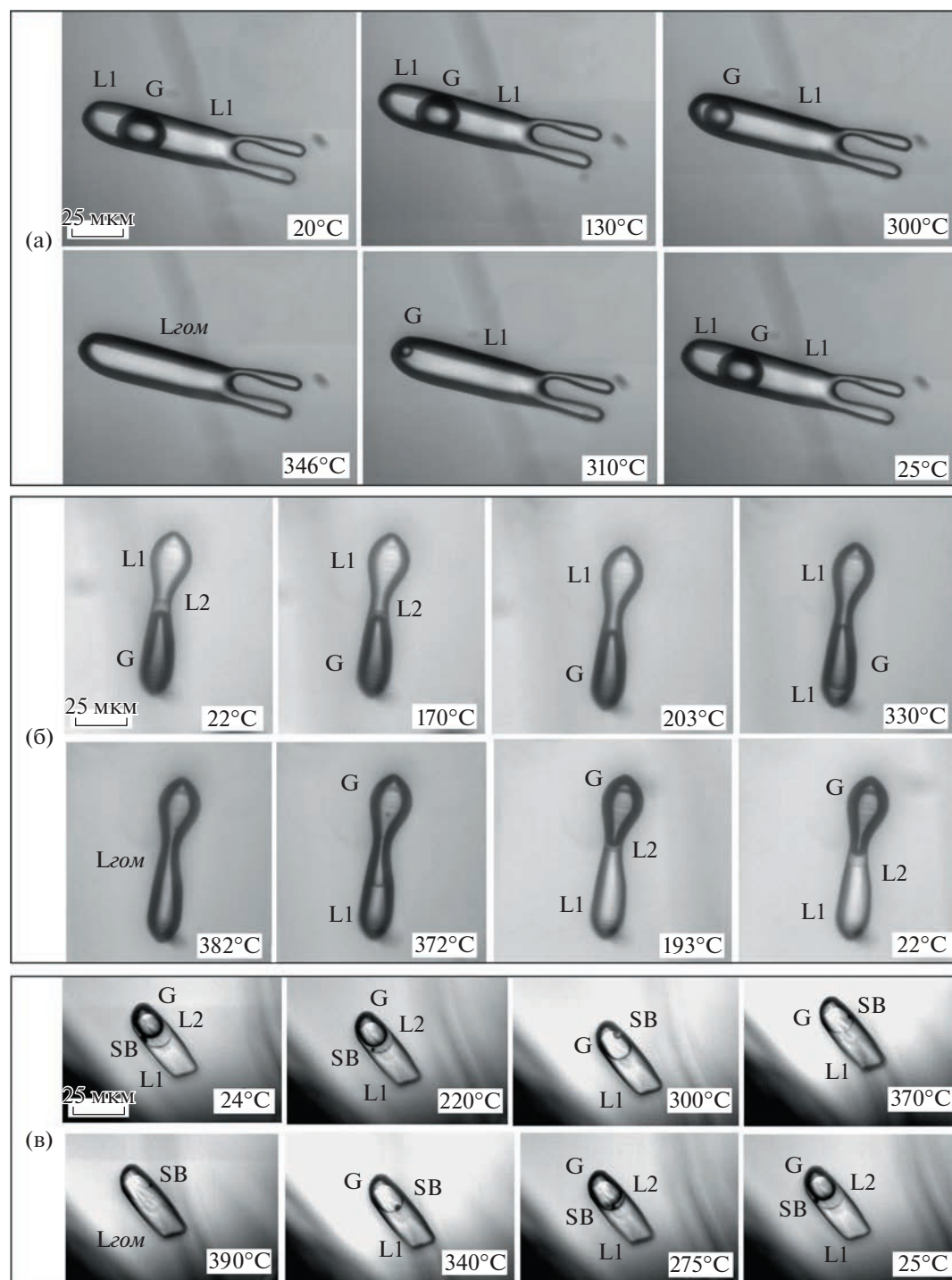


Рис. 2. Микротермограммы существенно водных углеводородных включений с объемными соотношениями фаз $L1 > G$ (а), $L1 > G > L2$ (б), $L1 > G > L2 \gg SB$ (в).

ческие выделения твердых битумов SB, находившиеся в оторочке L2, при этом никаких изменений не претерпевают.

В редких случаях в кристаллах кварца образуются преимущественно газовые углеводородные включения с соотношением фаз $G > L1 > L2$ и

$G > L1 > L2 \gg SB$. Они являются вторичными и формировались за счет приращения объема существенно жидких включений при возникновении в стенках вакуолей слепых трещин во время нагревания—охлаждения исследуемых образцов (рис. 1 д). На микротермограммах таких включе-

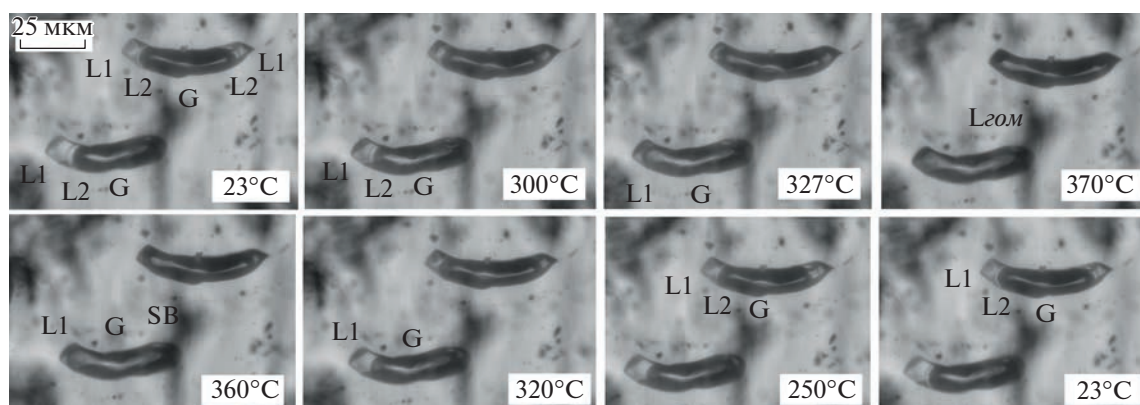


Рис. 3. Микротермограмма существенно газового углеводородного включения с объемным соотношением фаз $G > L1 > L2$.

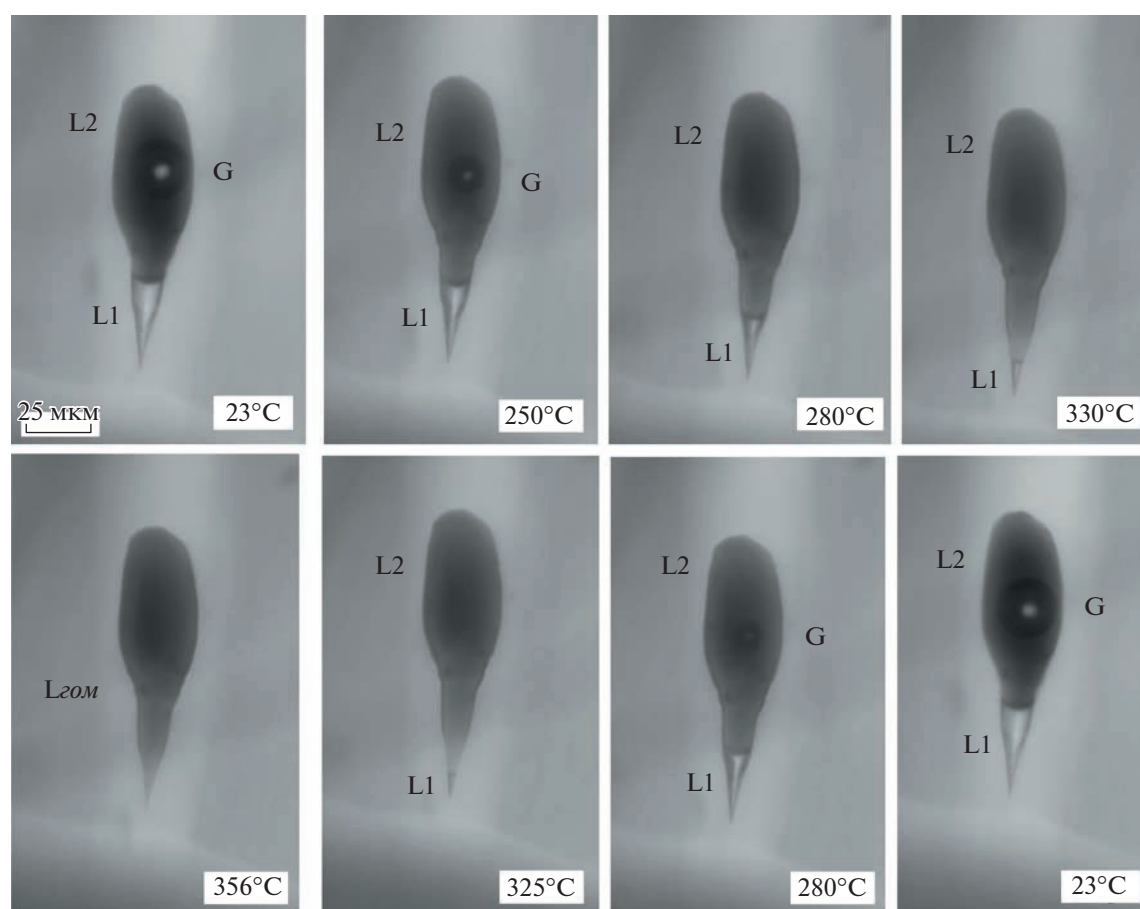


Рис. 4. Микротермограмма существенно углеводородного включения с объемным соотношением фаз $L2 > L1 > G$.

ний вначале также наблюдается растворение фазы жидких углеводородов в газе с образованием двухфазного флюида ($G > L1$) при относительно более высокой температуре (300–320°C) по сравнению с предыдущим случаем. Дальнейшее повышение температуры до 360–400°C приводит к

полному исчезновению водной фазы (L1) с образованием гомогенного газового флюида (рис. 3).

В существенно углеводородных включениях с объемным соотношением фаз $L2 > L1 > G$ при 260–280°C в фазе жидких углеводородов вначале исчезает газовая фаза и флюид становится двух-

фазным углеводородно-водным ($L_2 > L_1$). Далее при повышении температуры до 350–360°C наблюдается полное растворение водной фазы L_1 в фазе L_2 с образованием гомогенного углеводородного флюида (рис. 4). Во включении состава $L_2 > L_1 > G > L_3 \geq SB$ вначале (до 200°C) наблюдается растворение капель углеводородной фазы L_3 , затем газа (G) и водной фазы (L_1) в основном объеме жидких углеводородов L_2 (Приложение рис. 17).

В целом водно-углеводородные включения в других кристаллах кварца, выращенных в близких TP -условиях, при нагревании и охлаждении ведут себя в общих чертах аналогично (Приложение рис. 8–18). Температуры исчезновения и появления фазы жидких (L_2) и газовых (G) углеводородов при гомогенизации и гетерогенизации флюидов отличаются, как правило, в пределах от 10 до 50°C. Это связано с различным заполнением автоклавов и неодинаковой долей нефтяных углеводородов в исходных растворах. Фаза твердых углеводородов (SB) во включениях практически не изменяется во время микротермометрии. Повторные нагревания и охлаждения включений неоднократно воспроизводят их поведение, фазовый состав и состояния, что свидетельствует об обратимости изучаемых процессов.

Таким образом, эксперименты по изучению формирования жидких и газовых углеводородов при взаимодействии битуминозных пород и сырой нефти с гидротермальными растворами позволили однозначно определить гетерогенное состояние водно-углеводородных флюидов на малых, средних и больших глубинах земных толщ. Это особенно отчетливо видно на микротермограммах, полученных при одновременной съемке флюидных включений с захваченными жидкими и газовыми углеводородами. В то же время эксперименты показывают, что при температурах порядка 380–400°C и содержании нефти до 10 и более об. % подобные включения достигают гомогенного состояния. Однако в природных условиях еще ни в одном нефтегазовом бассейне мира такие температуры и соответствующие им гомогенные состояния водно-углеводородных флюидов установлены не были. Полученные экспериментальные данные подтверждают, что при сохранении температурной устойчивости нефти (450–550°C) в природе могут быть обнаружены условия, отвечающие гомогенному и даже надкритическому состоянию флюидов. Это должно способствовать развитию теории происхождения

жидких и газовых углеводородов, а также успешному поиску и разведке глубинной нефти.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0003 и при финансовой поддержке РФФИ, грант №21-55-15010 НЦНИ_a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куандыков Б.М., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Формирование и сохранение коллекторов на больших глубинах // 2022. Т. 4, № 2. С. 11–26.
2. Исканиев К.О., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Нефть на больших глубинах // Вестник нефтегазовой отрасли Казахстана. 2020. Т. 3. № 4. С. 3–17.
3. Chunchun Xu, Weihong Zou, Yueming Yang, Yong Duan, Yang Shen, Bing Luo, Chao Ni, Xiao-dong Fu, Jianyong Zhang. Status and prospects of deep oil and gas resources exploration and development onshore China // Journal of Natural Gas Geoscience. 2018. V. 3. Iss. 1. P. 11–24. ISSN 2468-256X.
<https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2018.03.004>
4. Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Боровков Ф.П. Экспериментальное изучение механизмов образования и форм захвата водно-углеводородных включений в процессе роста кристаллов кварца, кальцита и флюорита в нефтесодержащих гидротермальных растворах // ДАН. 2005. Т. 404, № 1. С. 90–93.
5. Балицкий В.С., Прокофьев В.Ю., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Пентелей С.В. Экспериментальное изучение взаимодействия минералообразующих гидротермальных растворов и нефти и их совместной миграции // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 227–240.
6. Балицкий В.С., Пентелей С.В., Пиронон Ж., Баррес О., Балицкая Л.В., Сеткова Т.В. Фазовые состояния водно-углеводородных флюидов при повышенных и высоких температурах и давлениях в связи с выяснением форм и максимальных глубин нахождения нефти в земных недрах // ДАН. 2016. Т. 466. № 4. С. 454–458.
7. Balitsky V.S., Setkova T.V., Balitskaya L.V., Bublikova T.M., Golunova M.A. Phase composition and states of water-hydrocarbon fluids at elevated and high temperatures and pressures (experiment with the use of synthetic fluid inclusions). In Advances in Experimental and Genetic Mineralogy. (New York, 2020), V. 11 of Special Publication to 50th Anniversary of DS Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences. Litvin Yu.A., Safonov O.G (Eds). New York. 2020. P. 3–34.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-42859-4_1
8. Aranovich L.Y., Akinfiev N.N., Golunova M.A. Quartz solubility in sodium carbonate solutions at high pressure and temperature // Chemical Geology. 2020. V. 550.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119699>

9. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академический проект. 2008. 244 с.
10. Прокофьев В.Ю., Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Борков Ф.П. Исследование с использованием ИК-спектроскопии флюидных включений с углеводородами в искусственном кварце // Материалы XV Российского совещания по экспериментальной минералогии. Сыктывкар: Геопринт. 2005. С. 194–196.

HETERO- AND HOMOGENEOUS STATES OF HYDROCARBON FLUIDS IN THE EARTH'S INTERIOR (FROM THE DATA OF THE STUDY OF SYNTHETIC FLUID INCLUSIONS)

**V. S. Balitsky^{a,#}, T. V. Setkova^a, L. V. Balitskaya^a, M. A. Golunova^{a,c}, T. M. Bublikova^a,
I. N. Plotnikova^b, and Academician of the RAS L. Ya. Aranovich^{a,c}**

^a*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences,
Chernogolovka, Moscow region, Russian Federation*

^b*Institute of Applied Research of the Tatarstan Academy of Sciences, Kazan, Russian Federation*

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

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

We performed the experimental study combined with *in situ* investigations of the phase composition and states of water-hydrocarbon fluids in synthetic inclusions in quartz. Thermometric data indicating of heterogeneous state of fluids at shallow, medium and large depths of oil and gas strata were determined. It has been shown that even at depths up to 10–12 km at temperatures of 250–290°C, water-hydrocarbon fluids with an oil content of 10 or more vol. % retain a heterogeneous state. Homogenization in such fluids, as have shown experimentally, is achieved at temperatures above 380–400°C only. However, such temperatures have not yet been detected in any of the real oil and gas basins of the world. The results of performed study allow predict the future discovery of homogenous oil and other hydrocarbon deposits.

Keywords: oil, petroleum hydrocarbons, water-hydrocarbon inclusions, hetero- and homogeneous fluids, quartz crystals, solid bitumen, bituminous rocks, experiment, supercritical fluids

УДК 550.4: 552.46

МЕТАН ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВА В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

© 2023 г. А. О. Михно^{1,*}, Ю. Г. Виноградова², С. В. Рашенко¹, А. В. Корсаков²

Представлено академиком РАН В.С. Шацким 09.11.2022 г.

Поступило 09.11.2022 г.

После доработки 30.11.2022 г.

Принято к публикации 02.12.2022 г.

В настоящей работе были исследованы вторичные включения карбонатного расплава в гранатах и клинопироксенах карбонатно-силикатных пород сверхвысоких давлений. Вторичные карбонатные включения располагаются в залеченных трещинах, приуроченных к крупным (100 мкм – 3 мм) первичным карбонатным включениям в гранате. В некоторых случаях залеченные трещины образуют плоскости, которые секут как гранат, так и включения калийсодержащего клинопироксена в гранате. Высокое содержание K_2O (0.64 мас. %) в залеченных трещинах в клинопироксенах-включениях свидетельствует о том, что их образование и залечивание происходило на этапе сверхвысоких давлений. Интерпретация КР-спектров вторичных включений карбонатного расплава в гранате и клинопироксене позволила подтвердить присутствие следующих фаз: метан, графит, кальцит, доломит, мусковит и флогопит. Полученные данные позволяют впервые выделить стадию метаморфизма ультравысокобарических карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива, в ходе которой происходило накопление метана в карбонатном расплаве.

Ключевые слова: метан, частичное плавление, метакarbonate, субдукция, метаморфизм сверхвысоких давлений

DOI: 10.31857/S2686739722602563, **EDN:** THPABJ

Частичное плавление карбонатов в зоне субдукции может приводить к формированию карбонатных жидкостей (высокоплотных флюидов или расплавов), которые затем мигрируют и взаимодействуют с вышележащими коровыми и мантийными породами, значительно изменяя их состав. Согласно экспериментальным данным [1], образование карбонатных жидкостей при субдукции связано с присутствием щелочей и воды при PT -параметрах выше 800–900°C и 3–4 ГПа. Свидетельством плавления карбонатов в субдуцированных коровых породах явились карбонатные включения в породообразующих минералах карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива [2, 3] с морфологическими признаками, соответствующими расплавному включениям. Было отмечено, что распределение следовых элементов в кальцитах включений отличается от такового в

кальцитах матрикса, на основе чего предполагалось, что карбонатные включения были захвачены как расплавные в условиях, близких к пику метаморфизма ($P = 4.5–6$ ГПа, $T \sim 1000^\circ\text{C}$) ультравысокобарических пород Кокчетавского массива [3]. Однако экспериментальные исследования [4] продемонстрировали, что при $P \geq 4$ ГПа и $T = 800–1000^\circ\text{C}$ карбонатные включения в метаморфических породах могут претерпевать плавление с образованием карбонатного расплава после их захвата минералом-хозяином в качестве минеральных включений. Таким образом, в предыдущих исследованиях [2–4] было показано, что карбонатные включения в породообразующих минералах карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива содержали карбонатный расплав в условиях, близких к пику метаморфизма, однако их генезис до сих пор является дискуссионным.

Исследования мелких (5–20 мкм) первичных флюидных кальцит-содержащих включений, а также включений, сложенных кальцитом с предполагаемой расплавной природой в породообразующих минералах ультравысокобарических карбонатно-силикатных пород Кокчетавского мас-

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

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

сива методом КР-картирования, не выявили присутствия в них метана [5–7].

В данной статье мы впервые демонстрируем присутствие метана во вторичных включениях карбонатного расплава, расположенных в залеченных трещинах в гранатах и калийсодержащих клинопироксенах ультравысокобарических карбонатно-силикатных породах Кокчетавского массива.

Кокчетавский массив представляет собой зону мегамеланжа, состоящую из блоков, субдупированных на глубины 150–200 км и сформировавшихся при различных температурах и давлениях [8]. Исследованные образцы карбонатно-силикатных пород (алмазоносные – N0, A8, неалмазные – Gak 101, EK) принадлежат Кумды-Кольскому блоку и были отобраны в отвалах разведочной штольни на берегу оз. Кумды-Коль [9]. Структуры пород неравномернозернистые от среднезернистых до гигантозернистых. Породы характеризуются полосчатой текстурой. Первичные ассоциации представлены гранатом (15–40%), клинопироксеном (15–30%), кальцитом (5–60%) и доломитом (3–30%). Размер порфиروبластов граната и клинопироксена в образцах варьирует в пределах от 0.5 мм до 10 см и 4 мм соответственно. Среди акцессорных минералов диагностированы алмаз, фенгит, апатит, алланит, титанит, рутил и циркон. Они встречаются в матриксе, а также образуют включения в порфиروبластах граната и клинопироксена. Размер включений граната в клинопироксене варьирует от 3 до 200 мкм. Размер включений клинопироксена в гранате варьирует от 1 мкм до 3 мм. Вокруг гранатов часто находятся каймы замещения из силикатных минералов, таких как клиноцоизит, алланит, флогопит, роговая обманка, хлорит, мусковит и клинопироксен, которые в некоторых случаях образуют симплектиты.

Состав гранатов в исследованных образцах варьирует в широких пределах для разных образцов ($\text{Alm}_{7-36}\text{Sps}_{0-6}\text{Py}_{11-53}\text{Grs}_{26-77}\text{Andr}_{0-9}$). Магнезиальность $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ гранатов варьирует от 0.13 до 0.64. Порфиروبласты клинопироксена характеризуются зональным строением. Ядра порфиروبластов содержат ламелли калиевого полевого шпата, полифазные и флюидные включения, отсутствующие в краевых частях клинопироксена. Наличие ламелл свидетельствует о том, что исходный состав клинопироксена был обогащен K_2O [10]. Их образование происходило в результате распада твердых растворов при декомпрессии. В наиболее крупных включениях клинопироксена в гранате также диагностируются ламелли калиевого полевого шпата. Примесь K_2O фиксируется как в ядрах порфиروبластов клинопироксена, так и во включениях клинопироксена в гранате и достигает 0.75 мас. %. Экспе-

риментальные исследования [11] продемонстрировали, что кристаллизация клинопироксена с примесью калия в 0.5 мас. % происходит при давлениях выше 3.5 ГПа.

Карбонатные включения (рис. 1) были идентифицированы в порфиروبластах граната и клинопироксена исследованных образцов. Включения характеризуются размером от 100 мкм до 3 мм и имеют неправильную или округлую форму (рис. 1 в–д), а также коронобразную кайму с минералом-хозяином. Включения сложены преимущественно карбонатными минералами (содержат $\geq 75\%$ кальцита или доломита). В краевых частях включений наблюдаются силикатные фазы (до 25%), такие как алланит, флогопит, хлорит (вторичный по флогопиту), цоизит, амфибол, мусковит (рис. 1 в–д). Эксперименты [4] продемонстрировали плавление с образованием карбонатного расплава карбонатных включений в гранате с аналогичной минеральной ассоциацией при $P \geq 4$ ГПа и $T = 800\text{--}1000^\circ\text{C}$. Таким образом, в условиях сверхвысоких давлений первичные карбонатные включения содержали расплав. Содержание FeO в кальцитах первичных включений в гранате достигает 1.71 мас. %. Алланит во включениях содержит редкие земли в количестве $\text{Ce}_2\text{O}_3 \sim 3.14$ мас. %, $\text{La}_2\text{O}_3 \sim 1.21$ мас. %, $\text{Pr}_2\text{O}_3 \sim 0.54$ мас. %, $\text{Nd}_2\text{O}_3 \sim 1.59$ мас. % и Fe^{3+} до 0.34 ф.е.

К первичным карбонатным включениям приурочены вторичные включения, расположенные в плоскостях, представляющих залеченные трещины, которые секут зоны роста граната и включения калийсодержащего клинопироксена в гранате (рис. 1 д–и). Вторичные включения имеют неправильную форму и размер 3–10 мкм (рис. 1 д–и). В залеченных трещинах также наблюдаются тонкие и уплощенные включения, затронутые процессом расщуривания. КР-исследование вторичных включений продемонстрировало, что включения сложены твердыми фазами, а также отсутствие в них жидкой воды. Такие фазовые соотношения свидетельствуют в пользу того, что вторичные включения были захвачены в качестве расплава. Исследование вторичных включений методом сканирующей электронной микроскопии [5] и реконструкция по ним состава расплава подтвердили его преимущественно карбонатный состав (табл. 1). Интерпретация КР-спектров во вторичных включениях карбонатного расплава позволила выявить присутствие следующих фаз: графит (характерные линии при 1349–1364 и 1579–1592 cm^{-1}); метан (характерная линия при 2912–2919 cm^{-1}); мусковит (характерные линии при 193–198, 260–267, 706–722 cm^{-1} , колебания в диапазоне 3200–3600 cm^{-1} , с явным пиком при 3625–3673 cm^{-1} , свидетельствующие о присутствии ОН-группы в структуре минерала); флогопит (характерные ли-

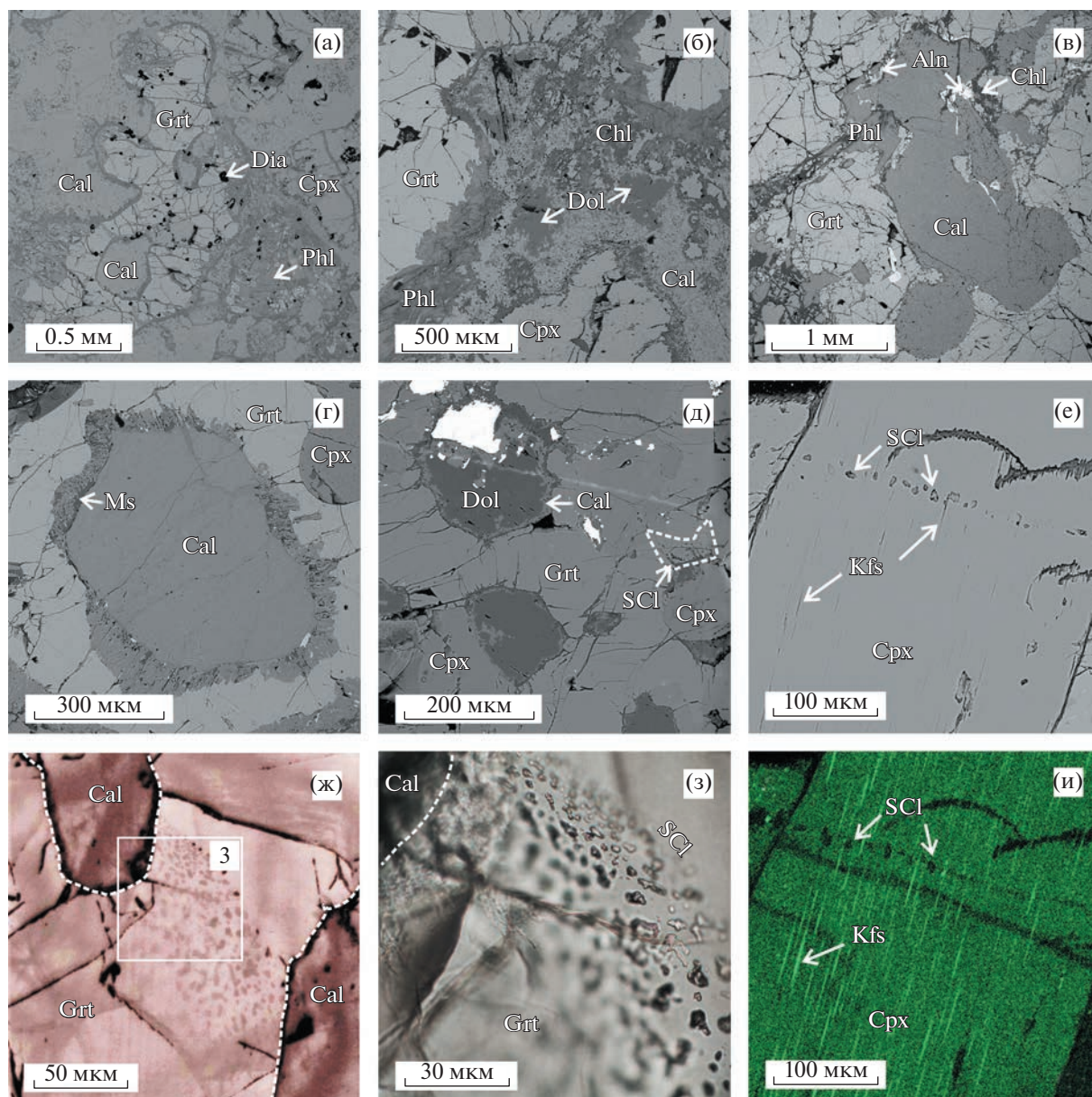


Рис.1. Взаимоотношения минералов, особенности морфологии и пространственного распределения первичных и вторичных включений в образцах карбонатно-силикатных пород. а) порфиробласт граната в матриксе из кальцита (образец N0). б) флогопит и хлорит на границах порфиробластов граната с доломит-кальцитовым матриксом (образец А8). в–д) первичные карбонатные включения в порфиробластах граната (образцы А8, Gak 101, ЕК). е–з) Вторичные включения карбонатного расплава, расположенные в плоскостях, представляющих собой залеченные трещины, приуроченные к первичным карбонатным включениям в гранате и калийсодержащем клинопироксене. и) карта по распределению калия во включениях калийсодержащего клинопироксена в гранате, соответствующая изображению е. SCI = secondary carbonate inclusions – вторичные включения карбонатного расплава. Aln – алланит, Chl – хлорит, Kfs – калишпат, Grt – гранат, Cal – кальцит, Cpx – клинопироксен, Phl – флогопит, Ms – мусковит, Dol – доломит, Dia – алмаз.

нии при 205, 550, 677–681 см^{-1} , колебания в диапазоне 3200–3600 см^{-1} , с явным пиком при 3573–3583 см^{-1} ; кальцит (характерные линии 154–157, 281–283 и при 1086–1089 см^{-1}) и доломит (характерные линии 173–175, 282–296 и при 1095–1097 см^{-1}).

В предыдущих исследованиях было произведено КР-картирование мелких включений (5–20 мкм) в породообразующих минералах карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива, интерпретируемых как включения минералообразующей среды, в том числе включений, сложенных каль-

Таблица 1. Представительные составы породообразующих и аксессуарных минералов, слагающих карбонатно-силикатные породы Кокчетавского массива. Cal – кальцит, Dol – доломит, Phl – флогопит, Aln – алланит, Chl – хлорит, Amp – амфибол, Czo – клиноцоизит, Ms – мусковит, Grt – гранат, Cpx – клинопироксен, K-Cpx – состав калийсодержащего клинопироксена – включения в гранате (обр. А8), K-Cpx* – состав калийсодержащего клинопироксена в зоне залеченной трещины с вторичными включениями карбонатного расплава (обр. А8). Состав расплава (L), реконструированный в работе [5] по результатам изучения вторичных включений карбонатного расплава в залеченных трещинах

	Cal	Dol	Phl	Aln	Chl	Amp	Czo	Ms	Grt	Cpx	K-Cpx	K-Cpx*	L
SiO ₂	0.00	0.00	39.8	37.3	33.4	42.7	38.7	43.9	40.1	55.2	54.8	54.9	18.1
TiO ₂	0.00	0.00	2.80	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	14.3	28.6	14.6	16.3	26.8	35.9	22.1	0.00	1.57	1.53	0.72
FeO	0.39	1.43	6.27	2.52	6.69	3.16	1.26	0.24	8.0	1.22	1.70	1.69	1.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.05
MgO	0.51	20.1	20.8	1.18	30.6	17.1	4.03	0.46	9.3	17.9	16.5	16.6	7.5
CaO	54.0	29.3	0.00	21.6	0.31	13.7	24.0	5.71	18.8	25.0	23.4	23.7	40.6
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.32	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	10.4	0.00	0.00	2.90	0.00	8.6	0.00	0.00	0.63	0.64	0.14
Ce ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	3.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	54.9	50.8	94.4	97.7	85.6	97.3	94.8	94.8	99.5	99.3	98.9	99.3	68.2
Si	0.00	0.00	2.88	5.98	3.25	6.12	6.20	2.95	3.04	2.01	2.00	2.00	
Ti	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Al	0.00	0.00	1.22	5.41	1.67	2.75	4.81	2.84	1.98	0.00	0.07	0.07	
Fe ²⁺	0.01	0.04	0.38	0.00	0.54	0.38	0.00	0.01	0.61	0.04	0.05	0.05	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.01	0.96	2.25	0.28	4.43	3.65	0.99	0.05	0.83	0.97	0.90	0.90	
Ca	0.98	1.00	0.00	3.72	0.03	2.10	4.19	0.41	1.42	0.97	0.91	0.92	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	
K	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.53	0.00	0.74	0.00	0.00	0.03	0.03	
Ce	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
La	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pr	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Nd	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Сумма	1.00	2.00	7.84	16.12	9.92	15.81	16.40	7.00	7.95	3.99	3.99	3.99	

цитом [5], а также флюидных и полифазных силикатных включений [6, 7]. Так как метана не было обнаружено в этих включениях, мы предполагаем, что метан отсутствовал в карбонатно-силикатных породах в условиях, близких к пику метаморфизма. В данном исследовании мы впервые продемонстрировали, что вторичные включения карбонатного расплава, приуроченные к залеченным трещинам вокруг крупных (100 мкм–3 мм) первичных карбонатных включений в гранате, содержат метан. Залеченные трещины, при-

уроченные к карбонатным включениям в гранате, пересекают включения калийсодержащего клинопироксена. Определение состава клинопироксена методом рентгеноспектрального микроанализа, а также картирование содержания K₂O во включениях клинопироксена в гранате продемонстрировало отсутствие различий в содержании K₂O в клинопироксене в зоне залеченной трещины и в самом включении клинопироксена в гранате (табл. 1, рис. 1 е, и). Высокое содержание

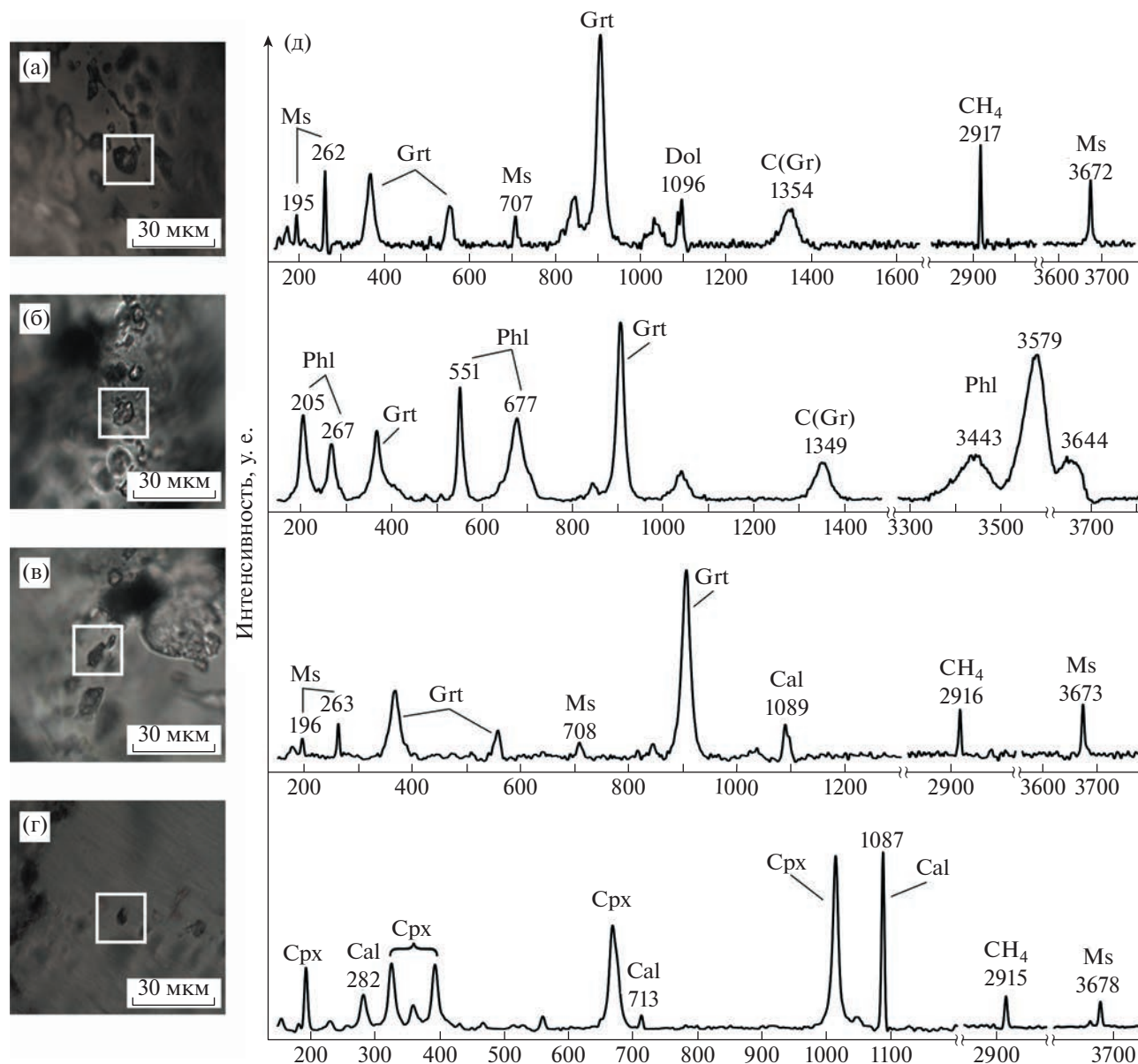


Рис. 2. КР-спектры вторичных включений карбонатного расплава в гранатах и клинопироксенах ультравысокобарических пород Кокчетавского массива. Микрофотографии полифазных включений в гранате (а–в) и клинопироксене (г). д – КР-спектры включений, изображенных на а–г, где каждый спектр соответствует включению на фотографии напротив него. Сpx – клинопироксен, Cal – кальцит, Grt – гранат, CH₄ – метан, Ms – мусковит, Phl – флогопит, Dol – доломит, C (Gr) – графит.

K₂O (~0.64 мас. %) в клинопироксене залеченных трещин свидетельствует о его кристаллизации при давлениях свыше 3.5 ГПа [11]. Следовательно, можно выделить этап метаморфизма сверхвысоких давлений (рис. 3), соответствующий регрессивной стадии метаморфизма ($P \geq 3.5$ ГПа), на котором происходило образование вторичных включений карбонатного расплава в калийсодержащем клинопироксене и гранате. Присутствие метана во включениях карбонатного расплава, расположенных в трещинах декрипитации, зале-

ченных на регрессивной стадии метаморфизма ($P \geq 3.5$ ГПа), наряду с отсутствием метана во включениях, захваченных в условиях, близких к пику метаморфизма карбонатно-силикатных пород, свидетельствует о накоплении метана в карбонатном расплаве в ходе регрессивной стадии метаморфизма при сверхвысоких давлениях.

Отсутствие метана во включениях, захваченных в условиях, близких к пику метаморфизма [5–7], объясняется тем, что фугитивность кислорода на пике метаморфизма, приблизительно

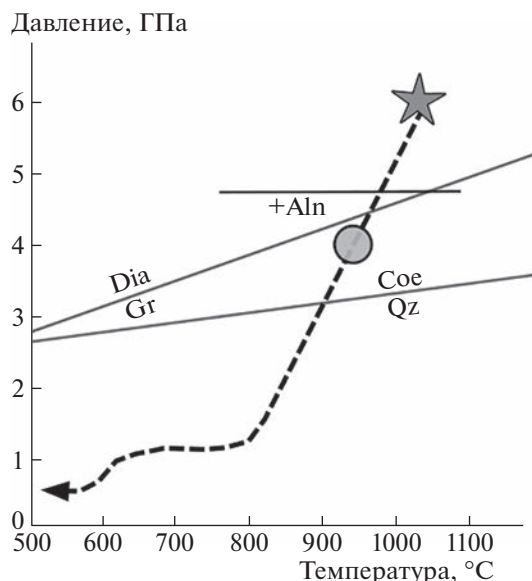


Рис. 3. Эволюция ультравысокобарических карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива. Линия появления в ассоциации алланиита из работы [15]. *PT*-путь Кокчетавского массива из работ [16]. Пик метаморфизма карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива обозначен звездочкой. Стадия, соответствующая появлению метана в карбонатном расплаве и алланиита в минеральной ассоциации, обозначена кругом.

оцениваемая нами на основе буфера DCDD (доломит + коэсит/диопсид + алмаз) [12], составляет около -0.5 логарифмических единиц относительно буфера FMQ [13], что на 1.5 единицы превышает условия “водного максимума” [14], необходимые для образования заметного количества метана.

С другой стороны, появление метана на этапе метаморфизма сверхвысоких давлений, который соответствует образованию вторичных включений карбонатного расплава, свидетельствует о снижении фугитивности кислорода на ~ 1.5 логарифмических единицы относительно значений пика метаморфизма. Оставляя в стороне предположение о привносе восстановленного вещества в систему, мы предполагаем, что такое снижение фугитивности кислорода может быть также связано с резким уменьшением соотношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в расплаве, причиной которого, в свою очередь, может являться начало кристаллизации минералов-концентраторов трехвалентного железа. Последнее предположение подтверждается тем, что именно на рассматриваемом этапе метаморфизма *PT*-путь пересекает поле кристаллизации минералов группы эпидота (алланиита) [15], активно обедняющих сосуществующий расплав Fe^{3+} (рис. 3).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Александру Григорьевичу Соколу за интерес к работе и ценные замечания. Аналитические работы были выполнены на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда РФ № 22-27-00667, <https://rscf.ru/project/22-27-00667/>. Полевые работы и отбор образцов был выполнен в рамках проекта РФ № 18-17-00186.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schettino E., Poli S. Hydrous carbonatitic liquids drive CO_2 recycling from subducted marls and limestones // In: Manning C. Lin J.F. Mao W.L. (eds.). Carbon in Earth's Interior. John Wiley & Sons, 2020. P. 209–221.
2. Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 105–118.
3. Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 104–118.
4. Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шерстл Х.П., Янакурт В.О., Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: Эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1487–1505.
5. Михно А.О., Корсаков А.В. Карбонатитовый, силикатный и сульфидный расплавы: гетерогенность минералообразующей среды в породах сверхвысоких давлений Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 110–132.
6. Корсаков А.В., Головин А.В., Динг Т., Топорски Я. Флюидные включения в породообразующих минералах метаморфических пород сверхвысоких давлений (Кокчетавский массив, Северный Казахстан) // ДАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 530–535.
7. Mikhno A.O., Schmidt U., Korsakov A.V. Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25. P. 807–816.
8. Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // Island Arc. 1995. Т. 4. № 4. С. 267–279.
9. Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif

- (northern Kazakhstan) / In: *R.G. Coleman and X. Wang* (eds.), *Ultrahigh Pressure Metamorphism*, Cambridge Univ. Press. Cambridge. 1995. P. 427–455.
10. *Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г.* Включения в алмазе из алмазного эклогита // *ДАН*. 1972. Т. 207. № 1. С. 164–167.
 11. *Luth R.W.* Experimental study of the system phlogopite-diopside from 3.5 to 17 GPa // *American Mineralogist*. 1997. V. 82. P. 1198–1209.
 12. *Luth R.W.* Diamonds, eclogites, and the oxidation state of the earth's mantle // *Science, New Series*. 1993. V. 261. P. 66–68.
 13. *Stagno V., Frost D.J., McCammon C.A., Mohseni H., Fei Y.* The oxygen fugacity at which graphite or diamond forms from carbonate-bearing melts in eclogitic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 169. № 2. P. 16.
 14. *Sokol A.G., Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Litasov K.D., Polovinka M.P.* Effect of oxygen fugacity on the H₂O storage capacity of forsterite in the carbon-saturated systems. // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 4793–4806.
 15. *Hermann J.* Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // *Chemical Geology*. 2002. V. 192. P. 289–306.
 16. *Mikhno A.O., Korsakov A.V.* K₂O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondwana Research* 2013. V. 23. P. 920–930.

METHANE IN CARBONATE MELT INCLUSIONS FROM THE ROCK-FORMING MINERALS OF CALC-SILICATE ROCKS FROM THE KOKCHETAV MASSIF

A. O. Mikhno^{a, #}, Yu. G. Vinogradova^b, S. V. Rashchenko^a, and A. V. Korsakov^b

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

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

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

Presented by Academician of the RAS V.S. Shatskiy November 9, 2022

Secondary inclusions of carbonate melt were studied in garnets and clinopyroxenes from ultrahigh pressure calc-silicate rocks. Secondary inclusions are located in healed cracks associated with large (100 μm – 3 mm) carbonate inclusions in garnet. In some cases, healed cracks intersect inclusions of potassium-bearing clinopyroxene in garnet. Since the amount of K₂O in healed cracks in clinopyroxene-inclusions reaches 0.64 wt. %, it was concluded that their formation and healing occurred at the ultrahigh pressure metamorphic stage. Raman spectra interpretation of secondary carbonate melt inclusions in garnet and clinopyroxene confirmed the presence of the following phases: methane, graphite, calcite, dolomite, muscovite, and phlogopite. The obtained results imply for the ultrahigh-pressure metamorphic stage in the evolution of calc-silicate rocks from the Kokchetav massif, corresponding to the methane accumulation in the carbonate melt.

Keywords: methane, partial melting, metacarbonates, subduction, ultrahigh pressure metamorphism

УДК 549.742.1

СТАБИЛЬНОСТЬ КАРБОНАТОВ ПРИ СУБДУКЦИИ: ВЛИЯНИЕ РЕЖИМА ДЕФЛЮИДИЗАЦИИ ХЛОРСОДЕРЖАЩЕГО ПЕЛИТА

© 2023 г. А. Г. Сокол^{1,*}, А. Н. Крук¹, О. А. Козьменко¹,
член-корреспондент РАН Ю. Н. Пальянов¹

Поступило 26.10.2022 г.

После доработки 03.11.2022 г.

Принято к публикации 08.11.2022 г.

При давлении 3.0, 5.5 и 7.8 ГПа и температуре 750–1030°C хлор- и карбонатсодержащий пелит претерпевает серию реакционных превращений, которые обеспечивают его трансформацию в эклогитоподобную ассоциацию твердых фаз и образование хлорсодержащего преимущественно водно-углекислого флюида. С ростом *PT*-параметров экспериментов в соответствии со средней и горячей субдукционными геотермами эклогитоподобная ассоциация фаз остается стабильной, но карбонат полностью растворяется во флюидной фазе уже при $P \geq 5.5$ ГПа. При этом содержание CO_2 в закаленном флюиде достигает 20–30 мас. %. Однако предварительная дефлюидизация пелита при 3.0 ГПа и 750°C с выносом из него всего хлора, приводит к тому, что карбонат оказывается стабильным в равновесии со следующими, не содержащими хлора порциями флюида как при 5.5 ГПа, так и при 7.8 ГПа. Сопоставление имеющихся данных для упрощенных модельных систем и новых данных для хлор- и карбонатсодержащего пелита свидетельствуют о том, что хлориды существенно увеличивают растворимость карбоната во флюиде. Таким образом, эффективность транспорта в мантию карбонатов зависит от режима выноса хлора из зон субдукции.

Ключевые слова: субдукция, пелиты, глубинный цикл углерода, карбонаты, флюид, эксперимент, алмазная ловушка

DOI: 10.31857/S2686739722602381, **EDN:** THTDZE

ВВЕДЕНИЕ

Поведение карбонатных минералов в зонах субдукции определяет тренд перераспределения углерода между глубинными резервуарами и поверхностью [1, 2]. Согласно современным оценкам в мантию ежегодно субдуцируется около 80 млн тонн углерода в виде карбонатов, при этом большая его часть в составе метасадков – пелитов [1]. При этом только 30% субдуцированного углерода возвращается на поверхность. Тем не менее субдукция осадков с высоким содержанием карбонатов обеспечивает максимальные по объему выбросы изотопно-тяжелого CO_2 через остро-водужные вулканические системы [1].

По мере погружения богатые летучими карбонатсодержащие пелиты, имеющие низкую температуру солидуса и располагающиеся в верхней наиболее горячей части субдуцируемых плит, могут претерпевать плавление [3–6]. При давлении

до второй критической точки в пелитовой системе с летучими солидус контролируется перитектической реакцией фенгит + клинопироксен + коэсит + водный флюид = гранат + расплав, которая обеспечивает образование кислых богатых калием расплавов [4–6]. Согласно имеющимся оценкам, плавление карбонатсодержащих пелитов до глубин 200 км считается маловероятным [7, 8]. Карбонаты в них остаются стабильными и не вступают в реакции декарбонатизации с силикатами при характерных для зон субдукции редокс условиях [2, 6–9]. Однако карбонаты могут интенсивно растворяться в богатых водой флюидах, которые образуются за счет дегидратации как самих пелитов, так и ниже расположенных в слэбе серпентинизированных перидотитов [8, 9]. Растворимость CO_2 в сверхкритическом флюиде находится, по-видимому, на уровне 5 мас. % или несколько выше [9]. Более того, судя по данным экспериментов в модельных системах, растворимость CaCO_3 во водном флюиде может существенно расти в присутствии хлоридов [10, 11]. Поведение карбонатов принципиально меняется при достижении глубин 200–250 км. На этих уровнях при пересечении геотерм слэбов с солидусами карбонатсодержащих пелитов образуются

¹Институт геологии и минералогии
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

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

Таблица 1. Состав майкопского пелита в сравнении с составом среднестатистического субдукционного осадка GLOSS-II [3]

	Пелит	GLOSS-II
SiO ₂	55.9	56.6
TiO ₂	0.9	0.6
Al ₂ O ₃	17.3	1.5
FeO	7.3	5.7
MnO	0.1	0.4
MgO	3.6	2.8
CaO	2.6	6.2
Na ₂ O	1.4	2.5
K ₂ O	3.0	2.2
P ₂ O ₅	0.1	0.2
Cl	0.1	—
CO ₂	1.9	3.1
H ₂ O	5.4	7.1
SO ₃	0.5	—
Сумма	100.0	99.9

Примечание. Содержание Fe₂O₃ в пелите — 2.6 мас. %.

не силикатные, а богатые щелочами маловязкие карбонатные расплавы [2, 7].

Актуальным вопросом глубинного цикла углерода является определение *PT*-условий и флюидного режима, при которых карбонаты могут оставаться стабильными в пелитах и достигать при субдукции глубин 200–250 км. В данной работе экспериментально изучена стабильность карбонатов в природном карбонат- и хлорсодержащем пелите при разных режимах его дефлюидизации.

МЕТОДИКА

Для экспериментов использовали глубоководный морской осадок (пелит) Майкопской свиты (Таманский полуостров, Россия) (табл. 1) [12]. Пелит состоит из (мас. %): 52 — мусковита, 20 — кварца, 15 — иллитов, 5 — альбита, 5 — каолинита, 2 — кальцита и 1.7 — сидерита. Согласно термogrавиметрическому анализу, он содержит 1.87 мас. % CO₂ и 5.4 мас. % H₂O. Содержание хлор-ионов в пелите составляет 0.1 мас. %. Определение хлоридов проводилось турбодиметрическим методом. Чувствительность метода — 1 мкг хлоридов в пробе. Суммарная погрешность результата определения хлор-иона с доверительной вероятностью $P = 0.95$ составляет 15%.

Тонкоизмельченный порошок пелита размещали в Pt- или Au-ампулы диаметром 6 или 10 мм и толщиной стенки 0.2 мм. Вес образцов варьировал от 120 до 500 мг. Для отделения флюида от пе-

литового образца нами использован метод алмазной ловушки [13]. Метод заключается в том, что для улавливания флюида в экспериментальных образцах при высоких *PT*-параметрах в ампулу добавляется слой (около 30% от массы образца) из микрокристаллов синтетического алмаза, размерностью 14–20 мкм. Количество газообразных и жидких продуктов дегидратации и декарбонатизации в образцах пелита (закаленного флюида) после экспериментов определяли путем взвешивания ампул до и после вскрытия. После прокола перед взвешиванием ампулы сушили в течение 24 ч при 100°C.

Проведено две серии экспериментов с двумя разными сценариями дефлюидизации. В экспериментах по первому сценарию использован исходный, неизмененный образец пелита. Второй сценарий предусматривал поэтапную дефлюидизацию образцов при 3.0 → 5.5 → 7.8 ГПа. Начиная со второй стадии, каждый последующий эксперимент серии, моделирующий погружение с ростом *PT*-параметров, выполнен с использованием частично дефлюидизированного образца из предыдущего эксперимента (высушенного и без вещества, захваченного ловушкой). Без использования алмазных ловушек проведение экспериментов с поэтапной дефлюидизацией было невозможно. Поскольку продукты закалки высококонцентрированных флюидов оставались бы межзерновом пространстве образцов. Использование ловушек позволяло отделять практически весь, возникающий при дегидратации и декарбонатизации флюид от образцов.

Эксперименты длительностью 40 ч проведены на многопуансонном аппарате типа “БАРС” [14]. Точность контроля давления и температуры составляла ±0.1 ГПа и ±20°C [15]. Редокс-реакции с участием Fe³⁺, а также реакции дегидратации и декарбонатизации пелита при *PT*-параметрах экспериментов обеспечили образование в образцах флюидной фазы, содержащей H₂O и CO₂. Избыток алмаза контролировал f_{O_2} в образцах вблизи значений ССО равновесия. Составы полученных фаз исследованы с использованием сканирующего электронного микроскопа “Tescan” MIRA 3 LMU, оснащенного энергодисперсионным микроанализатором “INCA” Energy 450 (“Oxford Instruments”), а также микрозонда “Jeol” JXA-8100.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Эксперимент при 3.0 ГПа выполнен с исходным пелитом, богатым летучими. Уже при 3.0 ГПа и 750°C пелит превращается в ассоциацию фаз, которая состоит из граната, коэсита, фенгитового мусковита (мусковита с повышенным содержанием селадонитового минала), омфацитового

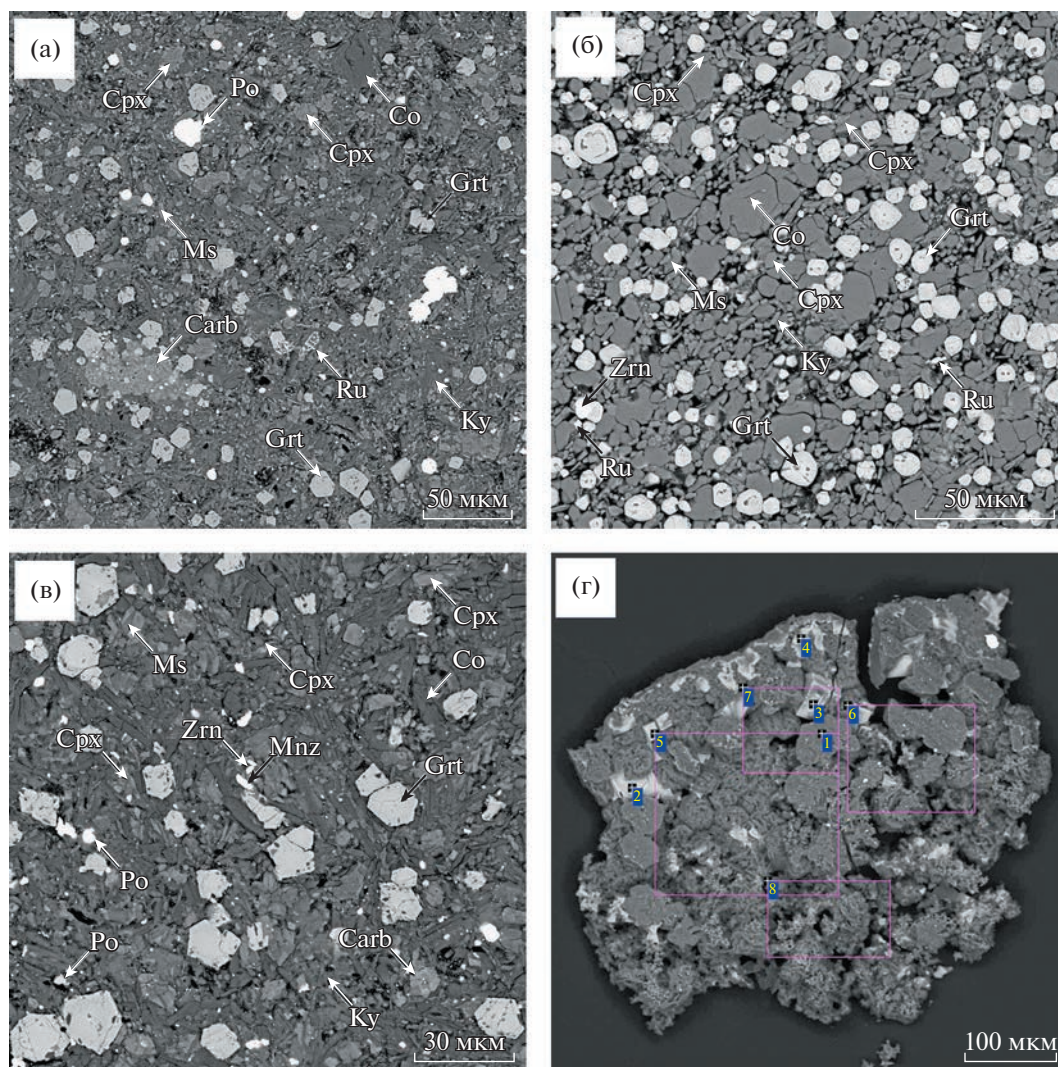
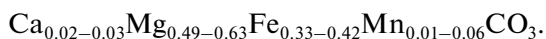


Рис. 1. РЭМ-образцов, полученных в экспериментах с исходным и предварительно дефлюидизированным пелитом. а – образец P1 (исходный пелит, 3,0 ГПа и 750°C); б – образец P5 (исходный пелит, 7,80 ГПа и 940°C); в – образец P1-2 (дефлюидизированный пелит, 5,5 ГПа и 850°C); г – образец солевой корочки, образовавшейся при высыхании закаленного флюида на поверхности ампулы из эксперимента P1 (исходный пелит, 3,0 ГПа и 750°C). Условные обозначения фаз как в табл. 2. ЭДС–СЭМ-данные по составам солей приведены в табл. 3. Длины масштабных отрезков – в мкм.

клинопироксена, кианита и пирротина, а также включает акцессорные фазы: монацит, циркон, рутил и карбонат (рис. 1 а). Солидус изученного нами пелита при 3,0 ГПа находится между 750°C и 900°C (табл. 2). При 3,0 ГПа и 900°C за счет перитектической реакции фенгит + клинопироксен + коэзит + флюид = расплав + гранат образуется 38–49 мас. % гранитоподобного расплава, богатого SiO₂, Al₂O₃ и K₂O. Карбонат имеет состав –



В экспериментах первой серии с исходным пелитом при давлении 5,5 и 7,8 ГПа и температуре 850 и 1030°C образуется рыхлый агрегат твердых

фаз (рис. 1 б) и 10–20 мас. % флюида, который захватывается алмазной ловушкой. В полученных образцах составы твердых фаз приобретают характерные черты минералов эклогитов из метаморфических комплексов сверхвысокого давления. Гранаты содержат от 38 до 43 мол. % пирропического минерала и имеют высокие концентрации примесей Na, Ti и P. В клинопироксенах содержание жадеитового компонента растет с 66 до 92 мол. %. Фенгитовый мусковит фиксируется как в равновесии с расплавом, так и флюидом. Граница его температурной стабильности в диапазоне 3,0–7,8 ГПа примерно на 50°C выше, чем предложено в работах [4, 6]. С ростом *PT*-параметров в фенгитовом мусковите увеличивается

Таблица 2. Параметры 40-часовых экспериментов с пелитом, количество закаленного флюида в образцах и их фазовый состав

Эксп. №	P, ГПа	T, °C	Закаленный флюид* (мас. %)	Фазовый состав образцов	
				Главные фазы	Акцессорные фазы
Исходный пелит					
P1	3.0	750	4.9	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, Fl	Carb, Po
P2	3.0	900	—	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, L	Carb, Zrn, Mnz
P3	5.5	850	6.3	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, Fl	Py, Ru, Zrn
P4	5.5	1030	—	Grt, Coe, Ms, Cpx? Ky, Fl	Po, Ru, Zrn,
P5	7.8	940	6.5	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, Fl	Py, Ru, Zrn
Дефлюидизированный пелит					
P1-2	5.5	850	1.0	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, Fl	Carb, Py, Ru, Zrn, Mnz
P1-2-3	7.8	940	0.2	Grt, Coe, Ms, Cpx, Ky, Fl	Carb, Ru, Py, Zrn, Mnz

Примечание. *Количество газообразных и жидких продуктов дегидратации и декарбонатизации пелита, выделившихся при вскрытии ампул (мас. % к образцу). Grt — гранат; Coe — коэсит; Ms — мусковит; Cpx — клинопироксен; Ky — кианит; Carb — карбонат; Po — пирротин; Ru — рутил; Zrn — циркон; Mnz — монацит; L — закаленный расплав; Fl — закаленный флюид.

содержание Si + Mg с 3.8 до 4.4 формульных единиц (ф.е.) и снижается концентрация Al с 2.1 до 1.6 ф.е. (в пересчете на 11 атомов O). Пирротин остается стабилен в равновесии с флюидом. Ни в одном из образцов, полученных при 5.5–7.8 ГПа, карбонат не зафиксирован.

Во второй серии экспериментов при 5.5 и 7.8 ГПа, с предварительно дефлюидизированным пелитом, фазовый состав образцов в целом близок к тому, что был фиксирован в первой серии (табл. 2, рис. 1 в). В связи с низким содержанием флюида в образцах их текстура более плотная, с меньшим количеством пустот в межзерновом пространстве. Тем не менее на многих фазах фиксируются следы перекристаллизации. Однако главным отличием стало присутствие в пелитовых образцах карбоната $\text{Ca}_{0.01-0.03}\text{Mg}_{0.51-0.60}\text{Fe}_{0.37-0.45}\text{Mn}_{0.01}\text{CO}_3$, фактически

того же состава, что и в образцах, полученных при 3.0 ГПа.

При вскрытии ампул после экспериментов первой серии с исходным пелитом интенсивно выделялись вода и углекислота. В воде присутствовало значительное количество растворенных солей, прежде всего хлоридов калия и натрия. На рис. 1 г приведен агрегат солей, образовавшийся на поверхности ампулы после высыхания закаленного флюида из эксперимента P1 ($P = 3.0$ ГПа и $T = 750^\circ\text{C}$). Составы солей из этого агрегата приведены в табл. 3 (низкие суммы части анализов связаны с высокой пористостью части агрегата). В алмазной ловушке после экспериментов зафиксировано значительное количество продуктов закалки флюида. При вскрытии ампул с дефлюидизированными образцами вода и углекислота не выделялись, однако потеря массы при сушке ампул фиксировалась (табл. 2).

Количество выделившихся при вскрытии ампул $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ приведено в табл. 2. В образцах с исходным пелитом количество продуктов дегидратации и декарбонатизации увеличивалось с ростом PT -параметров с 4.9 до 6.3–6.5 мас. %. Характерно, что после предварительной дефлюидизации пелита при 3.0 ГПа и 750°C с потерей из образца 4.9 мас. % $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, в опыте при 5.5 ГПа и 850°C образовалось 1.0 мас. % $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. При использовании двукратно дефлюидизированного вещества пелита при 7.8 ГПа и 940°C образовалось 0.2 мас. % $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Согласно данным ЭДС–СЭМ, закаленный флюид из образцов, прошедших предварительную дефлюидизацию, не содержит хлора.

В целом с ростом PT -параметров экспериментов вдоль средней и горячей субдукционных геотерм использованный нами пелит превращается в

Таблица 3. Состав солей из закаленного флюида (мас. %), выделившегося при вскрытии ампулы после эксперимента P1, $P = 3.0$ ГПа и $T = 750^\circ\text{C}$ (сушка после вскрытия 24 ч)

Спектр	Si	Mg	Ca	Na	K	Cl	Sr	Сумма
1*	0.13	1.68	1.65	31.44	1.34	0.27	0.65	37.16
2	0.07	—	—	0.81	27.94	1.01	—	45.83
3	0.12	—	—	0.92	49.34	39.79	—	90.17
4	—	—	—	0.88	44.51	40.57	—	85.96
5	0.06	0.89	1.08	19.73	4.66	4.08	—	30.5
6	0.14	1.01	2.11	17.48	5.53	5.01	0.56	31.84
7	0.15	1.23	0.88	20.58	7.96	6.94	0.32	38.06
8	—	0.64	2.37	12.65	4.5	5.22	0.48	25.86

Примечание. *Области сканирования приведены на рис. 1 г.

ассоциацию фаз, характерную для эклогита из метаморфических комплексов сверхвысоких давлений. В гранате растёт доля пиропового минала, а в клинопироксене — доля жадеитового минала. Мусковит претерпевает прогрессирующую фенгитизацию. Кроме того, в образцах образуются флюид или расплав (только при 3.0 ГПа и 900°C). При минимальном давлении экспериментов — 3.0 ГПа и температуре 750–900°C в пелите остаётся стабильным Mg–Fe-карбонат. Такой состав стабильного карбоната обусловлен низким содержанием Са в исходном пелите.

Количество образующихся в результате дегидратации и декарбонатизации $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ при 3.0 ГПа и 750°C меньше (4.9 мас. %) чем при 5.5 ГПа и 850°C (6.3 мас. %), а также при 7.8 ГПа и 940°C (6.5 мас. %). Таким образом, около 25 мас. % карбоната исходного пелита должно было сохраниться в образце из эксперимента при 3.0 ГПа и 750°C. Поскольку в исходном пелите содержалось в виде карбонатов 1.87 мас. % CO_2 , то полное растворение карбоната в флюиде даёт значения концентрации CO_2 в закаленном флюиде от 29 до 30 мас. % (мольное отношение $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}) = 0.15$). То есть, полученное нами значение растворимости карбоната в водном хлорсодержащем флюиде, стабильном в пелите при давлении 5.5–7.8 ГПа и температуре 840–1030°C, заметно выше имеющихся оценок [8, 10, 11].

В результате трех последовательных шагов по дефлюидизации из пелита были удалены практически все летучие. Однако при этом карбонат остался не полностью растворен во флюидной фазе, как это произошло в экспериментах с исходным пелитом при тех же *PT*-параметрах. Важным фактором стабильности карбоната оказалось поведение хлора. Поскольку в пелите нет твердых фаз-концентраторов Cl, то генерированный на первой стадии (при 3.0 ГПа и 750°C) флюид растворяет и концентрирует в себе весь хлор, содержащийся в пелите (0.1 мас. %). Согласно масс-балансу концентрация хлора в первой порции закаленного флюида варьировала от 1 до 2 мас. %. Следующие порции флюида при пошаговой дефлюидизации уже не содержали хлора. Следовательно, удаление хлора из системы снижает растворимость карбоната во флюидной фазе пелитовой системы. Возможно, хлор существенно влияет и на свойства самого сверхкритического флюида. Требуются дополнительные данные, которые бы позволили оценить влияние содержания хлора, состава и концентрации карбоната на его стабильность в пелитовой системе. Это важно, поскольку концентрация карбоната в реально субдуцируемых осадках может сильно варьировать [3].

Хлориды играют важную роль во флюидах зон субдукции [16, 17]. Данные по флюидным включениям в оливинах из базальтов островных дуг, в

минералах метаморфических пород высокого давления и мантийных ксенолитов из зон субдукции свидетельствуют, что содержание хлоридов во флюидах зон субдукции в большинстве случаев превышает 1 мас. % [17–20]. Обобщая полученные нами данные, можно сделать вывод, что ранняя дефлюидизация пелитового материала с выносом флюидами из зон субдукции всего хлора обеспечивает эффективный транспорт CO_2 в глубинные резервуары при дальнейшем погружении слэба. Однако, если субдуцируемый пелит проходит основную фазу дефлюидизации на глубинах ~150 км, то это приведет к образованию хлорсодержащего флюида, в котором может быть растворен весь транспортируемый пелитом карбонат. Это процесс может обеспечить полную декарбонатизацию пелита с выносом в мантийный клин большого количества CO_2 .

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают и благодарность Ю.М. Борздову и А.Ф. Хохрякову за полезные замечания, которые позволили улучшить представление материала. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект 22-17-00005).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Plank T., Manning C.E.* Subducting carbon // *Nature* 2019. V. 574 (7778). P. 343–352.
2. *Dasgupta R.* Ingassing, storage, and outgassing of terrestrial carbon through geologic time // *Rev. Mineral. Geochem.* 2013. V. 75 (1). P. 183–229.
3. *Plank T.* The chemical composition of subducting sediments. *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition, Elsevier, 2014. P. 607–629. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
4. *Schmidt M.W., Vielzeuf D., Auzanneau E.* Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 228 (1–2). P. 65–84.
5. *Hermann J., Spandler C.J.* Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.* 2008. V. 49 (4). P. 717–740.
6. *Перчук А.Л., Сердюк А.А., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю.* Плавление и минеральные парагенезисы глобального субдукционного осадка, обогащенного водой, в условиях закрытой и открытой системы: экс-

- перимент и термодинамическое моделирование // Геология и геофизика 2020. Т. 61 (5). С. 701–724.
7. *Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52 (4). P. 765–789.
 8. *Kelemen P.B., Manning C.E.* Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2015. V. 112 (30). P. E3997–E4006.
 9. *Connolly J.A., Galvez M.E.* Electrolytic fluid speciation by Gibbs energy minimization and implications for subduction zone mass transfer // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 501. P. 90–102.
 10. *Newton R.C., Manning C.E.* Experimental determination of calcite solubility in H₂O–NaCl solutions at deep crust/upper mantle pressures and temperatures: Implications for metasomatic processes in shear zones // *Am. Min.* 2002. V. 87(10). P. 1401–1409.
 11. *Facq S., Daniel I., Montagnac G., Cardon H., Sverjensky D.A.* Carbon speciation in saline solutions in equilibrium with aragonite at high pressure // *Chem. Geol.* 2016. V. 431. P. 44–53.
 12. *Sokol E., Kokh S., Kozmenko O., Novikova S., Khvorov P., Nigmatulina E., Belogub E., Kirillov M.* Mineralogy and geochemistry of mud volcanic ejecta: a new look at old issues // *Minerals* 2018. V. 8 (8). P. 344.
 13. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Ю., Ганеев И.И., Удовкина Н.Г., Носик Л.П.* Взаимодействие шпиннелевого лерцолита с водно-углекислым флюидом при 20 кбар и 900°C // *Геохимия* 1989. № 3. С. 56–62.
 14. *Palyanov Y.N., Kupriyanov I.N., Khokhryakov A.F., Borzdov Y.M.* High-pressure crystallization and properties of diamond from magnesium-based catalysts // *CrystEngComm* 2017. V. 19. P. 4459–4475.
 15. *Sokol A.G., Borzdov Y.M., Palyanov Y.N., Khokhryakov A.F.* High-temperature calibration of a multi-anvil high pressure apparatus // *High Pressure Research*. 2015. V. 35 (2). P. 139–147.
 16. *Keppler H.* Fluids and trace element transport in subduction zones. *Am. Min.* 2017. V. 102 (1). P. 5–20.
 17. *Manning C.E., Frezzotti M.L.* Subduction-zone fluids // *Elements* 2020. V. 16 (6). P. 395–400.
 18. *Métrich N., Wallace P.J.* Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69 (1). P. 363–402.
 19. *Kawamoto T., Yoshikawa M., Kumagai Y., Mirabueno M.H.T., Okuno M., Kobayashi T.* Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2013. V. 110 (24). P. 9663–9668.
 20. *Kumagai Y., Kawamoto T., Yamamoto J.* Evolution of carbon dioxide-bearing saline fluids in the mantle wedge beneath the northeast Japan Arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 168 (4). P. 1–13.

STABILITY OF CARBONATES DURING SUBDUCTION: INFLUENCE OF THE DEHYDRATION REGIME OF CHLORINE-BEARING METAPELITE

A. G. Sokol^{a, #}, A. N. Kruk^a, and Corresponding Member of the RAS Yu. N. Palyanov^a

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

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

It was shown that at a pressure of 3.0–7.8 GPa and a temperature of 750–1030°C, a set of reactions occurred in carbonate-bearing and Cl-enriched pelite that is finally converted into eclogite-like assemblage and formed H₂O–CO₂ Cl-enriched fluid. The eclogite-like assemblage remains stable when P–T conditions change concordantly with hot subduction geotherms, whereas carbonate is completely dissolved in the fluid already at ≥5.5 GPa. In quenched fluid the content of CO₂ reaches 30 wt. %. However, preliminary defluidization of pelite at 3.0 GPa and 750°C leads to chlorine removal and carbonate stabilization at 5.5 GPa and at 7.8 GPa in equilibrium with the next chlorine-free portions of fluid. Thus, the stability of carbonates under P–T conditions typical of subduction zones is dependent on the behavior of chlorine during defluidization of marine sediments.

Keywords: subduction, pelites, deep-seated carbon cycle, carbonates, fluid, experiment, diamond trap

УДК 549.057;549.211

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ S И Ni НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ МАЛОАЗОТНЫХ АЛМАЗОВ В РАСПЛАВЕ Fe ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ

© 2023 г. В. М. Сонин¹, Е. И. Жимулев^{1,*}, А. А. Чепуров¹, А. А. Томиленко¹,
А. И. Чепуров¹, академик РАН Н. П. Похиленко¹

Поступило 14.11.2022 г.
После доработки 01.12.2022 г.
Принято к публикации 02.12.2022 г.

На основе анализа результатов по синтезу и росту алмазов в металл-сульфидных расплавах при высоком давлении обосновывается причина кристаллизации малоазотных кристаллов алмаза. Введение серы в расплав железа приводит к уменьшению растворимости азота, что приводит, в свою очередь, к уменьшению содержания атомов азота в расплаве и вероятности их захвата растущими кристаллами алмаза в виде структурной примеси. Добавление никеля снижает температуру плавления ростовой системы, увеличивает количество расплава и, соответственно, способствует диссоциации молекулярного азота на отдельные атомы, которые захватываются алмазами при росте в виде структурной примеси.

Ключевые слова: алмаз, металл-сульфидные расплавы, высокие давления и температуры, азот

DOI: 10.31857/S2686739722602599, **EDN:** THVHNW

ВВЕДЕНИЕ

Расплавы на основе железа широко используются для выращивания кристаллов алмаза при высоких давлениях и температурах. Для снижения температуры плавления среды кристаллизации алмаза и подавления процесса карбидообразования к Fe обычно добавляют Ni (или Co). Алмазы, выращиваемые данным способом, имеют желтый цвет и высокое содержание азота от 50 до 500 ppm в виде структурной примеси [1]. Азот захватывается растущими кристаллами алмаза в виде одиночных атомов (С-центры). Такая особенность в состоянии азота обусловлена диссоциацией молекулярного азота на одиночные атомы при растворении в расплавах переходных металлов группы Fe. При синтезе алмазов азот попадает в ростовую систему из пор, заполненных воздухом, при сборке внутреннего объема ячеек высокого давления. Если температура в экспериментах по выращиванию алмазов превышает 1500°C, то одиночные атомы азота в структуре алмаза агрегируются [1].

Растворимость азота в расплаве Fe подчиняется закону Сивертса. Значение растворимости пропорционально квадратному корню от парциального давления азота, т.е. чем выше парциальное давление азота, тем выше его растворимость [2]. При предельных значениях концентрации азота возможно образование нитридов Fe. В экспериментальных исследованиях по синтезу алмаза эта зависимость подтверждается [3]. На примере систем Fe–C и Fe–Ni–C было установлено, что при дополнительном введении азота в ростовую систему кристаллизуются алмазы с очень высоким содержанием азота в качестве структурной примеси (до 2500 ppm), причем количество примесного азота в алмазах возрастает с увеличением его концентрации в расплаве. Кроме того, в алмазах обнаружены включения нитрида Fe. В обычных экспериментах по синтезу алмазов (без добавок азота) нитриды не диагностированы. В нижнемантийных природных алмазах также обнаружены нитриды Fe, что по аналогии с экспериментом может свидетельствовать о высоких концентрациях азота в среде кристаллизации алмазов [4].

Для получения бесцветных малоазотных кристаллов алмаза в ростовую среду добавляют так называемые “геттеры азота”, наиболее часто используемым из которых является металлический титан. При введении Ti в количестве нескольких процентов растут бесцветные кристаллы алмаза с

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

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

содержанием примесного азота менее 1 ppm [1]. В таких системах методом газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС) во флюидных включениях в кристаллах алмаза диагностированы в большом количестве сложные, включая углеводородные, соединения азота [5]. Таким образом, в системах с металлическим Ti азот концентрируется, главным образом, не в молекулярной форме N₂, а в виде сложных соединений, которые, по-видимому, не растворяются в металлическом расплаве. Этот эффект наблюдается и в случае добавления металлического Ti в металл-сульфидный расплав [6].

Бесцветные малоазотные кристаллы алмаза выращены в системе Fe–S–C без добавления металлического Ti или других геттеров азота [7–9]. Обнаруженное явление, по-нашему мнению, имеет большое значение, в первую очередь, для объяснения генезиса природных алмазов типа IIa по физической классификации, поскольку присутствие металлического Ti в природных минеральных ассоциациях маловероятно. Причина кристаллизации малоазотных алмазов в серосодержащем расплаве Fe не выяснена. Настоящая статья посвящена особенностям кристаллизации алмаза в данной системе при высоком давлении с объяснением возможных причин обнаруженного явления.

Для осуществления синтеза алмаза в металл-сульфидных расплавах необходимо соблюдение нескольких условий.

“КАРБИДНЫЙ БАРЬЕР”

Несмотря на относительно низкую температуру эвтектики в системе Fe–C, при *PT*-параметрах термодинамической стабильности алмаза существуют две карбидные фазы: Fe₃C и Fe₇C₃. Поэтому для кристаллизации алмаза температура должна превышать температуру плавления карбида Fe₇C₃ как более высокотемпературной фазы относительно карбида Fe₃C.

ВЛИЯНИЕ СЕРЫ

При добавлении S в систему Fe–C карбидные фазы также присутствуют [10]. В указанном исследовании определены минимальные температуры кристаллизации алмаза в системе Fe–S–C при давлении 5.3–5.5 ГПа. Показано, что рост кристаллов алмаза происходил в интервале от 1300°C (температура перитектической реакции расплав + алмаз = Fe₇C₃) до 1370°C (температура появления термодинамически стабильного графита).

На рис. 1 представлена достаточно хорошо изученная при 0.1 МПа фазовая диаграмма системы Fe–S [11]. На диаграмму нанесены валовые

составы растворителя в экспериментах, в которых были осуществлены синтез и рост алмазов на затравки из работ [8–10]. Эти эксперименты проведены в очень узком интервале составов по содержанию S: 1–4 мас. %. Вариации давления и температуры в экспериментах также были незначительны: 1300–1450°C; 5.3–5.5–6.0 ГПа. Судя по фазовой диаграмме, все успешные эксперименты по кристаллизации алмазов проведены в области составов, отвечающих совместному присутствию твердого железа и жидкости.

Система имела гетерогенный фазовый состав. Этим обстоятельством объясняется большое количество включений среды кристаллизации в алмазах (рис. 2) [10]. Минимизировать количество включений удастся только при низких скоростях роста кристаллов [9]. При этом состав жидкости сильно отличается по содержанию S в сторону увеличения относительно валового состава в ростовой системе. На фазовую диаграмму системы Fe–S (рис. 1) нанесены также линия ликвидуса в богатой Fe части диаграммы при 6.0 ГПа по данным [12] и линии термодинамического равновесия графит–алмаз при 5.5 и 6.0 ГПа по [13]. Из диаграммы видно, что для получения гомогенного состава растворителя необходимо увеличить температуру, но это неминуемо приведет к кристаллизации графита, так как линия термодинамического равновесия графит–алмаз находится ниже по температуре, чем линия ликвидуса.

Гомогенную среду кристаллизации можно получить также, изменив валовый состав системы в сторону увеличения количества S. В вышеуказанных работах [8–10] содержание S в жидкости был примерно 4.9 мас. % при 1450°C и, соответственно, 8.7 мас. % при 1300°C (на линии ликвидуса при 6.0 ГПа). Гомогенный фазовый состав, состоящий только из расплава, должен быть при более высоком содержании S. Но в таком случае имеет место интересное явление: чем выше содержание S в расплаве, тем ниже растворимость углерода. Данное явление установлено экспериментально на примере изменения скорости растворения кристаллов алмаза в расплаве Fe–S при высоком давлении в зависимости от содержания S [14]. Этот эффект оказывает влияние и на кристаллизацию алмаза: максимальное валовое содержание S, при котором был получен алмаз, составляло 4 мас. % [10].

ВЛИЯНИЕ НИКЕЛЯ

Усложнение системы путем добавления Ni приводит к значительному снижению температуры тройной эвтектики Fe–Ni–C до 1060–1080°C [15], что на 200 градусов ниже двойной эвтектики Fe–C. Это приводит, в свою очередь, к расширению области существования расплава в ростовой системе и позволяет синтезировать алмаз при бо-

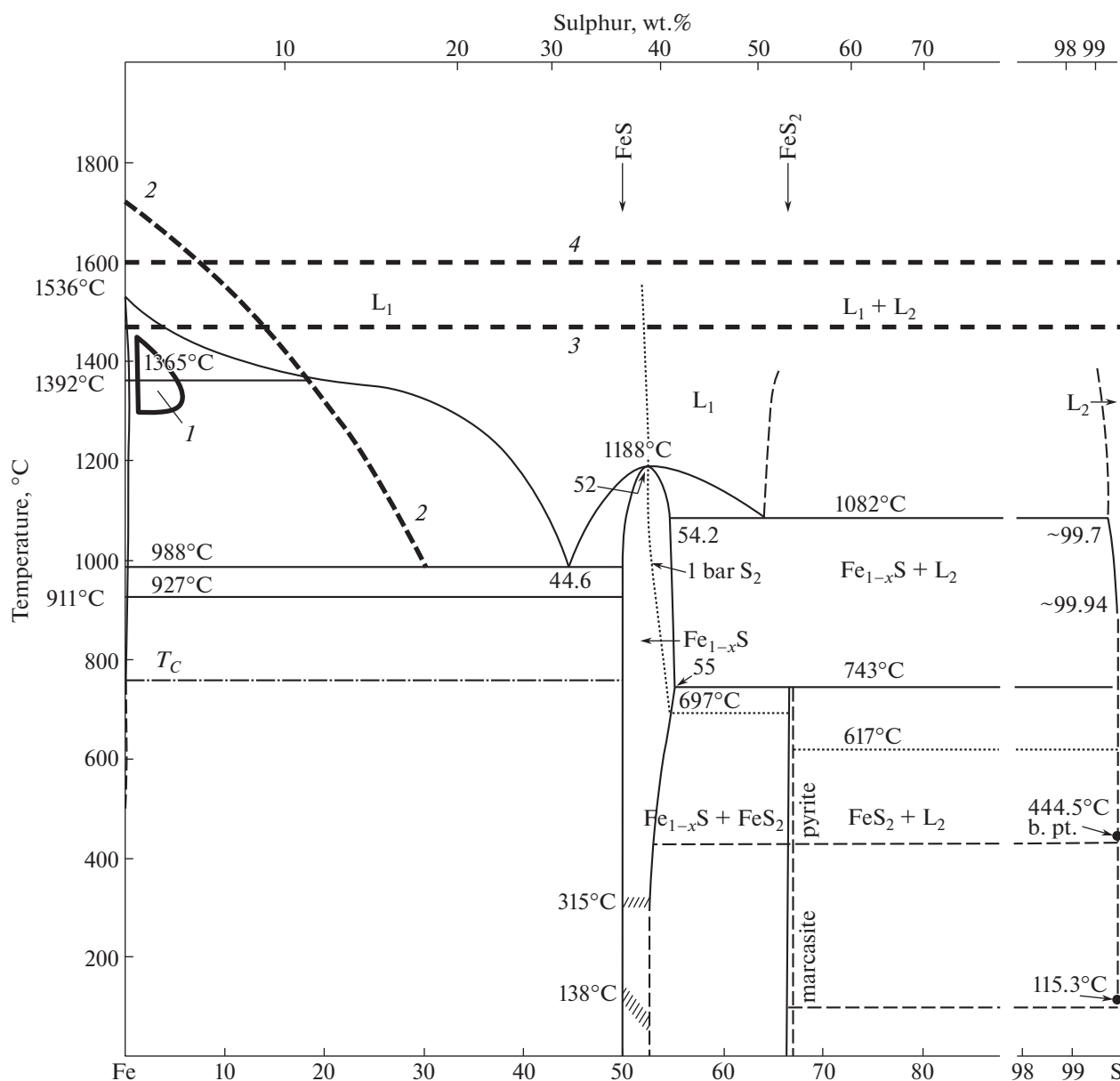


Рис. 1. Фазовые взаимоотношения в системе Fe–S при 0.1 МПа [11] с нанесенными на диаграмму областью кристаллизации алмаза при давлении 5.3–5.5–6.0 ГПа (1); линии ликвидуса (2) в богатой Fe части диаграммы при 6.0 ГПа по [12] и линий термодинамического равновесия графит–алмаз при 5.5 и 6.0 ГПа (3, 4 соответственно) по [13].

лее высоком содержании S. Так, в работе [6] синтез и рост кристаллов алмаза на затравки в системе Fe–Ni–S–C (5.5 ГПа, 1300°C) осуществлены при содержании серы в растворителе 9.9 мас. %, а при 15.6 мас. % кристаллизовался только метастабильный графит. Содержание Ni в шихте варьировало от 21.92 до 30.60 мас. %. Были выращены кристаллы алмаза весом до 0.8 карата.

Эффект уменьшения растворимости углерода от увеличения содержания S в системе также имеет место. Увеличение количества S в системе до 35 мас. % приводит к уменьшению растворимости углерода в 20 раз по сравнению с системой

без S [16]. Поэтому, как считают авторы исследования [16], низкая растворимость углерода в моносльфидном расплаве исключает возможность кристаллизации алмаза из расплава с высоким содержанием S.

В исследовании [17] для выращивания алмазов использовали сплав $\text{Fe}_{64}\text{Ni}_{36}$ с добавлением в ростовую систему сульфида FeS в количестве до 6 мас. % при 6.0 ГПа и 1300–1340°C. Выращенные кристаллы алмаза имели желтый цвет вследствие захвата примесного азота в виде C-центров в количестве 157–173 ppm. С другой стороны, в исследовании

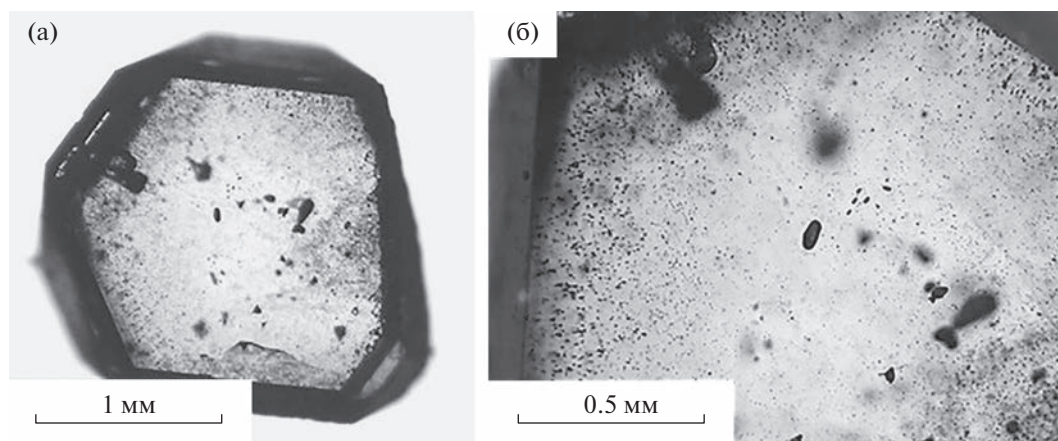


Рис. 2. Кристалл алмаза, выращенный в системе Fe–C–S при высоком давлении с содержанием S 1 мас. %: а — общий вид; б — увеличенный фрагмент.

довании [18] в системе Fe–Ni–S–C при 6 ГПа и 1400°C синтезированы малоазотные кристаллы алмаза. Серу добавляли в ростовую систему в виде сульфида FeS₂. Указывается, что при содержании S в ростовой системе в количестве 5 мас. % в алмазах присутствовали примеси структурного азота в количестве 10–50 ppm, а при содержании S в количестве 10–15 мас. % — 5–10 ppm. С увеличением содержания серы процент превращения графита в алмаз снижался, а при 20 мас. % S кристаллизовался исключительно метастабильный графит. Отличием от работы [17] было соотношение никеля к железу (10 мас. %). То есть тенденция роста малоазотных кристаллов алмаза в таком расплаве сохраняется, хотя и в менее ярко выраженном виде по сравнению с расплавом Fe–S. Но в случае использования расплава Fe–Ni(36 мас. %)—S такой эффект отсутствует.

В результате экспериментального исследования установлено, что при высоком давлении (2–7 ГПа) и высокой температуре (1600 и 1800°C) растворимость азота в расплаве Fe–Ni (5 мас. % по отношению к Fe) почти не меняется при содержании серы до 12–15 мас. % в системе, но резко падает в два раза при увеличении количества серы от 21 до 28 мас. % [19]. Подтверждена тенденция уменьшения растворимости азота при увеличении содержания серы в ростовой системе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Напомним, необходимым условием вхождения азота в структуру алмаза в виде C-центров является диссоциация молекулярного азота на отдельные атомы в расплавах переходных металлов. Растворение азота в таких расплавах — очень сложный и многостадийный процесс. В плане вышеизложенного материала должны интересовать, главным образом, три стадии этого процес-

са: адсорбция N₂ на границе фазового раздела расплав–флюид; переход N₂ через фазовую границу в расплав; и, собственно, стадия диссоциации на атомы.

Величины растворимости легких компонентов (C, S, N) в расплаве Fe имеют обратную зависимость относительно друг друга, т.е. чем больше количество одного компонента, тем меньше растворимость другого. Увеличение содержания углерода и серы в расплаве приводит к заметному уменьшению растворимости азота. А увеличение количества Ni в расплаве Fe только незначительно влияет на растворимость азота в сторону уменьшения [2].

Все эксперименты по синтезу и росту кристаллов алмаза в металл–сульфидных расплавах проведены по единой методике с валовым содержанием углерода, значительно превышающем его растворимость в используемых расплавах. Установлена зависимость образования алмаза в массовом выражении от содержания S. Эта зависимость обратно пропорциональная и имеет место как в системе Fe–S–C, так и в системе Fe–Ni–S–C. С введением серы атомы Fe связываются в квази-молекулярные объединения атомов, в ближнем порядке соответствующие не только карбидным фазам, но и FeS. Соответственно, чем выше содержание S, тем большее количество атомов Fe находится в связанном состоянии и тем меньше расплав способен растворять азот. Вероятно, это явление ухудшает не только растворимость азота, но и адсорбционные свойства расплава по отношению к нему. Косвенным доказательством может служить тот факт, что по результатам газового хромато–масс–спектрометрического (ГХ–МС) анализа в сплаве состава Fe–S–C (после экспериментов по росту алмазов) в отсутствие металлического Ti азот находится, главным образом, в молекулярной форме N₂ [8]. Поэтому в ростовой си-

стеме в отсутствие металлического Ti механизм процесса, предложенный в [5], не имеет места. ГХ-МС-анализ продуктов экспериментов показал также отсутствие нитридных соединений серы типа S_4N_4 , S_4N_2 [8], т.е. сера в буквальном смысле не является геттером (поглотителем) азота.

При прочих равных условиях проведения экспериментов значительное различие при введении в ростовую систему Ni (по сравнению с системой без Ni) заключается в увеличении количества металлической жидкости в ростовой системе. Ni не образует собственных фаз, но входит в качестве изоморфной примеси в карбиды и сульфид Fe [6]. Ni “разбавляет” расплав, тем самым увеличивая количество растворенного азота и, соответственно, повышая возможность его диссоциации на отдельные атомы. Поэтому в присутствии расплава Fe–Ni–S с большим содержанием никеля (36 мас. % по отношению к Fe) кристаллизуются алмазы с высоким содержанием примесного азота.

Природные алмазы полигенетичны, поэтому и механизм образования малоазотных алмазов может быть разным в зависимости от условий, которые определяют не только температурой и давлением, но и химизмом среды кристаллизации в мантии Земли. В частности, в глубинных алмазах диагностированы металлические и карбидные включения [4, 20]. Предложенный вариант является частным случаем, касающимся кристаллизации алмазов в металл-сульфидных системах.

Образование малоазотных кристаллов алмаза в металл-сульфидных расплавах имеет первостепенное значение, поскольку наиболее ценные природные алмазы типа CLIPPIR (Cullinan-like, inclusion-poor, relatively pure, irregularly shaped, and resorbed) кристаллизовались в процессе субдукции в мантии Земли в расплаве состава Fe–Ni–S–C [20]. Валовый состав металл-сульфидных включений в алмазах типа CLIPPIR соответствует вариациям в пределах: $Fe_{0.61-0.75}Ni_{0.10-0.13}C_{0.15-0.20}S_{0.05-0.12}$. Вероятно, такие алмазы кристаллизовались в расплаве с примерно 10-процентным содержанием Ni по отношению к Fe, т.е. в среде, в которой образуются алмазы типа II по содержанию структурных примесей азота.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Ф.В. Каминского и анонимного рецензента за ознакомление с рукописью статьи и высказанные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (грант № 21-17-00082).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kanda H. Large diamond grown at high pressure conditions // *Braz. J. Phys.* 2000. V. 30 (3). P. 482–489.
2. Pehlke R.D., Elliott J.F. Solubility of nitrogen in liquid iron alloys // *Trans AIME*. 1960. V. 218. P. 1088–1101.
3. Liang Z-Z., Liang J-Q., Jia X-P. Effect of NaN_3 added in Fe–C system on inclusion and impurity of diamond synthesized at high pressure and high temperature // *Chin. Phys. Lett.* 2009. V. 26 (3). P. 038104–3.
4. Kaminsky F., Wirth R. Nitrides and carbonitrides from the lowermost mantle and their importance in the search for Earth’s “lost” nitrogen // *Am. Mineral.* 2017. V. 102. P. 1667–1676. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6081>
5. Sonin V., Tomilenko A., Zhimulev E., Bul’bak T., Chepurov A., Babich Yu., Logvinova A., Timina T., Chepurov A. The composition of the fluid phase in inclusions in synthetic HPHT diamonds grown in system Fe–Ni–Ti–C // *Sci. Rep.* 2022. V. 12: 1246. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-05153-7>
6. Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Синякова Е.Ф., Сонин В.М., Чепуров А.А., Похилenko Н.П. Кристаллизация алмаза в системах Fe–Co–S–C и Fe–Ni–S–C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов // *Геохимия*. 2012. № 3. С. 227–239. <https://doi.org/10.1134/S0016702912030111>
7. Жимулев Е.И., Шеин М.А., Похилenko Н.П. Кристаллизация алмаза в системе Fe–S–C // *ДАН*. 2013. Т. 451. № 1. С. 73–75.
8. Жимулев Е.И., Сонин В.М., Бульбак Т.А., Чепуров А.И., Томилenko А.А., Похилenko Н.П. Летучие соединения серы в системе Fe–C–S при 5.3 ГПа и 1300°C // *ДАН*. 2015. Т. 462. № 3. С. 340–345. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15050219>
9. Yelissev A.P., Zhimulev E.I., Karpovich Z.A., Chepurov A.A., Sonin V.M., Chepurov A.I. Characterization of the nitrogen state in HPHT diamonds grown in an Fe–C melt with a low sulfur addition // *Cryst. Eng. Comm.* 2022. V. 24. P. 4408–4416. <https://doi.org/10.1039/d2ce00487a>
10. Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И. Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe–C–S при 5.3–5.5 ГПа и 1300–1370°C // *Геохимия* 2016. Т. 54. № 5. С. 439–446. <https://doi.org/10.1134/S0016702916050116>
11. Von Goldbeck O.K. Iron-Sulfur. In: *IRON – Binary Phase Diagrams*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1982. P. 125–126.
12. Buono A.S., Walker D. The Fe-rich liquidus in the Fe–FeS system from 1 bar to 10 GPa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 2072–2087. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.01.030>
13. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 2467–2470.
14. Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Чепуров А.И., Похилenko Н.П. Влияние содержания серы в расплаве Fe–S на сохранность алмазов при РТ-условиях мантии Земли // *ДАН*. 2018. Т. 481. № 2. С. 193–196. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1807019X>

15. Kocherzhiskii Yu.A., Kulik O.G., Turkevich V.Z. Phase equilibria in the Fe–Ni–C and Fe–Co–C systems under high temperatures and high pressures // *High Temp.-High Pres.* 1993. V. 25 (1). P. 113–116.
16. Zhang Z., Lentsch N., Hirschmann M.M. Carbon-saturated monosulfide melting in shallow mantle: solubility and effect on solidus // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. V. 170: 47–13.
<https://doi.org/10.1007/s00410-015-1202-z>
17. Fang S., Ma H., Wang Z., Yang Z., Cai Z.H., Ding L., Miao X., Chen L., Jia X. Study on growth characteristics of Ib-type diamond in an Fe–Ni–C–S system // *Cryst. Eng. Comm.* 2019. V. 21. P. 6010–6017.
<https://doi.org/10.1039/c9ce01194c>
18. Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F., Bataleva Yu.V., Kuprianov I.N. Effect of sulfur on diamond growth and morphology in metal-carbon systems // *Cryst. Eng. Comm.* 2020. V. 22. P. 5497–5508.
<https://doi.org/10.1039/d0ce00865f>
19. Grewal D.S., Dasgupta R., Sun C., Tsuno K., Costin G. Delivery of carbon, nitrogen, and sulfur to the silicate Earth by a giant impact // *Science Advances*. 2019. V. 5 (1). eaau3669.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aau3669>
20. Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W. Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle // *Science*. 2016. V. 35. P. 1403–1405.
<https://doi.org/10.1126/science.aal1303>

EXPERIMENTAL JUSTIFICATION OF THE INFLUENCE OF S AND Ni ON CRYSTALLIZATION OF LOW-NITROGEN DIAMONDS IN A MELT OF Fe AT HIGH PRESSURE

**V. M. Sonin^a, E. I. Zhimulev^{a,#}, A. A. Chepurov^a, A. A. Tomilenko^a, A. I. Chepurov^a,
and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^a**

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

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

Based on the analysis of the results on the synthesis and growth of diamonds in metal-sulfide melts at high pressure, the reason for the crystallization of low-nitrogen diamond crystals is substantiated. The introduction of sulfur into the iron melt leads to a decrease in the solubility of nitrogen, which, in turn, leads to a decrease in the content of nitrogen atoms in the melt and the probability of their capture by growing diamond crystals in the form of a structural impurity. The addition of nickel lowers the melting point of the growth system, increases the amount of melt, and, accordingly, promotes the dissociation of molecular nitrogen into individual atoms, which are captured by diamonds during growth as a structural impurity.

Keywords: diamond, metal-sulfide melts, high pressures and temperatures, nitrogen

УДК 551.24

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ИХ ГЕНЕЗИС ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИИ РЕЛЬЕФА ДНА, СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ГЛУБИННОМУ СТРОЕНИЮ МАНТИИ

© 2023 г. С. Ю. Соколов^{1,*}, А. С. Абрамова¹, С. И. Шкарубо²

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 02.11.2021 г.

Поступило 02.11.2021 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принято к публикации 08.11.2022 г.

В работе проведен комплексный анализ морфометрического атрибута “генеральная кривизна” для рельефа дна Баренцева моря, сейсмических и сейсмоакустических данных, содержащих в волновом поле тектонические нарушения, выходящие на поверхность, разломной сети в осадочном чехле, подтвержденной сейсморазведкой, и сейсмотомографических данных, показывающих неоднородную глубинную структуру распределения скоростей сейсмических волн в верхней мантии. Анализ этих данных показал наличие связи реологически неоднородных и подвижных блоков верхней мантии и консолидированной части земной коры с разломной сетью глубинного заложения, выходящей на поверхность дна и являющейся рельефообразующим фактором, формирующим характерные домены с разной текстурой в отображении морфометрического атрибута “генеральная кривизна”.

Ключевые слова: морфометрия, неотектоника, Баренцево море, сейсмические разрезы, разломная сеть, глубинное строение

DOI: 10.31857/S2686739722602484, EDN: THWTST

Влияние геодинамически активных процессов северо-западного обрамления Евразии на Арктические шельфы России выражается в сейсмичности, неотектонических нарушениях осадочного разреза, в особенности его верхней части, и во многих других факторах [1–3]. Детекция новейших и современных тектонических смещений дна в глубоководном обрамлении шельфа Баренцева может достоверно быть выполнена по данным сейсморазведки и особенно высокочастотного сейсмоакустического профилирования, в котором вертикальное разрешение может составлять менее 1 м. Плотность этого вида геофизических наблюдений в глубоководных частях акватории невелика и при выявлении на разрезах разломов между ними остаются значительные пространства, не представленные данными, трассировка нарушений в которых является проблематичной.

Современные цифровые модели рельефа (ЦМР) дна Арктики ИВКАО [4] среднего масштаба (1:250000 и мельче) не содержат пустот, что создает возможность трассировки нарушений по морфометрическим характеристикам рельефа. Этот подход дает достоверные результаты исключительно в совокупности с сейсмическими данными, подтверждающими связь аномалий морфометрии с разрывными нарушениями. Поскольку плотность сейсмических данных и результатов их интерпретации на шельфе Баренцева моря велика, для Российской части акватории проведено их сравнение с рельефом через морфометрический анализ. Это создает основу применения такого подхода к исследованию неотектоники в акваториях, менее изученных сейсморазведкой.

Большинство линеаментов в рельефе являются поверхностным выражением приповерхностных и глубинных разломов, структурных образований разного генезиса, размера, возраста и глубины. На сегодняшний момент существует ограниченное количество работ, связанных с морфометрическим анализом форм рельефа, характерных для тектонических структур и процессов [5–8]. Единичные работы посвящены идентификации тектонических структур в подводном рельефе с помощью морфометрии [9, 10].

В настоящей работе для анализа использована актуальная ЦМР ИВКАО [4] на сетке 200 м. Мор-

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²АО “Морская арктическая геологоразведочная экспедиция”, Мурманск, Россия

*E-mail: sysokolov@yandex.ru

фологическими признаками разломов являются линейные структуры в рельефе, а также структурные различия в рельефе на соседних доменах, ограниченных разломной сетью. Выделенные по морфометрическим атрибутам рельефа дна наиболее вероятные разломные структуры сравниваются с разломами, подтвержденными прямыми сейсмическими наблюдениями. На рис. 1 представлена карта генеральной кривизны (General Curvature), рассчитанная в ПО SAGA [11] по сглаженной в скользящем окне 5 км ЦМР IBCAO. Необходимость сглаживания состоит в том, что данная ЦМР является комбинацией обычных промеров, данных навигационных карт, альтиметрии с отдельными фрагментами детальной многолучевой батиметрии. Это создает артефакты на карте с пространственно неоднородной точностью данных, которые необходимо исключить из интерпретации. На рис. 1 также приведены разломные сети по данным масштаба 1:5000000 [12] и по данным листа Т-37-40 геологической карты масштаба 1:1000000 [13] с разделением по кинематическому типу, построенных по данным 2D-сейсморазведки. Анализ различных атрибутов, реализованных в ПО SAGA, показал, что в сопоставлении с разломами наиболее контрастным вариантом расчета является генеральная кривизна, которая представляет собой комбинацию вторых производных рельефа по обоим пространственным координатам.

Сопоставление генеральной кривизны с достоверно установленной по данным сейсморазведки разломной сетью, приведенной на изданных картах (см. рис. 1), показывает, что последняя разграничивает дно на домены с различием в характере атрибута. Наблюдаются домены с интенсивной хаотичной текстурой, большая часть которых сосредоточена в зонах между левосдвиговыми дислокациями северо-западной ориентации от центральной части Баренцева моря до верховьев трога Св. Анны на северо-востоке. В меньшей степени выражены домены с осветленной текстурой. Пересечение сдвига и хаотичного домена показано на разрезе рис. 2. Разрез содержит две отрицательные цветковые структуры, приповерхностное оперение которых выходит на поверхность дна. Главный сдвиговый разрыв уходит глубже триасового отражающего горизонта $A_3(T_3)$. В центральной части разреза в верхних 800–900 мс между двумя сдвиговыми структурами видны множественные дислокации, не только выходящие на поверхность, но и формирующие на дне небольшие положительные формы рельефа амплитудой от 10 до 25 м. Это указывает на современный возраст разрывных нарушений, смешивающих мезозойские осадочные комплексы в режиме трансенсии, и их рельефообразующую роль. Вторичные нарушения могут быть проявлены во всем хаотичном домене между длинными

сдвигами (см. рис. 1). Отложения донных потоков, приспособляющихся к разломной сети, могут усиливать их рельефообразующий эффект.

Атрибут кривизны на северном обрамлении шельфа четко показывает борта трогов, выходящих к бровке шельфа. В Норвежской части Баренцева моря видны домены с хаотичной текстурой атрибута с линейными элементами (см. рис. 1), ориентированными в северо-восточном направлении и соответствующими известной системе трогов в этой части шельфа. На севере Российской части эти элементы подтверждены разломной сетью, вынесенной на карты среднего масштаба (см. рис. 1). В южной Российской части шельфа также наблюдаются домены с разной текстурой. Кроме этого, на карте [13] проведена разломная сеть северо-западной ориентации, аналогичной северной части акватории. Часть этих разломов, показанных на карте, не имеет сплошной трассировки через Южную часть Баренцева моря. Тем не менее глубинные разрезы (рис. 3) и высокочастотные профили (рис. 4) показывают признаки тектонических нарушений с выходом на поверхность дна на предполагаемой линии продолжения разлома к юго-западному окончанию Новой Земли. Особо отметим, что высокочастотный разрез (см. рис. 4) в окрестностях разлома содержит увеличение интенсивности рефлектора, находящегося на глубине ~6 м под дном, что вероятно указывает на скопление свободного газа, который по данному разлому поступает. Не исключена и другая интерпретация увеличения интенсивности, связанная с механическим разрушением в зоне разлома субгоризонтальной границы на глубине 363 мс, имеющей, скорее всего, мерзлотный генезис и служащей флюидоупором.

Система разломов северо-западной ориентации с очевидными признаками неотектонической активности охватывает всю акваторию Баренцева моря. По данным [14, 15], схема девонско-триасовой рифтовой системы и ее юрско-меловая активизация имеют систему трансформных смещений, пространственная ориентация которых совпадает с разломами, выделенными на картах [12, 13]. Это указывает на генетическую связь областей современной неотектоники с палеозойскими и мезозойскими структурными неоднородностями, но поднимает вопрос о геодинамическом механизме воздействия на плиту с блоковым строением в настоящее время.

По данным [3], геодинамически активное обрамление шельфа Баренцева моря (хребты Книповича и Гаккеля) с переменным во времени сейсмическим циклом формирует деформационные волны, которые, распространяясь от двух взаимно перпендикулярных дивергентных зон, воздействуют на шельф. Кроме этого, исходя из постулата о том, что одним из “двигателей” тектоники

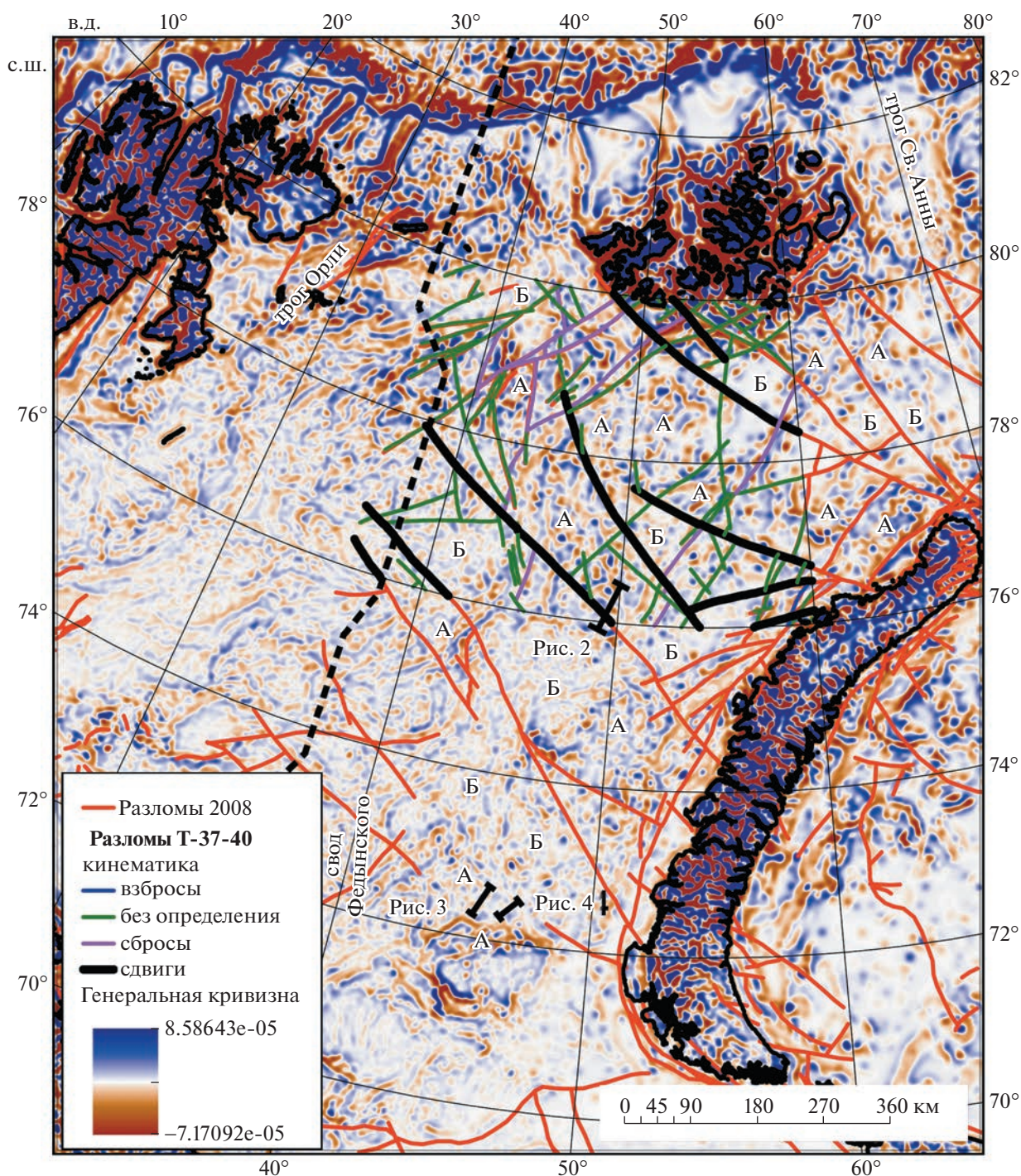


Рис. 1. Карта морфометрического атрибута “генеральная кривизна” Баренцева моря, рассчитанная по данным ИВСаО [4] в ПО SAGA [11], разломные сети масштаба 1:5000000 по данным [12] и 1:1000000 по данным листа Т-37-40 [13] с разделением по кинематическому типу. Буквами показаны домены в поле атрибута: А – с хаотичной текстурой, Б – с осветленной текстурой. Цифрами даны положения сейсмических разрезов на соответствующих рисунках.

плит является давление со стороны хребта, на шельфе имеет место суперпозиция двух источников давления. Они могут влиять на внутриплитную динамику, активизируя систему разломов,

расположенную под углом $\sim 45^\circ$ к обоим направлениям распространения деформационных волн.

Другим фактором геодинамики является наличие anomalно горячей мантии под архипелагом Шпицберген и его окрестностями. Это

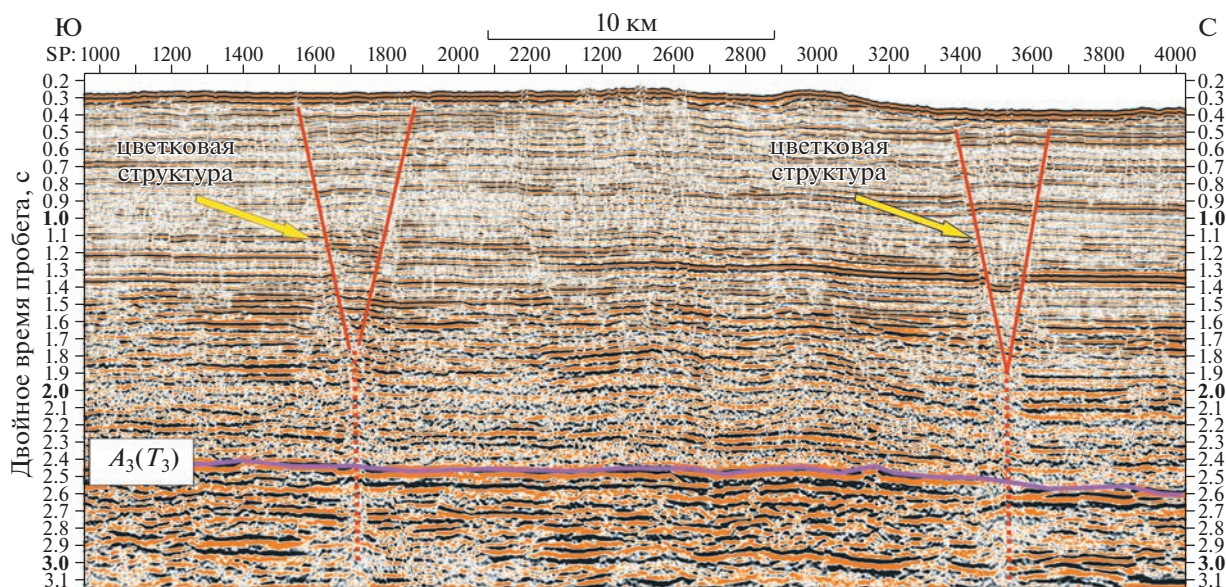


Рис. 2. Фрагмент разреза ОГТ TF102 в северной части Баренцева моря, пересекающий зону сдвиговых дислокаций северо-западной ориентации. Сплошными красными линиями показано оперение отрицательных цветковых структур, выходящее к поверхности дна. Пунктирными красными линиями показаны главные сдвиговые дислокации. Положение фрагмента показано на рис. 1.

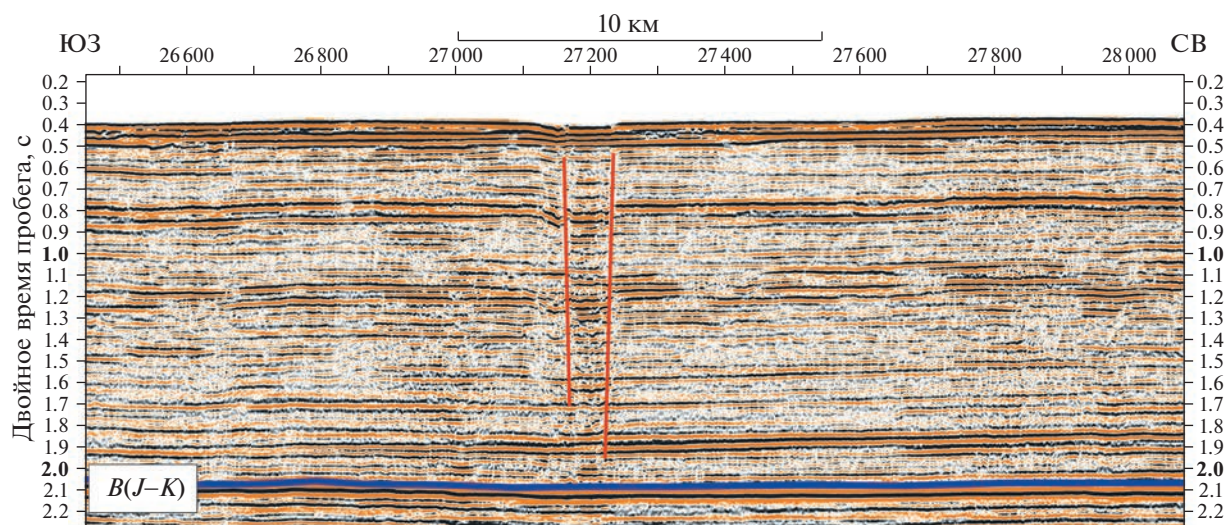


Рис. 3. Фрагмент разреза ОГТ KS103 в южной части Баренцева моря по данным [19], пересекающий зону предполагаемых дислокаций северо-западной ориентации. Сплошными красными линиями показаны разломы, выходящие к поверхности дна. Положение фрагмента показано на рис. 1.

подтверждается рифтогенными значениями теплового потока, измеренного в трое Орли в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [16]. Из рис. 5 а по форме изоповерхности сейсмических скоростей 8.3 км/с видно, что северо-западная часть Свальбардской плиты до глубин 250 км имеет полость с пониженными значениями скоростей, ориентированную в северо-восточном направлении. На юго-западном обрамлении ар-

хипелага Земля Франца Иосифа (рис. 5 б) на поверхности этой полости проявлена плотная сеть разломов северо-восточной ориентации, которые по данным интерпретации опорного разреза 4-АР [17] также выходят на поверхность дна. Это указывает на то, что динамика плиты с блоковым строением, кроме стандартных факторов тектоники плит, подвержена влиянию относительно более прогретой и подвижной области мантии,

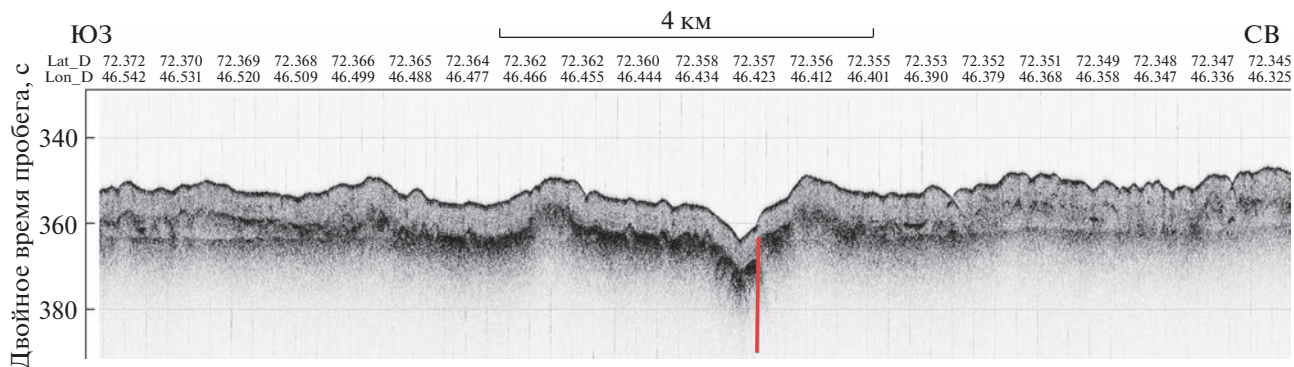


Рис. 4. Фрагмент разреза ANS_to_W44, полученного высокочастотным профилографом в 41-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” в южной части Баренцева моря, пересекающий зону предполагаемых дислокаций северо-западной ориентации. Сплошной красной линией показан разлом, выходящий к поверхности дна. Положение фрагмента показано на рис. 1.

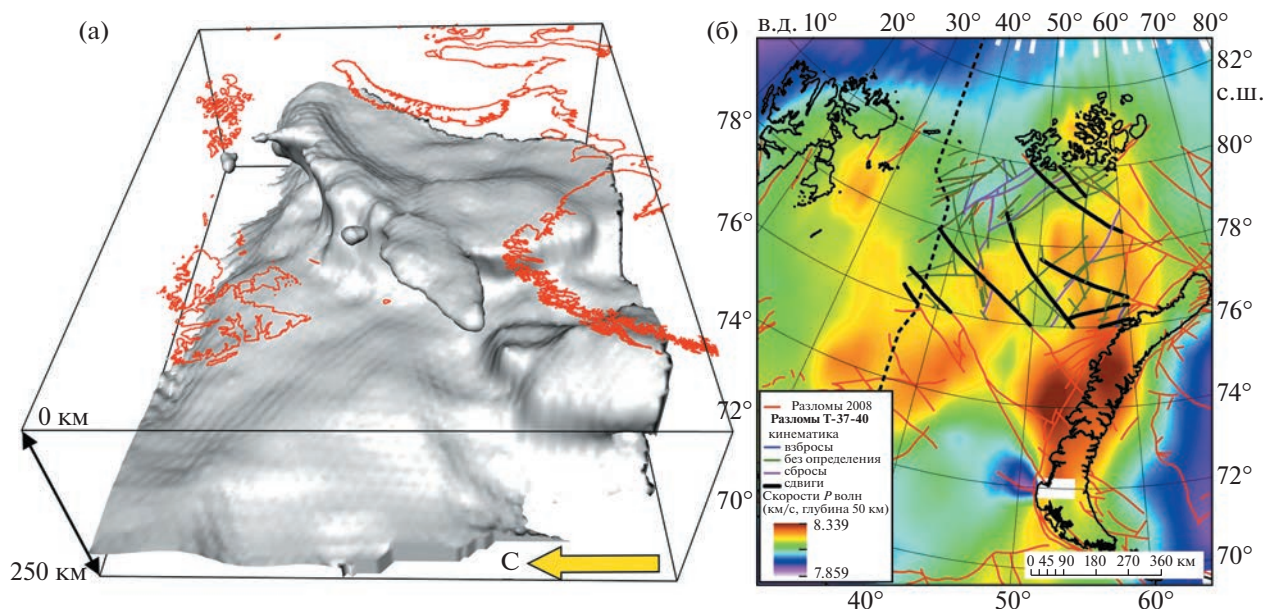


Рис. 5. Глубинное строение Баренцева моря по сейсмотомографическим данным [20]. а – 3D-блок-диаграмма изоповерхности скорости Р-волн со значением 8.3 км/с в интервале глубин от 250 км до поверхности. б – карта распределения скоростей Р-волн на глубине 50 км, разломные сети масштаба 1:5000000 по данным [12] и 1:1000000 по данным листа Т-37-40 [13] с разделением по кинематическому типу.

которая дополнительно воздействует на сложившуюся разломную сеть, а также проявлена четвертичным вулканизмом на Шпицбергене [18]. Изоповерхность рис. 5 а имеет небольшие углубления с северо-западной ориентацией, а также отчетливое ответвление низкоскоростной полости к Кольскому полуострову под высокоскоростным “козырьком” на глубине ~75 км под сводом Федынского.

Сопоставление разломной сети со скоростным срезом мантии на глубине 50 км (см. рис. 5 б) показывает, что нарушения с неотектонической активностью достаточно четко сегментируют ско-

ростные неоднородности как в северо-западном, так и в северо-восточном направлении. Это указывает на подвижность блоков плиты вплоть до глубинных областей, приводящую к неотектоническим деформациям на поверхности. В связи со сдвиговой кинематикой многих разломов вопрос о механизме тангенциального воздействия на блоки плиты, формирующего сколы с углами ~45° к геодинамически активным зонам обрамления Баренцева моря, остается открытым.

Таким образом, анализ глубинного скоростного строения мантии, разломной сети и морфометрии рельефа дна Баренцева моря показал наличие

связи реологически неоднородных и подвижных блоков верхней мантии и консолидированной части земной коры с разломной сетью глубинного заложения, выходящей на поверхность дна и являющейся рельефообразующим фактором, формирующим характерные домены с разной текстурой в отображении морфометрического атрибута “генеральная кривизна”. Подтверждена причинно-следственная цепочка тектонических процессов от глубинных разделов литосферы к поверхности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны И.В. Флоринскому за рекомендации по теме работы, экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за самоотверженный труд в тяжелых условиях, сделавший возможным получение полных материалов. Авторы также выражают благодарность Российскому федеральному геологическому фонду (<https://rfgf.ru>) за доступ к сейсмическим данным.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 “Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.
2. *Мусатов Е.Е.* Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.
3. *Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., et al.* Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismol. Res. Lett. 2021. V. 92. P. 2876–2890. <https://doi.org/10.1785/0220210024>
4. *Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Nature. Scientific Data. 2020. V. 7. № 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
5. *Florinsky I.V.* Quantitative topographic method of fault morphology recognition // Geomorphology. 1996. V. 16. № 2. P. 103–119.
6. *Jordan G.* Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study // Earth Surface Processes and Landforms. 2003. V. 28 (8). P. 807–822. <https://doi.org/10.1002/esp.469>
7. *Jordan G., Meijninger B.M.L., Hinsbergen D.J., et al.* Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2005. V. 7 (3). P. 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2005.03.003>
8. *Ramli M.F., Yusof N., Yusoff M.K., et al.* Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment: A review // Bull. Eng. Geol. Environ. 2010. V. 69. № 2. P. 215–233.
9. *Kokinou E., Panagiotakis C.* Automatic Pattern Recognition of Tectonic Lineaments in Seafloor Morphology to Contribute in the Structural Analysis of Potentially Hydrocarbon-Rich Areas // Remote Sensing. 2015. V. 12 (10). 1538. <https://doi.org/10.3390/rs12101538>
10. *Panagiotakis C., Kokinou E.* Linear Pattern Detection of Geological Faults via a Topology and Shape Optimization Method // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015. V. 8. № 1. P. 3–11. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2014.2363080>
11. *Conrad O., Bechtel B., Bock M., et al.* System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
12. *Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V., et al.* Geological Map of the Arctic 1:5000000. Geological Survey of Canada. 2008. Open file report 5816.
13. Карта дочетвертичных образований. Т-37-40 (Земля Франца-Иосифа, южные острова). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия). Лист 1. МАГЭ, ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 2004. Отв. редактор Б.Г. Лопатин.
14. *Виноградов А.Н., Верба М.Л., Верба В.В. и др.* Основные черты геологического строения Евро-Арктического региона // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 16–39.
15. *Шипилов Э.В.* К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
16. *Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В. и др.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 318–323.
17. *Старцева К.Ф., Никишин А.М., Малышев Н.А. и др.* Геологическая и геодинамическая реконструкция Восточно-Баренцевского мегабассейна на основе анализа регионального сейсмического профиля 4-АР // Геотектоника. 2017. № 4. С. 51–67.
18. *Сироткин А.Н., Шарин В.В.* Возраст проявлений четвертичного вулканизма в районе Бокк-фьорда (архипелаг Шпицберген) // Геоморфология. 2000. № 1. С. 95–106.
19. *Казанин Г.С., Павлов С.П., Шлыкова В.В. и др.* Сейсмо-геологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д // Геология и геоэкология кон-

- тинентальных окраин Евразии. Выпуск 3. М.: 20. *Bungum H., Ritzmann O., Maercklin N., et al.* Three-Dimensional Model for the Crust and Upper Mantle in the Barents Sea Region // *Eos*. 2005. V. 86. № 16. P. 1–3.
- ГЕОС, 2011. С. 59–81.

NEOTECTONIC DISLOCATIONS AT THE BARENTS SEA SHELF AND THEIR GENESIS ACCORDING TO THE MORPHOMETRY OF BATHYMETRY, SEISMIC SECTIONS AND THE DEEP MANTLE STRUCTURE

S. Yu. Sokolov^{a, #}, A. S. Abramova^a, and S. I. Shkarubo^b

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

^b*JSC "Marine Arctic Geological Expedition", Murmansk, Russian Federation*

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

The paper provides a comprehensive analysis of the morphometric attribute “general curvature” for the bathymetry of the Barents Sea, seismic and seismoacoustic data containing in the wave field patterns tectonic faults emerging to the surface, a fault network of the sedimentary cover confirmed by seismic surveys, and seismotomographic data showing the heterogeneous deep structure by the distribution of seismic wave velocities in the upper mantle. The analysis of these data showed the presence of a causal relation between rheologically heterogeneous and mobile blocks of the upper mantle and the crystalline part of the Earth’s crust with the deep fault network, emerging on the bottom surface and being a relief-forming factor that forms characteristic domains with different textures performed by the morphometric attribute “general curvature”.

Keywords: morphometry, neotectonics, Barents sea, seismic sections, fault network, deep structure

УДК 564.533.7

ПЕРВАЯ НАХОДКА ГОНИАТИТОВ РОДА *PARAMEXICOCERAS* В ЧАНСИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 2023 г. Р. В. Кутыгин^{1,*}, А. Н. Киясов¹, А. С. Бяков²

Представлено академиком РАН Н.А. Горячевым 15.11.2022 г.

Поступило 15.11.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принято к публикации 03.12.2022 г.

В основании некучанской свиты (верхняя часть чансинского яруса) бассейна р. Дыбы (Южное Верхоянье) обнаружены аммоноидеи *Paramexicoceras aldanense* Porow. Это первая в верхнепермских отложениях Северо-Востока Азии находка гониатитов, благодаря которой уточнено биостратиграфическое деление пограничного пермско-триасового интервала. Объем зоны *Otoceras concavum* в своей нижней части сокращается посредством установления в основании некучанского горизонта слоев с *Paramexicoceras aldanense*. Полученные данные свидетельствуют о том, что род *Paramexicoceras*, ранее считавшийся долгоживущим, относится к наиболее молодым и короткоживущим таксонам семейства *Cyclolobidae*, представляющим терминальную фазу исторического развития гониатитов. Сделанная находка позволила сопоставить основание некучанского горизонта Южного Верхоянья с верхами группы Фолдвик Крик Восточной Гренландии.

Ключевые слова: аммоноидеи, *Cyclolobidae*, чансинский ярус, некучанская свита, отоцерасовые слои, Верхоянье, Северо-Восток Азии

DOI: 10.31857/S2686739722602605, EDN: TIAMDA

Пермская система Северо-Востока Азии содержит ряд последовательных аммоноидных комплексов, самый верхний из которых ранее выделялся в роудском ярусе средней перми [1, 2]. Важнейшим элементом этого комплекса являлся род *Sverdrupites*, широко распространенный по всему региону [3]. Следующий достоверный уровень с аммоноидеями до последнего времени был известен только в Южном Верхоянье — он устанавливается в нижней части некучанского горизонта, где появляются древнейшие представители рода *Otoceras*, ранее считавшиеся раннеиндскими [4], а сейчас относимые к верхнему чансину [5, 6]. Следовательно, на Северо-Востоке России аммоноидеями не был охарактеризован огромный интервал между свердрупитовыми и отоцерасовыми слоями (вордский, кепитенский

и вучапинский ярусы, а также нижнечансинский подъярус). Единственным исключением была находка циклолобид рода *Paramexicoceras*, сделанная М.Г. Зиновьевым в аллювии или делювии на р. Имтачан верховьев р. Восточная Хандыга [7]. Несмотря на отсутствие стратиграфической привязки, было несомненно, что имтачанский парамексикоцерас моложе свердрупитового комплекса, но древнее отоцерасового [1]. Все попытки исследователей повторить эту находку оказались безуспешными, поэтому стратиграфическая принадлежность обнаруженного М.Г. Зиновьевым и описанного Ю.Н. Поповым [7] голотипа типового вида рода *Paramexicoceras* (*P. aldanense* Porow) до последних лет оставалась предметом догадок. По мнению В.Н. Андрианова [1], обсуждаемый экземпляр мог происходить из основания имтачанской свиты (приблизительно в 900 м ниже отоцерасовых слоев). Его возраст по уровню организации лопастной линии, близкой к роду *Mexicoceras*, предполагался “казанским” [1], что в современном представлении соответствует вордскому и кепитенскому векам средней перми.

Интерес исследователей к роду *Paramexicoceras* существенно возрос после сообщения о его находках в верхнепермских отложениях Восточной Гренландии. По данным В.В. Насичука [8], здесь

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

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

*E-mail: rkutygin@mail.ru

парамексикоцерасы были обнаружены в “Martinia beds” мыса Стош (*Paramexicoceras* sp.) и в формации Schuchert Dal на западе Земли Джеймсон (*Paramexicoceras* sp. nov.). Эти находки относятся к верхам группы Фолдвик Крик (Foldvik Creek Group), рассматриваемым в качестве биостратона Changhsingoceras/Paramexicoceras чансинского яруса верхней перми [9].

После гренландских находок интервал вертикального распространения *Paramexicoceras* существенно расширился, а сам род стал считаться долгоживущим [10], что понизило его корреляционный потенциал. Однако то, что между верхоянскими и гренландскими парамексикоцерасами существует огромный геохронологический разрыв, приходящийся, по меньшей мере, на весь вучапинский век, вызывал сомнения в датировке южноверхоянского *P. aldanense* [8].

В последнее десятилетие нами безуспешно проводились поиски цефалопод в имтачанской свите верховьев р. Восточная Хандыга. Многочисленные раковины аммоноидей были собраны в вышезалегающих отоцерасовых слоях некучанской свиты, но все они относились исключительно к роду *Otoceras*. Не обнаружив остатков аммоноидей в нижней, наиболее мористой части имтачанской свиты, мы предположили, что голотип *Paramexicoceras aldanense* мог произойти из средней части имтачанской свиты (верхняя часть вучапинского яруса), где нами в разрезе по руч. Уступному был найден экзотический таксон двустворчатых моллюсков рода *Atomodesma* s.s., появление которого мы связали с проникновением экзотических форм в северо-восточно-азиатские бассейны в связи с трансгрессивным эпизодом [11].

В 2022 г. мы впервые посетили разрез пограничных пермско–триасовых отложений бассейна р. Дыбы. В среднем течении руч. Палаткачан, на его левом притоке (руч. Крайний), был обнаружен ранее неизвестный разрез верхней части имтачанской свиты и нижнекучанской подсвиты (рис. 1).

Как выяснилось, все нижние пачки (или слои) некучанской свиты, ранее установленные в правобережье р. Сеторым [4, 12, 13], прослеживаются и в разрезе по руч. Крайнему. В основании пачки 3 некучанской свиты здесь, как и в сеторымских разрезах, наблюдается выдержанный горизонт (слой 3В) крупных (до 0.4 м в толщину и до 1.2 м в длину) кремнисто-глинистых конкреций. Непосредственно выше этих конкреций появляются первые представители *Otoceras concavum* Tozer, индексирующие одноименную биостратиграфическую зону верхней части чансинского яруса. Раковины вида-индекса вышезалегающей зоны

Otoceras boreale, относимой к низам индского яруса [14], на руч. Крайнем обнаружены в интервале 5.4–8.5 м выше подошвы пачки 3.

Во всех сеторымских разрезах ниже горизонта крупных конкреций присутствует 20-см слой аргиллитов (3А), аммоноидеями не охарактеризованный. Мощность этого слоя на руч. Крайнем, по сравнению с р. Сеторым, существенно увеличивается, достигая 1 м. На уровне 20 см выше подошвы слоя 3А встречены скопления сдавленных раковин гониатитов, фрагменты которых обладают отчетливой поперечной скульптурой и аммонитовой лопастной линией (рис. 2 б). По морфологическим признакам гониатиты с руч. Крайнего очень близки к голотипу *Paramexicoceras aldanense* Porow и их принадлежность к указанному виду сомнений не вызывает. Находка парамексикоцерасов проливает свет на ряд вопросов, касающихся эволюции позднепермских гониатитов, биостратиграфии региона и корреляции чансинских отложений.

Ранее в низах пачки 3 правобережья р. Сеторым (руч. Суол) были найдены тепловодные двустворчатые моллюски *Pteria* cf. *ussurica* (Kiparisova), *Myalina* aff. *putiatinensis* (Kiparisova), *Unionites fassaensis* (Wissmann), *U.* cf. *canalensis* (Catullo), *Eumorphotis* sp., распространенные в переходных пермо–триасовых отложениях многих разрезов мира и проникшие сюда в результате обширной трансгрессии конца чансинского века [13].

Таким образом, предположение о приуроченности парамексикоцерасов к имтачанской свите оказалось ошибочным; на самом деле они появляются стратиграфически выше — в основании некучанской свиты, ранее относимой к зоне *Otoceras concavum* [4]. Уровень рассмотренной находки приходится на верхнюю часть чансинского яруса, поэтому можно с уверенностью констатировать отсутствие на Северо-Востоке Азии достоверных находок аммоноидей в вордско-вучапинском интервале, который в Верхоянье охватывает верхнеделенжинский надгоризонт, а также дулахахский и хальпирский горизонты.

Поскольку первые представители рода *Otoceras* появляются выше уровня находки парамексикоцерасов, объем нижнего биостратона отоцерасовых слоев (зона *O. concavum*) следует сократить посредством выделения в основании некучанского горизонта слоев с *Paramexicoceras aldanense* (пачка 2 и слои 3А–3В пачки 3). Установленные биостратиграфические слои к северу от р. Дыбы существенно сокращаются по мощности, а в Лекеерской и Кобюминской структурно-фациальных зонах полностью выклиниваются. Это неплохо согласуется с представлениями об уменьшении биостратиграфического объема нижнего триаса в направлении с юга на север от

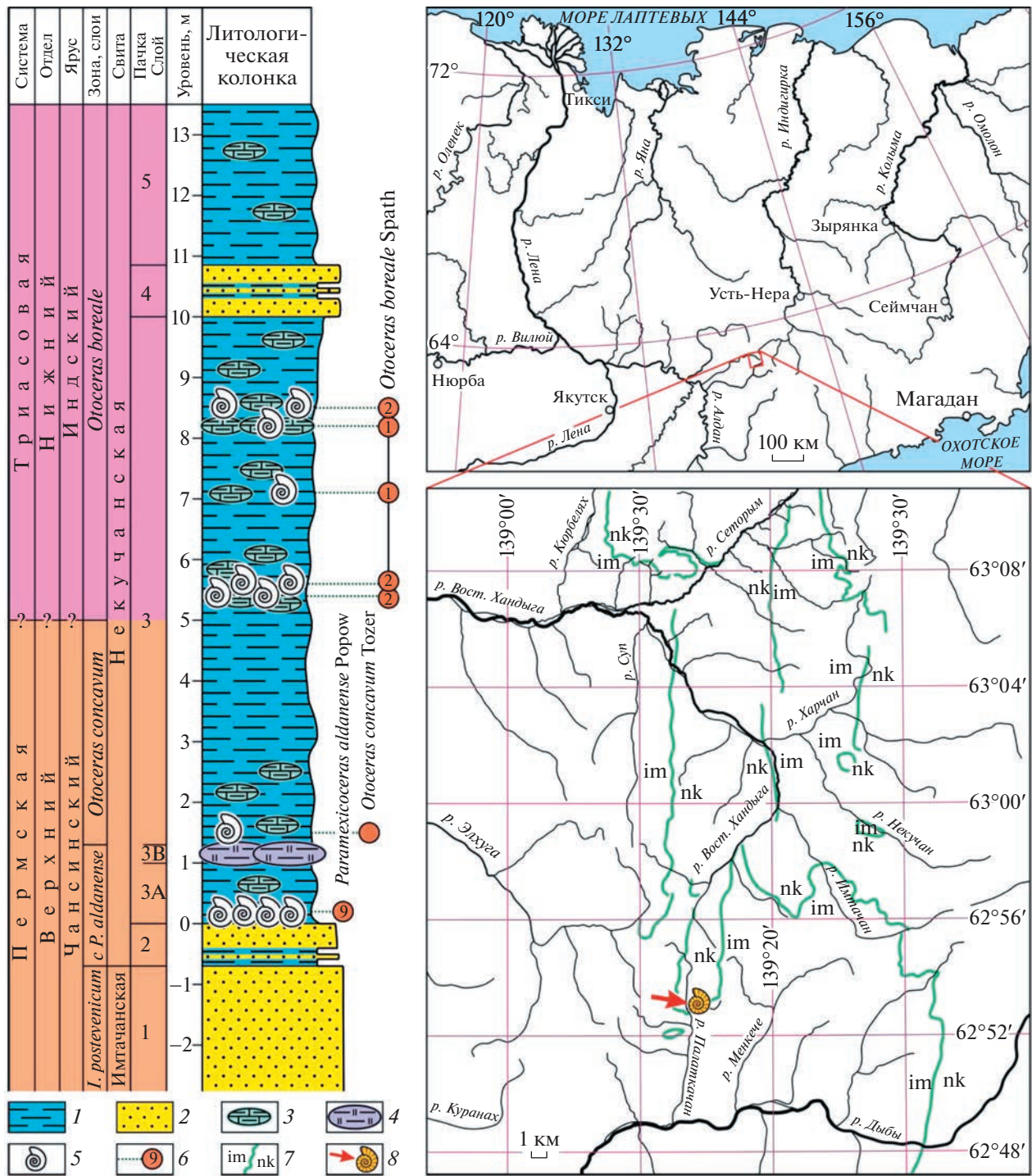


Рис. 1. Распределение аммоноидей в пограничных пермско-триасовых отложениях по руч. Крайнему (слева) и местоположение находки *Paramexioceras aldanense* Popow (справа). 1 – аргиллиты, 2 – песчаники, 3 – кремнисто-карбонатно-глинистые конкреции, 4 – крупные кремнисто-глинистые конкреции, 5 – аммоноидеи, 6 – уровень находки аммоноидей и их количество, 7 – граница имтачанской и некучанской свит, 8 – местонахождение *P. aldanense* (обр. Кг-3-0,2р).

р. Сеторым за счет последовательного выпадения нижних биостратиграфических зон [15].

Уточнение возраста рода *Paramexioceras*, ранее считавшегося долгоживущим, повышает его

корреляционный потенциал, и теперь по биостратиграфическим данным можно с высокой степенью уверенности сопоставлять основание некучанского горизонта Южного Верхоянья с

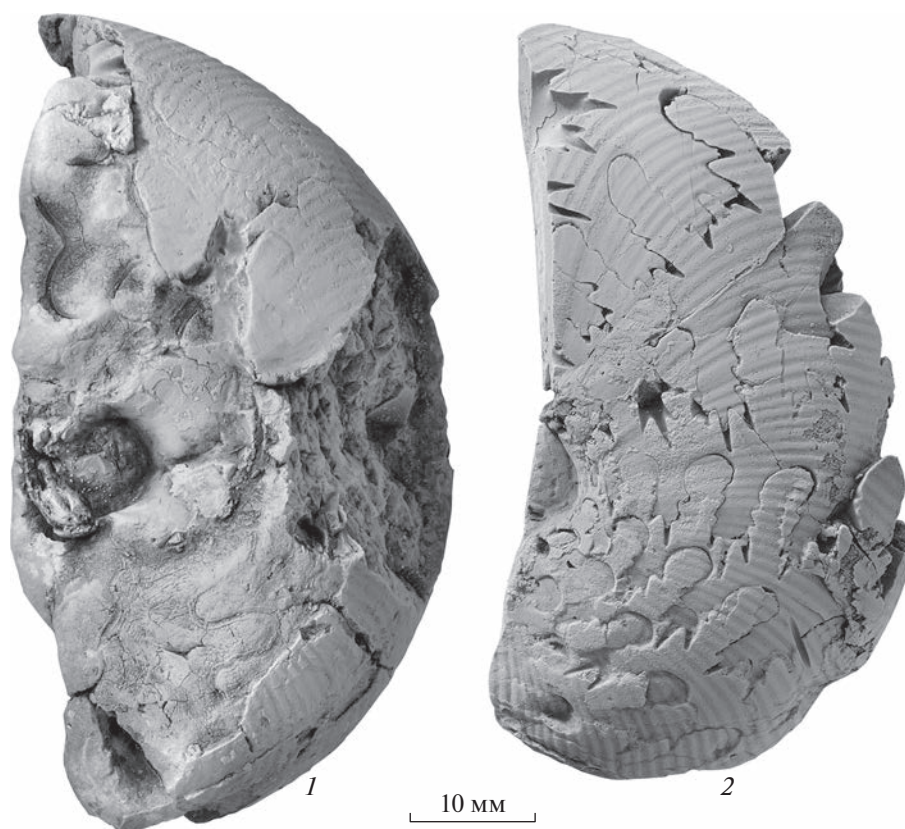


Рис. 2. *Paramexioceras aldanense* Popov. 1 — голотип ЦНИГР музей 8717/56, верховья р. Восточная Хандыга, руч. Им-тачан, аллювий или делювий [7]; 2 — экз. ИГАБМ 234/501-3, бассейн р. Дыбы, руч. Крайний; чансинский ярус, слой с *Paramexioceras aldanense*, основание некучанской свиты, обр. Kr-3-0,2р.

верхами группы Фолдвик Крик Восточной Гренландии, также содержащими парамексикоцерасов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет Российского научного фонда и Республики Саха (Якутия) (грант № 22-24-20112), <https://rscf.ru/project/22-24-20112/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
2. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
3. Кутыгин Р.В. Спиролегocerати́ды (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 1996. № 4. С. 16–23.
4. Dagys A., Ermakova S. Induan (Triassic) Ammonoids from North-Eastern Asia // *Revue de Paléobiologie*. 1996. V. 15. № 2. P. 401–447.
5. Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на Северо-Востоке Азии // *Тихоокеан. геол.* 2014. № 1. С. 3–19.
6. Zakharov Y.D., Biakov A.S., Horacek M., et al. Environmental control on biotic development in Siberia (Verkhoyansk Region) and neighbouring areas during Permian–Triassic large igneous province activity / J. Guex, Torday J.S., Miller W.B.Jr. (eds.). *Morphogenesis, Environmental Stress and Reverse Evolution*. Cham, Switzerland: Springer Nature Switzerland AG, 2020. P. 197–231.
7. Попов Ю.Н. Аммоноидеи / Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 113–140.
8. Nassichuk W.W. Permian Ammonoids in the Arctic Regions of the World // *The Permian of Northern Pangea*. Vol. 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Berlin, Springer, 1995. P. 210–235.
9. Bjerager M., Seidler L., Stemmerik L., Surlyk F. Ammonoid stratigraphy and sedimentary evolution across the Permian–Triassic boundary in East Greenland // *Geol. Magazine*. 2006. V. 143. № 5. P. 635–656.
10. Furnish W.M., Glenister B.F., Kullmann J., Zhou Z. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part L. Mollusca 4. Revised. Volume 2: Carboniferous and Permian Ammonoidea (Goniatitida and Prolecanitida). Lawrence,

- Kansas: The University of Kansas, Paleontological Institute, 2009. 258 p.
11. Бяков А.С., Кутыгин Р.В. Новая находка иноцеромоподобных двустворок рода *Atomodesma* в Южном Верхоянье и инвазии внебореальных моллюсков в перми Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 2020. № 5. С. 20–25.
 12. Бяков А.С., Захаров Ю.Д., Хорачек М. и др. Новые данные о строении и возрасте терминальной перми Южного Верхоянья // Геология и геофизика 2016. № 2. С. 91–105.
 13. Бяков А.С., Кутыгин Р.В., Горячев Н.А. и др. Открытие позднечансинского комплекса двустворок и два эпизода вымирания фауны в конце перми на Северо-Востоке Азии // ДАН. 2018. Т. № 480. № 1. С. 121–124.
 14. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С. и др. Первые находки цератитов рода *Otoceras* в Кобюминской зоне Южного Верхоянья, Северо-Восток России // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2019. Т. 161. № 4. С. 550–570.
 15. Ermakova S.P., Kutygin R.V. The Induan Stage in the Eastern upper Yana region // *Rus. Geol. Geoph.* 2000. V. 41. № 5. P. 649–656.

FIRST RECORD OF GONIATITE GENUS *PARAMEXICOCERAS* IN THE CHANGHSINGIAN DEPOSITS OF THE UPPER PERMIAN OF NORTHEAST ASIA

R. V. Kutygin^{a, #}, A. N. Kilyasov^b, and A. S. Biakov^b

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

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

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

Presented by Academician of the RAS November 15, 2022

Ammonoids *Paramexicoceras aldanense* Popov were found at the base of the Nekuchan Formation (upper part of the Changhsingian Stage) in the Dyba River basin, South Verkhoyanie. The first discovery of goniatites in the Upper Permian of Northeast Asia made it possible to clarify the biostratigraphic subdivision of the boundary Permian-Triassic deposits. The *Otoceras concavum* Zone in its lower part is reduced due to the establishment of the *Paramexicoceras aldanense* Beds at the base of the Nekuchanian Regional Stage. The data obtained indicate that the genus *Paramexicoceras*, previously considered long-lived, belongs to the youngest and short-lived taxa of the Cyclolobidae, representing the terminal phase of the goniatite development. This record made it possible to compare the base of the Nekuchanian Regional Stage in South Verkhoyanie with the upper part of the Foldvik Creek Group in East Greenland.

Keywords: Ammonoids, Cyclolobidae, Changhsingian Stage, Nekuchan Formation, *Otoceras* Beds, Verkhoyanie, Northeast Asia

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34

АНОМАЛИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В СВЯЗИ С КУДАРИНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 9 ДЕКАБРЯ 2020 Г. С $M_w = 5.6$ В БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ

© 2023 г. А. А. Добрынина^{1,2,*}, В. А. Саньков¹, С. А. Борняков¹,
С. А. Король¹, А. В. Саньков¹

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 02.12.2022 г.

Поступило 02.12.2022 г.

После доработки 03.12.2022 г.

Принято к публикации 04.12.2022 г.

Исследованы вариации микросейсмических шумов, полученные на широкополосных и короткопериодных сейсмических станциях в районе Южного Байкала до и после сильного Кударинского землетрясения 9 декабря 2020 г. с $M_w = 5.6$. За 10 дней до землетрясения наблюдается постепенное увеличение амплитуд колебаний в частотном диапазоне от 0.01 до 0.1 Гц, увеличение фона наблюдалось также в течение 4 дней после главного толчка (период с 01.12.2020 до 13.01.2021 г.). Максимальное увеличение амплитуд колебаний составляет 19.5 относительно фона. За это время было зафиксировано 48 афтершоков. Анализ направления движения частиц в сейсмических волнах за указанный период выявил резкую смену ориентации колебаний, хорошо согласующуюся с азимутом на эпицентр основного толчка. Анализ сейсмограмм за последующий период (с 13 декабря) после Кударинского землетрясения подобных эффектов в поле микросейсмических шумов не показал. По-видимому, в поле микросейсмических шумов отразился процесс медленных движений по разлому перед землетрясением и после основного срыва (толчка) с последующим затуханием.

Ключевые слова: микросейсмический шум, краткосрочный предвестник, Кударинское землетрясение

DOI: 10.31857/S2686739722602733, **EDN:** TIERWH

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что большинство тектонических землетрясений связаны с подвижками по существующим разломам, их разрастанием или образованием новых разломов. Процессы подготовки таких землетрясений, особенно сильных, должны находить свое отражение в изменениях (вариациях) геофизических полей вблизи зоны разлома (зоны подготовки очага будущего землетрясения). Таким образом, при поиске предвестников землетрясений важнейшей задачей становится выбор прогнозного параметра, отражающего реальные геофизические процессы в литосфере, изменения которого с большой вероятностью могут свидетельствовать о приближении сейсмического события в пределах локального участка литосферы сейсмоактивной зоны. С этой точки зрения перспективным представляется анализ микросейсми-

ческих шумов природного происхождения. Естественные микросейсмические шумы несут в себе информацию обо всем спектре деформационных процессов, происходящих в земной коре на различных энергетических уровнях, — от перемещений тектонических плит и связанных с ними катастрофических землетрясений до лунно-солнечных приливных деформационных процессов и микроземлетрясений. В последние десятилетия в связи с глобальным переходом на цифровую регистрацию сейсмических событий и ростом числа сейсмических станций в мире широко развиваются способы сейсмического мониторинга, основанного на выделении и анализе компонент волнового поля океанических микросейсм и микросейсмических шумов, направленные на поиск и получение прогностических данных [1–7]. Ярким примером удачного прогноза сейсмического события по микросейсмам является прогноз катастрофического землетрясения Тохоку (Япония) 11.03.2011 с магнитудой $M = 9$ [3, 4]. Хорошо зарекомендовала себя методика выделения предвестников землетрясений на основе анализа приливных микросейсм [1]. Возможность краткосрочного прогноза для Байкальской рифтовой системы

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

²Геологический институт Сибирского отделения
Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

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

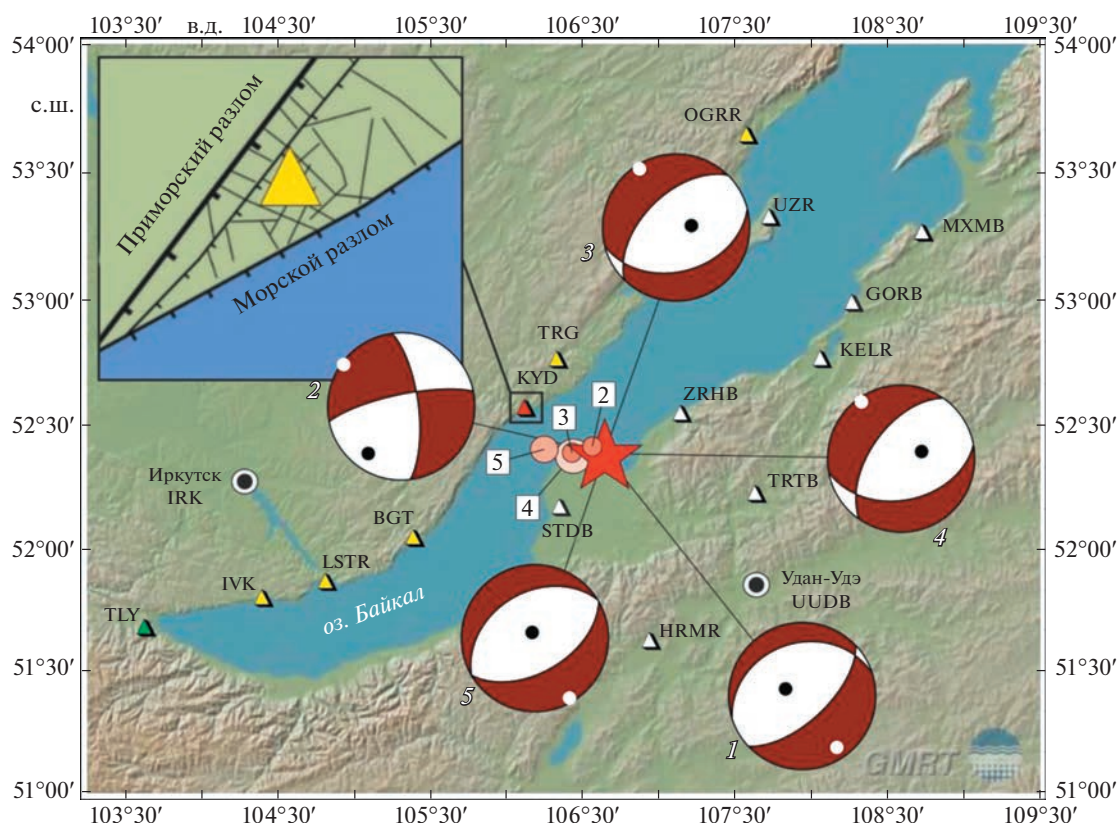


Рис. 1. Положение сейсмических станций Байкальского (желтые треугольники) и Бурятского филиалов (белые треугольники) ФИЦ ЕГС РАН, полигона комплексного мониторинга “Бугульдейка” (красный треугольник) и эпицентра Кударинского землетрясения (звездочка), на врезке: разломно-блоковая структура в районе полигона “Бугульдейка”. Цифрами показаны механизмы очага: 1 – GEOFONE, 2 – Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 3 – Institute de Physique du Globe de Paris, 4 – Колумбийский университет, США, 5 – Geoscience Australia.

(БРС) по изменениям спектрального состава микросейсмического шума перед близкими сильными и умеренными землетрясениями показана в работах [7, 8].

09.12.2020 в 21: 44: 34 (время UTC) в Байкальской впадине в районе дельты р. Селенга произошло землетрясение с магнитудой $M_w = 5.6$ [9], получившее название “Кударинское” (рис. 1). Очаг землетрясения располагался в зоне Дельтового сброса северо-восточного простирания, типичного для центральной части БРС [10]. Кударинское землетрясение сопровождалось афтершоковой активностью — за период с 09.12.2020 по 12.01.2021 было зарегистрировано более 70 толчков с энергетическими классами $K = 5.3–12.2$ [11]. Механизмы очага Кударинского землетрясения, полученные разными сейсмологическими агентствами, отражают обстановку растяжения коры в направлении северо-запад — юго-восток со сбросовыми подвижками в очаге, иногда — с незначительной сдвиговой компонентой (кроме сдвигового механизма, полученного Байкальским филиалом Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (ФИЦ ЕГС

РАН, № 2 на рис. 1). По данным опросов населения установлено, что Кударинское землетрясение проявилось с максимальной интенсивностью VI–VII баллов по шкале MSK-64 в с. Кудара (расстояние 16 км); в пунктах, расположенных в ближней зоне на расстояниях до 50 км, интенсивность сотрясений колебалась от V до VI баллов [11]. Пятибалльные сотрясения были зафиксированы на расстояниях от 22 до 253 км, в том числе в крупных городах Прибайкалья (Улан-Удэ, Иркутске, Ангарске, Шелехове, Усолье-Сибирском) [11].

Близ западного борта оз. Байкал расположены полигоны комплексного мониторинга опасных геологических процессов ИЗК СО РАН — “Бугульдейка” и “Приольхонье” (обозначены кодами KYD и TRG по названиям сейсмических станций соответственно, рис. 1), входящие в состав ЦПК “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН и оснащенные аппаратурой для мониторинга деформаций горных пород. На полигоне “Бугульдейка” с 30.11.2020 также действует широкополосная сейсмическая станция “Куяда” (локальный код KYD, координаты: 52.567° с.ш., 106.136° в.д., высота — 484 м). Сей-

смическая станция оснащена тремя датчиками (один вертикальный и два горизонтальных) и работает в непрерывном режиме, частота дискретизации — 100 отсчетов в секунду, рабочая полоса частот от 120 сек до 108 Гц. Указанный частотный диапазон позволяет не только регистрировать землетрясения, но также фиксировать и анализировать вариации микросейсмического шума. Пункты мониторинга деформаций горных пород созданы на основе инструментального комплекса авторской разработки [12]. Пункт “Бугульдейка” расположен в зоне сочленения локальных разломов (рис. 1, врезка). Деформации здесь измеряются в ортогональных направлениях двумя горизонтальными штанговыми датчиками с базой 10 м, заглубленными в грунт на глубину 2.5 м. В пункте “Приольхонье” оборудованы две точки измерений, которые находятся в разных структурных ситуациях: первая точка располагается в зоне разлома, и измерения деформаций в ней проводятся вертикальным штанговым датчиком в скважине на базе 12 м, вторая точка расположена в пределах ненарушенного блока, измерение деформаций в ней проводится одним горизонтальным датчиком с базой 10 м, заглубленным на 2.5 м и ориентированным вдоль направления действия регионального растяжения.

В данных деформационного мониторинга была зафиксирована подготовка завершающей фазы Кударинского землетрясения на пунктах “Бугульдейка” и “Приольхонье” (расстояния до эпицентра — 37 и 45 км соответственно, рис. 1). Несмотря на относительно близкое расположение пунктов мониторинга “Бугульдейка” и “Приольхонье” признаки готовящегося землетрясения проявились в них по-разному. В первом пункте они выразились в синусоидальной реализации деформаций с возрастанием амплитуды колебаний в течение месяца, предшествующего землетрясению. Во втором пункте в первой точке за десять дней до него начался экспоненциальный рост деформаций, во второй точке визуальных признаков подготовки землетрясения не выявлено [13]. Причина отличий деформационных признаков подготовки Кударинского землетрясения в пунктах “Бугульдейка” и “Приольхонье” объясняется разными структурными условиями их расположения. Пункт “Бугульдейка” находится в месте пересечения двух зон локальных разломов в пределах клиновидного блока, вычленяемого зонами региональных разломов, — Приморского и Морского (рис. 1, врезка). Из-за существенной сбросовой амплитуды смещения по Морскому разлому верхняя часть блока с юго-восточной стороны контактирует с водной линзой и осадочным наполнением Южно-Байкальской впадины, не способными передать на него действующее региональное растяжение. Выявленный по данным мониторинга колебательный характер деформаций

перед Кударинским землетрясением имеет вторичную природу и связан с “раскачкой” блока под действием усилившегося растяжения подстилающих его более глубоких горизонтов коры.

В настоящей работе сделана попытка определить возможные предвестники Кударинского землетрясения по данным о микросейсмических шумах. Ранее нами были выявлены проявления возможных предвестников близких сильных и умеренных землетрясений БРС на эпицентральных расстояниях до 80 км, выразившихся в понижении уровня микросейсмического шума за периоды от нескольких часов до десятков минут до толчка в частотной области от 0.5 Гц и выше [7]. В случае Кударинского землетрясения значимых изменений в амплитудно-частотном составе микросейсмических колебаний для указанных частот выявлено не было [7], поэтому мы анализировали низкочастотный диапазон — от 0.01 до 1 Гц.

Анализировались сейсмограммы микросейсмического шума перед и после землетрясения, полученные на сейсмических станциях, расположенных в пределах центральной части БРС (эпицентральных расстояния варьировались от 30 до 250 км, рис. 1). Сейсмическая станция “Куяда” начала работу в непрерывном режиме с 30.11.2020 (т.е. за 10 дней до Кударинского землетрясения), что затрудняет анализ непосредственно фоновых колебаний до землетрясения, поэтому в работе анализировался временной период от начала регистрации и до апреля 2022 г., для того чтобы оценить характеристики микросейсмического шума в спокойном состоянии.

Для всех сейсмических станций на расстояниях до 250 км были определены средний спектр микросейсмического шума и его поляризация в низкочастотной области от 0.01 до 1 Гц по архивным данным непрерывной сейсмической регистрации. Далее выполнялся спектрально-временной анализ 30-минутных участков записи микросейсмических колебаний (рис. 2): для них строились СВАН-диаграммы (спектрограммы) и поляризационные диаграммы, показывающие направление колебаний в горизонтальной плоскости. В итоге проводилось сравнение полученных текущих спектров и поляризационных диаграмм со средними спектрами и поляризационными диаграммами для каждой станции.

Анализ микросейсмического шума на станции Куяда в интервале от 0.01 до 1 Гц выявил периодическое увеличение амплитуд колебаний по горизонтальным компонентам в частотном диапазоне 0.01–0.1 Гц за период от 10 дней до Кударинского землетрясения и до 4 дней — после (до 20 ч 13.12.2020, рис. 2). За 14 ч до Кударинского землетрясения и 9 ч после него наблюдалось максимальное увеличение амплитуд колебаний — приблизительно в 20 раз относительно спокойного

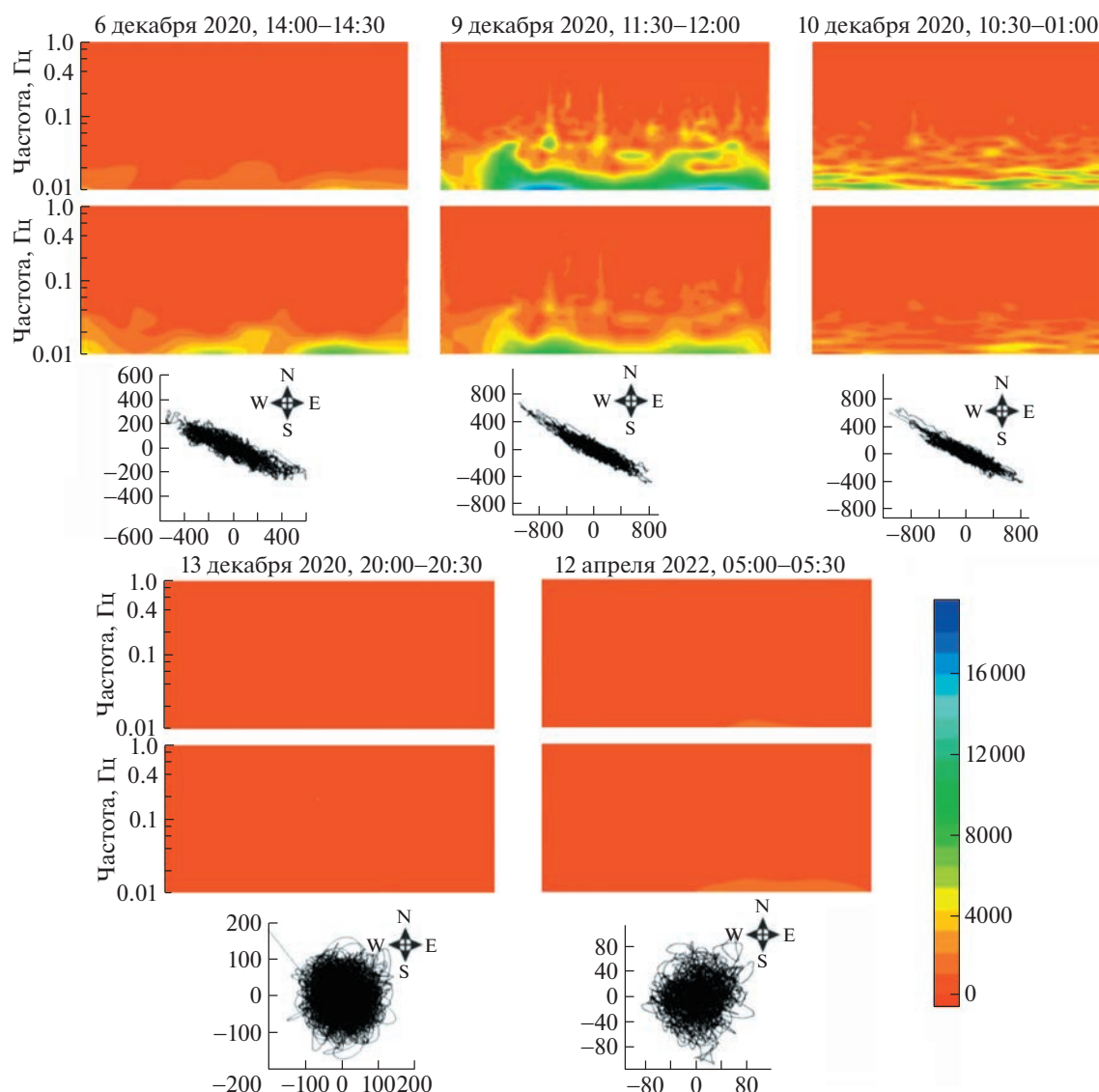


Рис. 2. Спектрограммы и поляризационные диаграммы микросейсмического шума в частотном диапазоне 0.01–1 Гц до и после Кударинского землетрясения на станции Куяда.

фона (рис. 2). Частоты излучения сейсмических волн для самого Кударинского землетрясения составляют: 7–20 Гц для Р-волны и 2–15 Гц для S-волны.

Для всего периода (с 01.12.2020 до 14.12.2020) на станции Куяда также отмечается резкая смена ориентации колебаний с беспорядочной на выраженную северо-западную – юго-восточную (рис. 2). Фоновые микросейсмические колебания складываются из сейсмических волн от множества эндогенных и экзогенных источников и, по большей части, представляют собой поверхностные волны. Влияние множества расположенных в разных азимутах источников обуславливает наблюдаемое отсутствие направленности излучения микросейсмических шумов (рис. 2). Амплитудно-частотный состав микросейсмических ко-

лебаний в конкретном пункте измерений является относительно постоянным с вариациями в зависимости от сезона, антропогенной нагрузки, метеопараметров, прибойных эффектов, влияния зон разломов и пр. ([3, 8, 14] и мн. др.), но может значительно меняться при достаточно сильном внешнем воздействии сторонних факторов, таких как перестройка среды при подготовке сильного землетрясения [1, 2, 4–7]. В нашем случае влияние метеоусловий и прибойных эффектов может быть исключено – скорость ветра, в основном, не превышала 2–5 м/с, направление ветра – западное, восточное, только 5 и 12 декабря направление сменилось на северо-западное (<https://www.gismeteo.ru>). Антропогенный фактор также исключается. Таким образом, можно заключить, что в микросейсмических шумах на

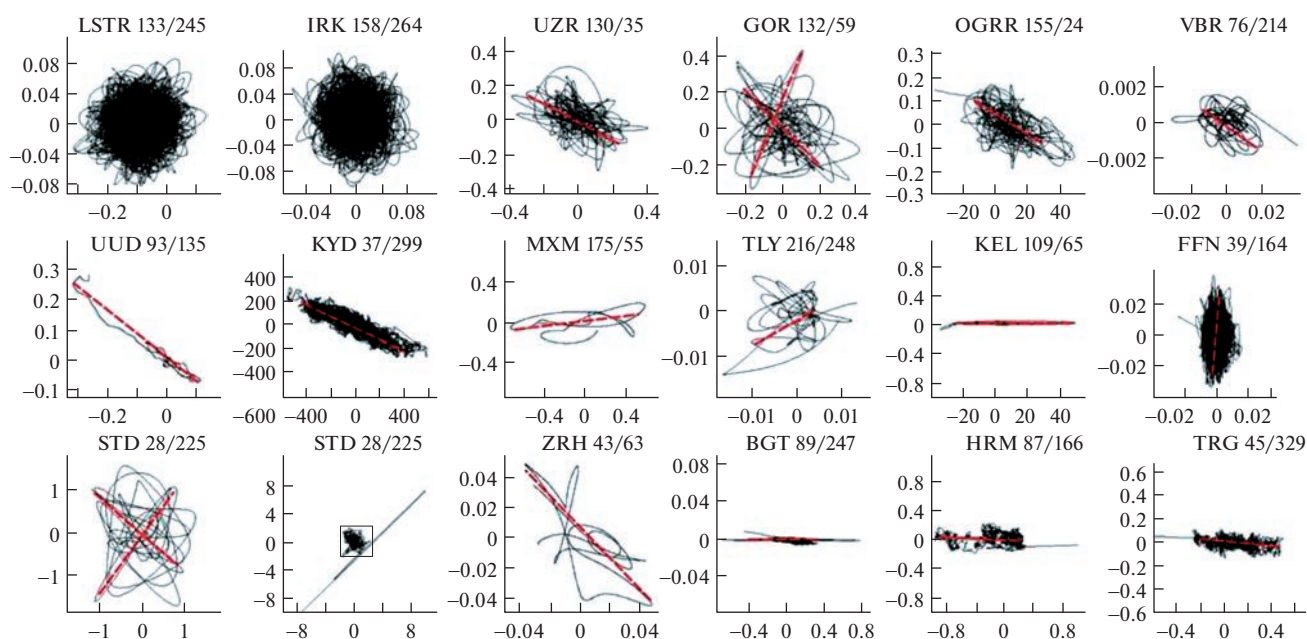


Рис. 3. Поляризационные диаграммы в частотном диапазоне 0.01–1 Гц микросейсмического шума перед Кударинским землетрясением на станциях, расположенных в различных азимутах относительно эпицентра.

станции Куяда отразился процесс перестройки среды перед землетрясением, что подтверждается также наблюдаемыми аномалиями деформаций горных пород [13].

Процесс подготовки землетрясения должен был отразиться на других станциях вблизи от эпицентра, поэтому в работе были проанализированы данные, полученные на сейсмических станциях Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН, расположенных в районе Южного Байкала на расстояниях от 28 до 158 км от эпицентра (рис. 1). На рис. 3 приведены поляризационные диаграммы колебаний микросейсмических шумов в горизонтальной плоскости в частотном диапазоне 0.01–1 Гц для сейсмических станций, расположенных в центральной части БРС. Для удаленных станций (эпицентральное расстояние больше 130 км) выраженная смена ориентации колебаний отсутствует, в то время как для станций, близких к эпицентру, наоборот, наблюдается резкая смена ориентации колебаний. Необходимо отметить, что на станциях, расположенных в разных азимутах относительно эпицентра Кударинского землетрясения, ориентация колебаний в горизонтальной плоскости заметно отличается, при этом, совпадая с азимутом на эпицентр. Среди этих станций выделяется группа достаточно удаленных станций с ориентацией колебаний, перпендикулярной к азимуту на эпицентр — эти станции расположены в зонах крупных разломов, ограничивающих Южнобайкальскую впадину, или за ними.

Сравнение спектрограмм и поляризации по трем компонентам (С–Ю, В–З и вертикальная) показало, что усиление колебаний наблюдалось только для горизонтальных компонент, для амплитуд вертикальной компоненты значительных изменений не обнаружено. Диаграммы направленности движения частиц (поляризационные диаграммы, рис. 2, рис. 3) также показывают, что движения происходили в горизонтальной плоскости. При этом поляризационные диаграммы S-волны от Кударинского землетрясения показывают обычную для поперечных волн поляризацию колебаний в вертикальной и горизонтальной плоскостях — с направлением на очаг землетрясения (поляризованные SV- и SH-волны соответственно). Отсутствие колебаний в вертикальной плоскости характерно для продольных сейсмических волн, SH-волн и поверхностных волн Лява. В случае Кударинского землетрясения эпицентрально-расстояния слишком малы для формирования поверхностных волн, что свидетельствует о доминировании в поле микросейсмических шумов в указанный период объемных волн.

Для того, чтобы определить зону готовящегося землетрясения, на карту были нанесены отрезки с точкой начала в месте локализации сейсмической станции и с азимутом колебаний, полученным по поляризационной диаграмме (на рис. 4 эти отрезки показаны пунктирными линиями). Район пересечения этих отрезков указывает на источник возмущений — зону готовящегося сильного сейсмического события. Наблюдаемые отклонения точного азимута на эпицентр землетрясения и

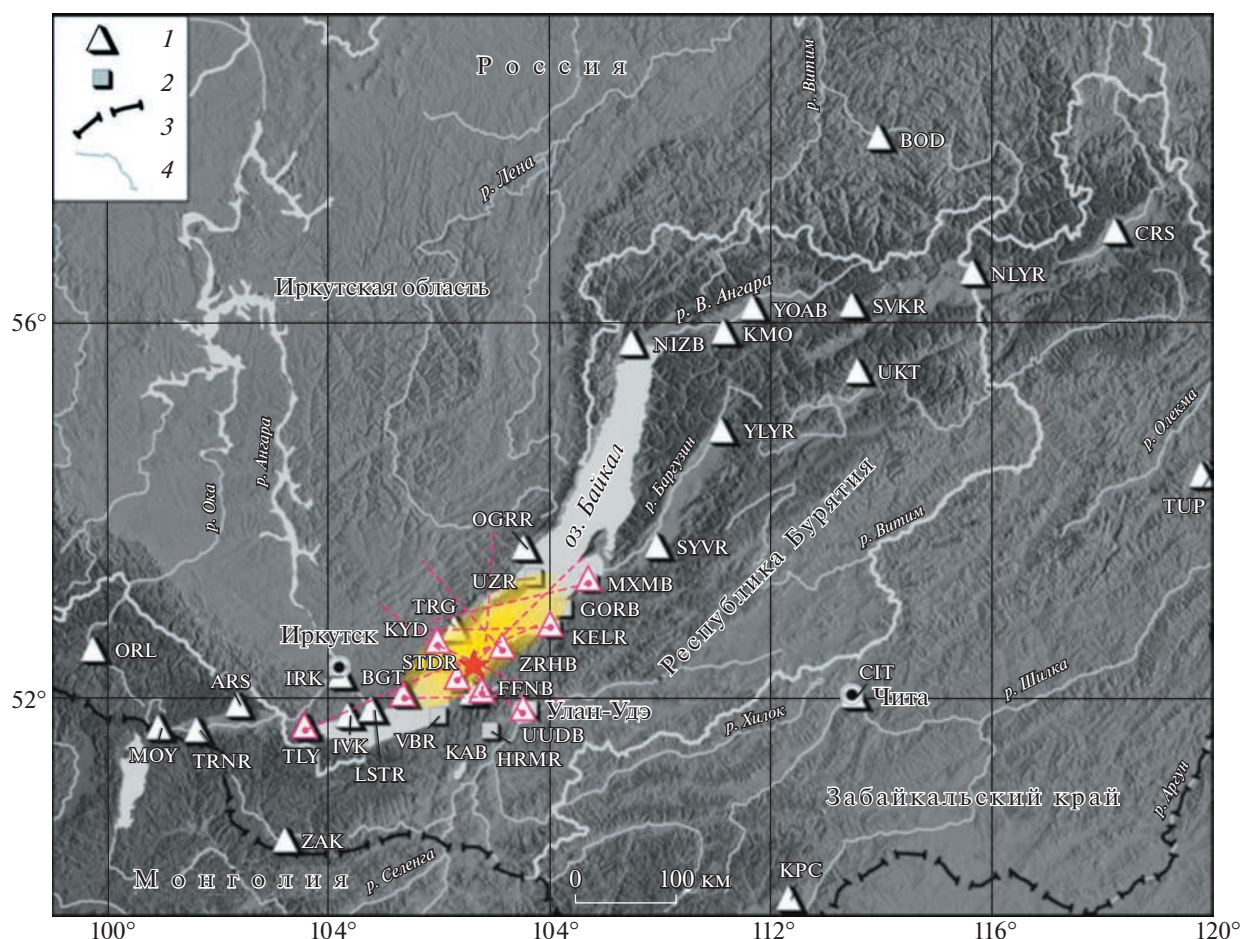


Рис. 4. Выделение зоны очага готовящегося сильного сейсмического события (желтая область) по данным об ориентации колебаний микросейсмического шума. Звездочкой показан эпицентр Кударинского землетрясения, пунктиром — азимуты колебаний микросейсмического шума, треугольниками с красными границами обозначены станции, на которых наблюдалась смена поляризации колебаний микросейсмического шума с ориентацией на эпицентр землетрясения. 1 — ЦСС Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 2 — ЦСС Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 3 — государственная граница; 4 — границы административного деления РФ.

ориентации колебаний, полученной по поляризационной диаграмме, частично объясняются использованием среднего азимута ориентации колебаний, а не всего азимутального створа, в котором наблюдаются колебания, а также размерами эпицентральной зоны сильного землетрясения, занимающего достаточно большой и протяженный объем.

Сопоставление данных деформационного и микросейсмического мониторинга позволяет сделать предположение о том, что в поле микросейсмических шумов, по-видимому, отразился процесс медленных движений по разлому перед землетрясением и после основного срыва (толчка) с последующим затуханием. Предлагаемый способ позволяет осуществлять краткосрочное определение подготовки сильного сейсмического события и его положение и предпринять необходимые меры по предотвращению серьезных по-

следствий на объектах повышенной опасности, на которых ведется сейсмический мониторинг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”, и данных, полученных на уникальной научной установке “Южно-Байкальский инструментальный комплекс”, входящей в состав Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российским фондом фундаментальных исследований

и Государственным фондом естественных наук Китая в рамках научного проекта № 21-55-53019 с использованием Уникальной научной установки (УНУ) “Южно-Байкальский инструментальный комплекс для мониторинга опасных геодинамических процессов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Saltykov V.A.* On the Possibility of Using the Tidal Modulation of Seismic Waves for Forecasting Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2017. V. 53. № 2. P. 250–261.
2. *Sobolev G.A.* Microseismic Variations Prior to a Strong Earthquake // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2004. V. 40. № 6. P. 455–464.
3. *Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A.* Asymmetrical Pulses, the Periodicity and Synchronization of Low Frequency Microseisms // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2008. V. 2. P. 118–134.
4. *Любушин А.А.* Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсам // *Геофизические процессы и биосфера*. 2011. Т. 10. № 1. С. 9–35
5. *Соболев Г.А.* Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2011. 56 с.
6. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
7. *Korol S.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Sankov V.A.* Ambient Seismic Noise Variations before Earthquakes in the Baikal Rift System // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2s. P. 0632.
8. *Черных Е.Н., Табулевиц В.Н.* О создании базы данных по сейсмическим шумам // *Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов*. Архангельск: Институт экологических проблем севера УРО РАН, 2004. Т. 2. С. 357–361.
9. *Dobrynina A.A., Perevalova N.P., Sankov V.A., Edemsky I.K., Likhnev A.V.* Analysis of the Seismic and Ionospheric Effects of the Kudarinsky Earthquake on December 9, 2020 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2s. P. 0622. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0622>
10. *Sankov V.A., Dobrynina A.A.* Active faulting in the Earth's crust of the Baikal rift system based on the earthquake focal mechanisms // *Moment Tensor Solutions*. Springer Natural Hazards. Springer, Cham., 2018. P. 599–618.
11. *Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р.* Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47.
12. *Салко Д.В., Борняков С.А.* Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинамических полигонах // *Приборы*. 2014. № 6. С. 24–28.
13. *Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильсоева А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А., Снопков С.В.* Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. 13(5): 0677. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0677>
14. *Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н.* Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций Байкальской сети // *Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых*. 2018. Т. 41. № 3 (64). С. 22–34.

ANOMALOUS SEISMIC NOISES FROM THE DECEMBER 9, 2020 $M_w = 5.6$ KUDARA EARTHQUAKE IN THE BAIKAL BASIN

A. A. Dobrynina^{a,b,#}, V. A. Sankov^a, S. A. Bornyakov^a, S. A. Korol^a, and A. V. Sankov^a

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

^b*Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev December 2, 2022

Studies have been conducted on the variations of ambient noise recorded by broadband and short-period seismic stations in the area of South Baikal before and after the large December 9, 2020 Kudara earthquake with $M_w = 5.6$. 10 days before the earthquake, there was a gradual increase of oscillation amplitudes in the frequency range from 0.01 to 0.1 Hz, with an increasing background observed also during 4 days after the main shock (period from 01.12.2020 to 13.01.2021). The maximum amplitude increase is 19.5 against the background. During this time, there were recorded 48 aftershocks. The analysis of direction of particle motion in seismic waves over the reporting period showed an abrupt change in the orientation of oscillations, which is fully consistent with the azimuth for the main shock epicenter. The analysis of seismograms over the next period (from December 13) did not show similar effects in the ambient noise field. Apparently, the ambient noise field reflected the process of slow faulting before the earthquake and after the main shock with subsequent attenuation.

Keywords: ambient noise, short-term precursor, Kudara earthquake

УДК 551.466.88

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АМПЛИТУД ВНУТРЕННИХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН

© 2023 г. Е. А. Рувинская¹, О. Е. Куркина¹, А. А. Куркин^{1,*}

Представлено академиком РАН Е.А. Мареевым 10.11.2022 г.

Поступило 10.11.2022 г.

После доработки 12.11.2022 г.

Принято к публикации 14.11.2022 г.

Рассматривается трансформация многокомпонентного баротропного прилива в Охотском море в рамках полнонелинейных негидростатических расчетов. Для инициализации модели используются данные приливной модели и параметризуемые рельеф дна и вертикальные профили плотности морской воды на основе данных открытых международных атласов. Получены оценки амплитуд волн суточного и полусуточного бароклинного прилива в терминах смещения изопикнических поверхностей на различных горизонтах, представленные в виде географических карт. Показано, что распределение амплитуд существенно зависит от глубины, имеет сложную пространственную структуру с заметным преобладанием амплитуд бароклиновых волн суточного периода и основными экстремумами, расположенными на шельфе напротив м. Елизаветы, Охинского перешейка и м. Терпения. Реализованный подход к построению карт амплитуд внутренних приливов может быть применен для других шельфовых акваторий морей РФ и использован при прогнозировании этих явлений, в том числе в инженерных оценках для проектирования и эксплуатации морской инфраструктуры.

Ключевые слова: бароклинные волны, уравнения Эйлера, полнонелинейная модель, Охотское море

DOI: 10.31857/S2686739722602551, **EDN:** TIJEG

ВВЕДЕНИЕ

Тематика, связанная с генерацией нелинейных внутренних волн приливными потоками, протекающими неровности рельефа дна в стратифицированном океане, представляет повышенный интерес в последние десятилетия. При этом численное моделирование таких процессов часто служит мощным вспомогательным инструментом, отчасти компенсирующим скудость имеющихся натурных измерений. Волновая динамика в прибрежных регионах, характеризующихся существенной неоднородностью батиметрии дна и находящихся в поле приливных волн, должна моделироваться с использованием негидростатических полнонелинейных моделей, поскольку в этом случае нельзя пренебречь вертикальным движением [1]. Важной особенностью процесса моделирования бароклиновых волн является высокое разрешение сетки по горизонтали, чтобы

численно индуцированная дисперсия была малой по сравнению с физической дисперсией [2]. Любые негидростатические расчеты требуют высокого разрешения не только по пространству, но и по времени. Хотя в публикациях последних лет показаны примеры успешного трехмерного численного негидростатического моделирования процесса трансформации приливных волн на шельфе (см., например, [3–6]), такой подход остается крайне трудоемким и ресурсозатратным, создающим определенные сложности при анализе и интерпретации результатов. Российскими исследователями подобные расчеты проводились только для небольших акваторий, например, стратифицированных озер [7, 8]. Другой подход состоит в использовании двумерных негидростатических моделей (вертикальная плоскость), в которых физические величины изменяются только в поперечном к шельфу и вертикальном направлениях [9]. В таких работах, как [10–13], продемонстрировано хорошее соответствие полученных при моделировании результатов с данными натурных наблюдений. В двумерных моделях генерируемые внутренние приливные волны предполагаются плоскими и распространяющимися по нормали к неровностям дна, а изменчивость

¹Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия

*E-mail: aakurkin@nntu.ru

параметров волновых полей в направлении нормали — много большей, чем по касательной к ним. В некоторых работах (например, [14]) высказано мнение о том, что горизонтальный волновой поток бароклинной приливной энергии зависит от размерности модели, причем авторы отмечают тенденцию двумерных моделей недооценивать амплитуды внутренних приливов. Однако вопрос о том, насколько эти предположения справедливы, остается открытым (см. процитированные выше успешные работы). Выбор репрезентативного разреза, правильная параметризация стратификации плотности морской воды и донного рельефа и корректное задание граничных условий, как показывает практика, обеспечивают весьма достоверные результаты, даже для более простых классов негидростатических моделей (например, слабонелинейных).

В настоящей работе для определения амплитуд длинных бароклинных волн суточного и полусуточного периодов проведена серия расчетов с использованием полнонелинейной двумерной негидростатической модели на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Этот регион выбран не случайно — здесь расположено множество перспективных месторождений углеводородов, часть из которых активно разрабатывается уже сейчас, что приводит к необходимости строительства и обслуживания объектов морской инфраструктуры. Разрезы равномерно покрывают регион от м. Елизаветы до м. Терпения и расположены, в основном, перпендикулярно изобатам. Длина расчетной области для выбранных секций составляла в среднем 110 км, а перепады глубин внутри одной секции варьировались от 1000–1500 м в начале до 100 м в мелководной зоне, покрывая участок материкового склона и глубоководный шельф. Включение основного перепада глубин в расчетную область позволяет отследить весь процесс трансформации длинных баротропных волн в бароклинные (т.е., фактически, генерации внутренних приливных волн) и бароклинных — в солибоны и пакеты короткопериодных волн.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗУЕМОЙ МОДЕЛИ И ИНИЦИАЛИЗАЦИЯ РАСЧЕТОВ

Исследование динамики внутренних волн проводилось в рамках программного комплекса, реализующего процедуру численного интегрирования полнонелинейной (вертикальная плоскость) системы уравнений гидродинамики невязкой несжимаемой стратифицированной жидкостью в приближении Буссинеска с учетом влияния баротропного прилива и вращения Земли [15]. На открытой глубоководной границе выбранных разрезов задавался баротропный форсинг в виде многокомпонентного прилива (M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , P_1 ,

Q_1), амплитуды и фазы которого определены из модели TPXO 8 (A TOPEX/Poseidon Global Tidal Model), основанной на данных спутниковой альтиметрии [16]. Сложная структура баротропных течений (см., например, [17]) не позволяет выделить единственное направление распространения приливных волн к шельфу, поэтому было решено рассматривать несколько близких направлений, почти перпендикулярных изобатам. Данные о стратификации плотности морской воды взяты из климатического атласа WOA18 с разрешением 0.25 градуса для летнего сезона, а батиметрия — из GEBCO 2014 с разрешением 1 мин. Для того, чтобы при моделировании учитывать только наиболее характерные особенности вертикального профиля плотности и батиметрии дна (данные из атласов вдоль разрезов дополнительно усреднялись по ширине 10–15 км в зависимости от рельефа), обе функции параметризовались.

Подробное описание модели, ее настройки, а также волновой динамики вдоль отдельных разрезов дано в наших работах [18, 19]. Здесь обсудим лишь разделение масштабов, а также определение амплитуд внутренних приливных волн на различных горизонтах.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Поскольку в “мелководной” зоне минимальные глубины составляли порядка 100–120 м для всех разрезов (процессы трансформации короткопериодных волн на шельфе и их обрушение остались вне рамок данного исследования), анализировались смещения линий одинаковой плотности (изопикн), расположенных на глубинах 30, 70 и 100 м. Необходимость выделения изопикн на разных глубинах обусловлена сложной, многомодовой вертикальной структурой генерируемых бароклинных полей (см., например, [19]), которая делает невозможным построение универсальных карт амплитуд бароклинного прилива на одном единственном уровне по глубине. Также стоит отметить, что в процессе движения нижние изопикны, упирающиеся в дно в “мелководной” зоне, могут испытывать очень большие локальные колебания по вертикали за счет эффекта “внутреннего наката–отката”, приводящего к усилению амплитуд в 2 и более раз — эту стадию мы исключили из рассмотрения при оценке амплитуд внутренних приливных волн, поскольку она требует отдельного более пристального изучения.

Амплитуды суточных и полусуточных бароклинных волн в каждой точке разреза определялись из спектров осциллограмм смещений — как значение амплитуды на фиксированной частоте. Тут стоит отметить, что не во всех расчетах на частотах суточных и полусуточных волн наблюда-

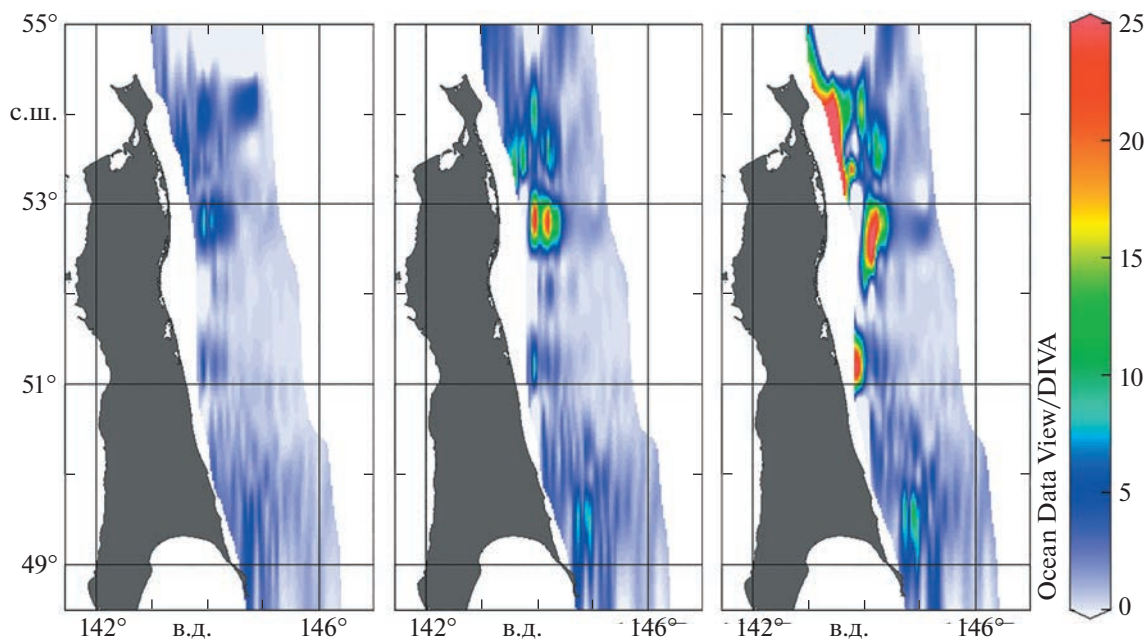


Рис. 1. Карты амплитуд полусуточных (12 ч) бароклиных приливов для смещений изопикн, расположенных на глубине 30, 70 и 100 м в невозмущенном состоянии. Цветовая шкала дана в метрах.

лись пики. Это связано с нелинейностью самой системы и, возможно, с частотно-избирательными особенностями шельфа, над которым происходит трансформация бароклиных волн. Более того, на исследуемом участке Охотского моря суточные бароклинные волны являются субинерционными и, в рамках общих представлений линейной волновой теории, не могут распространяться свободно и существуют лишь недалеко от мест генерации [20], и, действительно, во многих случаях мы видим большое разнообразие пиков в амплитудном спектре осциллограммы и масштабов при разложении смещений по модам методами EMD, видимо, связанными с каскадом энергии из длинных суточных волн.

На рис. 1 представлены амплитуды волн полусуточного бароклиного прилива в исследуемом регионе для изопикн, расположенных в невозмущенном состоянии на глубине 30, 70 и 100 м. Как видно из рисунка, для верхней изопикны значение амплитуды бароклиной волны не превышает 10 м, максимальные значения достигаются между зал. Пильтун и зал. Чайво, что примерно соответствует расположению платформы Пильтун-Астохское-А. Локальные экстремумы с амплитудами от 5 м, в том числе в глубоководной зоне, для верхнего “слоя” наблюдаются также севернее — напротив Охинского перешейка, где расположено Кайганско-Васюканское месторождение, и южнее — вокруг м. Терпения.

Для “средней” изопикны (70 м) основные максимумы расположены в тех же районах, что и

максимумы верхней изопикны, а также напротив зал. Пильтун (вблизи платформы Одопту-море, которая расположена на меньшей глубине) и м. Беллинсгаузена (Богатинский и Центрально-Пограничный лицензионные участки). Максимальные амплитуды бароклиных волн на этом уровне достигают 20 м, причем в том числе на значительном удалении от берега.

По нижней изопикне (расположенной на глубине 100 м в невозмущенном состоянии) распространяются бароклинные смещения, имеющие амплитуды, достигающие 25–30 м. Хотя морская инфраструктура расположена в исследуемом регионе на меньшей глубине, такие волны могут быть источником генерации интенсивных короткопериодных внутренних волн. Стоит отметить также, что на северо-восточном шельфе о. Сахалин преобладают волны суточного баротропного прилива [21], поэтому, ожидаемо, и бароклинные волны полусуточного периода имеют умеренные амплитуды на большей части исследуемой области.

Пространственное распределение амплитуды колебаний для волн с периодом 25 ч (среднее значение для всех используемых суточных компонент баротропного прилива) представлено на рис. 2. Амплитуды волн суточного бароклиного прилива на верхней изопикне достигают 20 м. Основные максимумы расположены в том же диапазоне широт, что и для полусуточных волн, но при этом значения амплитуд в 2–3 раза больше. Для изопикны, расположенной в невозму-

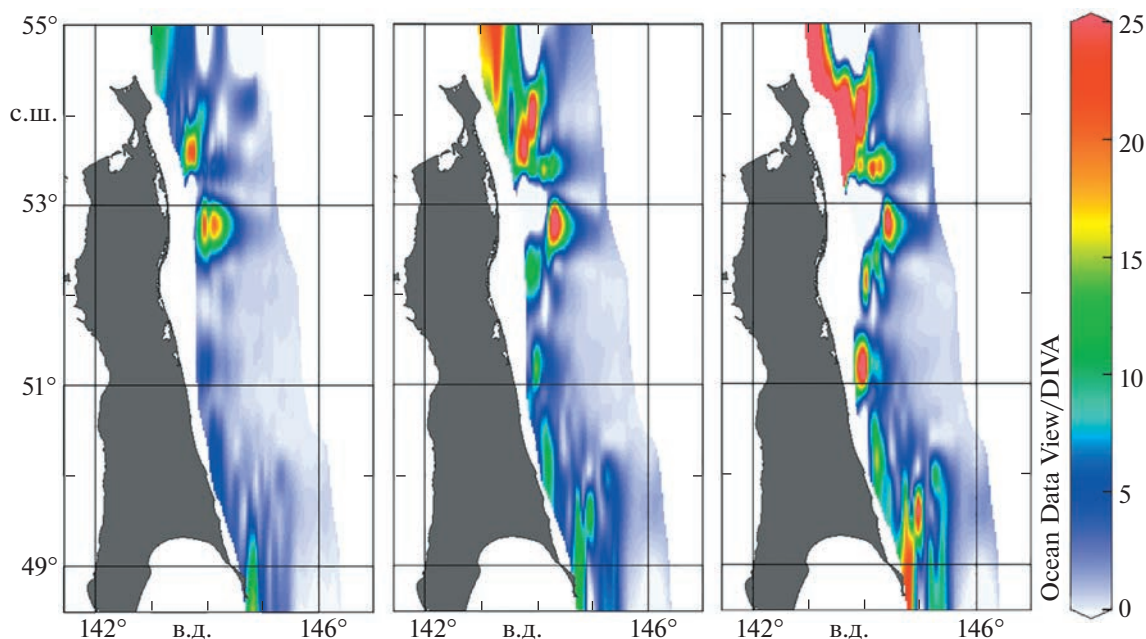


Рис. 2. Карты амплитуд суточных (25 ч) бароклинных приливов для смещений изопоикн, расположенных на глубине 30, 70 и 100 м в невозмущенном состоянии. Цветовая шкала дана в метрах.

шенном состоянии на глубине 70 м, на большей части северо-восточного шельфа о. Сахалин (для глубин менее 200 м) амплитуды суточных приливных волн превышают 10–15 м. На “нижней” изопоикне отчетливо видны волны суточного периода, превышающие амплитуду 25 м, на северной оконечности о. Сахалин, где и волны баротропного прилива имеют максимальные значения амплитуд.

Однако максимумы, расположенные южнее — ближе к м. Терпения, не характерны для амплитуд баротропных суточных волн и, скорее всего, связаны именно с особенностями батиметрии и стратификации плотности в этой зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе построены и проанализированы карты распределения амплитуд бароклинных волн суточного и полусуточного прилива вдоль северо-восточного шельфа о. Сахалин. Численные решения для выбранных двумерных разрезов ожидаемо оказались существенно бароклинными, в некоторых областях генерируются внутренние приливы достаточно больших амплитуд (до 5–10 м на изопоикне, расположенной на глубине 30 м, до 15–20 м на изопоикне 70 м и до 25 м на изопоикне, расположенной на глубине 100 м для волн полусуточного периода; до 20 м на “верхней” изопоикне, до 25 м на “средней” и до 30 м на “нижней” изопоикне для бароклинных волн суточного периода) — в том числе, в непосредственной близости к разрабатываемым ме-

сторождениям углеводородов на шельфе, что свидетельствует о необходимости учета бароклинных эффектов при проектировании морской инфраструктуры. Динамика внутренних волн в исследуемом регионе соответствует классической схеме генерации и трансформации внутренних приливных волн с последующим образованием волновых боров и интенсивных короткопериодных внутренних волн. Стоит отметить, что вертикальная структура расчетных волновых полей в основном соответствует низшей бароклинной моде, т.е. для смещений изопоикнических поверхностей имеется единственный экстремум в толще жидкости, и смещения убывают к дну и поверхности. Однако на отдельных участках выбранных разрезов наблюдаются и характерные для старших мод структуры. Поэтому анализ амплитуд внутренних приливных волн в дальнейшем необходимо дополнить разложением на вертикальные бароклинные моды.

Предложенный подход оценки амплитуд внутренних приливов может быть применен для других шельфовых акваторий и использован для создания дорожной карты по методологии прогнозирования этих явлений в морях РФ, включая дальневосточные моря и Арктику, в том числе в интересах безопасного проектирования и эксплуатации морской инфраструктуры.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Представленные результаты получены в рамках государственного задания в сфере научной деятельности

(тема № FSWE-2020-0007 “Волновой климат стратифицированного морского шельфа: нелинейные динамические процессы и их влияние на прибрежную зону и гидротехнические сооружения”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольцингер Н.Е., Андросов А.А., Клеванный К.А., Сафрай А.С. Океанологические модели негидростатической динамики: обзор // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11. № 1. С. 3–20.
2. Vitousek S., Fringer O.B. Physical vs. numerical dispersion in nonhydrostatic ocean modeling // *Ocean Model.* 2011. V. 40. P. 72–86.
3. Vlasenko V., Stashchuk N., Inall M.E., Hopkins J.E. Tidal energy conversion in a global hot spot: On the 3-D dynamics of baroclinic tides at the Celtic Sea shelf break // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. V. 119 (6). P. 3249–3265.
4. Vlasenko V., Stashchuk N. Internal tides near the Celtic Sea shelf break: A new look at a well-known problem // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015. V. 103. P. 24–36.
5. Vlasenko V., Stashchuk N., Inall M.E., Porter M., Aleynik D. Focusing of baroclinic tidal energy in a canyon // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121 (4). P. 2824–2840.
6. Zeng Z., Brandt P., Lamb K.G., Greatbatch R.J., Dengler M., Claus M., Chen X. Three-Dimensional Numerical Simulations of Internal Tides in the Angolan Upwelling Region // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. V. 126 (2). <https://doi.org/10.1029/2020JC016460>
7. Семин С.В., Куркина О.Е., Куркин А.А., Гиниятуллин А.Р. Численное моделирование динамики стратифицированного озера // *Труды НГТУ им. П.Е. Алексеева*. 2012. № 2 (95). С. 48–65.
8. Зайцев А.И., Семин С.В., Костенко И.С. Натурные измерения и численное моделирование гидрологических параметров в озере Тунайча // *Труды НГТУ им. П.Е. Алексеева*. 2014. № 1 (103). С. 46–52.
9. Морозов Е.Г., Нейман В.Г., Писарев С.В., Ерофеева С.Ю. Внутренние приливные волны в Баренцевом море // *Доклады Академии наук*. 2003. Т. 392. № 5. С. 686–688.
10. Rijnsburger S., Flores R.P., Pietrzak J.D., Lamb K.G., Jones N.L., Horner-Devine A.R., Souza A.J. Observations of multiple internal wave packets in a tidal river plume // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. V. 126 (8). <https://doi.org/10.1029/2020JC016575>
11. Lamb K.G., Farmer D. Instabilities in an internal solitary-like wave on the Oregon shelf // *Journal of Physical Oceanography*. 2011. V. 41 (1). P. 67–87.
12. Bai X., Lamb K.G., Hu J., Liu Z. On Tidal Modulation of the Evolution of Internal Solitary-Like Waves Passing through a Critical Point // *Journal of Physical Oceanography*. 2021. V. 51 (8). P. 2533–2552.
13. Rivera-Rosario G., Diamessis P.J., Lien R.C., Lamb K.G., Thomsen G.N. Formation of recirculating cores in convectively breaking internal solitary waves of depression shoaling over gentle slopes in the South China Sea // *Journal of Physical Oceanography*. 2020. V. 50 (5). P. 1137–1157.
14. Katsumata K. Two- and three-dimensional numerical models of internal tide generation at a continental slope // *Ocean Model.* 2006. V. 12. № 1–2. P. 217–234.
15. Lamb K. Numerical experiments of internal wave generation by strong tidal flow across a finite amplitude bank edge // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. P. 843–864.
16. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2002. V. 19 (2). P. 183–204.
17. Путов В.Ф., Шевченко Г.В. Особенности приливного режима на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Тематический выпуск Дальневосточного регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института № 1. Владивосток: Дальнаука. 1998. С. 61–82.
18. Рувинская Е.А., Куркина О.Е., Куркин А.А. Перенос частиц и динамические эффекты при трансформации бароклинной приливной волны в условиях шельфа дальневосточных морей // *Экологические системы и приборы*. 2021. № 11. С. 109–118.
19. Kuznetsov P.D., Rouvinskaya E.A., Kurkina O.E., Kurkin A.A. Transformation of baroclinic tidal waves in the conditions of the shelf of the Far Eastern seas // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2021. V. 946. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/946/1/012024>
20. Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K. Baroclinic Tides: Theoretical Modeling and Observational Evidence. — Cambridge University Press: Cambridge. 2005.
21. Мороз В.В., Богданов К.Т., Ростов В.И., Ростов И.Д. Электронный атлас приливов окраинных морей северной Пацифики // *Вестник ДВО РАН*. 2010. № 1. С. 102–106.

SPATIAL DISTRIBUTION OF AMPLITUDES OF INTERNAL TIDAL WAVES ON THE NORTH-EASTERN SHELF OF SAKHALIN

E. A. Rouvinskaya^a, O. E. Kurkina^a, and A. A. Kurkin^{a, #}

^aR.E. Alekseev Nizhny Novgorod State Technical University, Nizhny Novgorod, Russian Federation

[#]E-mail aakurkin@nntu.ru

Presented by Academician of the RAS E.A. Mareev November 10, 2022

The transformation of a multicomponent barotropic tide in the Sea of Okhotsk is considered in the framework of fully nonlinear non-hydrostatic calculations. The data of the tidal model and parameterized bottom topography and vertical profiles of sea water density based on data from open international atlases are used to

initialize the model. Estimates of the wave amplitudes of the diurnal and semidiurnal baroclinic tides in terms of the displacement of isopycnal surfaces at different horizons are obtained and presented in the form of geographical maps. It is shown that the distribution of amplitudes significantly depends on depth, has a complex spatial structure with a noticeable predominance of the amplitudes of baroclinic waves of the diurnal period and the main extrema located on the shelf opposite Cape Elizabeth, Okhinsky Isthmus and Cape Patience. The implemented approach to mapping the amplitudes of internal tides can be applied to other shelf areas of the seas of the Russian Federation and used for predictions of these phenomena, including engineering assessments for the design and operation of marine infrastructure.

Keywords: baroclinic waves, Euler equations, fully nonlinear model, Sea of Okhotsk

УДК 551.466.8

МНОГООБРАЗИЕ ТРАНСФОРМАЦИЙ НЕЛИНЕЙНЫХ ВНУТРЕННИХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ АВСТРАЛИИ

© 2023 г. **П. Е. Холловей**¹, **А. Н. Серебряный**^{2,3,*}

Представлено академиком РАН Р.И. Нигматулиным 10.10.2022 г.

Поступило 10.10.2022 г.

После доработки 15.11.2022 г.

Принято к публикации 21.11.2022 г.

Интенсивные нелинейные внутренние волны на материковой окраине на северо-западном шельфе Австралии обсуждаются с использованием подробных временных рядов скорости и температуры, зарегистрированных на заякоренных измерителях течений и температуры в течение 67 сут. В регионе наблюдается интенсивный полусуточный внутренний прилив, который распространяется к берегу по шельфу. Наблюдаются усиление внутреннего прилива и формирование боро-подобных образований, часто сопровождаемых внутренними уединенными волнами. Представлен частотный спектр внутренних волн, рассчитанный по записям компоненты течений, направленной по нормали к берегу. В данной работе акцент сделан на анализе формы и свойств внутреннего прилива. Выделено пять различных типов волн, которые состоят из боров на передней или задней стороне волны, “прямоугольных” форм волн с бором одновременно на обеих сторонах волны (как на передней, так и на задней), а также линейных волн малой и большой амплитуды. Приведена статистика трансформаций типов внутренних приливов при их распространении по участку трассы от склона до шельфа. Выявлены основные типы волн, проходящие без трансформации, и волны, имеющие относительно короткое время жизни, к которым относятся “прямоугольные” приливные волны и волны с борами на заднем склоне волны. В целом анализ показал реальную картину происходящих нелинейных трансформаций приливных внутренних волн, происходящих на СЗ-шельфе Австралии.

Ключевые слова: северо-западный шельф Австралии, внутренний прилив, солитоны, течения

DOI: 10.31857/S2686739722602216, **EDN:** TIJHJN

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивные полусуточные внутренние приливы хорошо известны на северо-западном шельфе Австралии [1–3], а также во многих других районах океана [4]: шельфе Новой Англии [5], Южно-Китайского моря [6] и других местах. Волны, генерируемые над склоновой областью, на северо-западном шельфе Австралии распространяются в сторону берега и быстро рассеиваются в районе излома шельфа [7]. Наблюдается, что в связи с нелинейной трансформацией длинный

внутренний прилив становится круче, образуя внутренний бор и пакеты коротких солитоноподобных внутренних волн [8–10]. Однако ранее опубликованные данные дали лишь ограниченную информацию о характере наблюдаемых волн.

Работа готовилась к публикации, но внезапно произошло трагическое событие – Питер Холловей ушел из жизни и материалы остались неопубликованными. Тема нелинейных внутренних волн на шельфе остается в центре внимания океанологов, и результаты статьи востребованы специалистами. Представленные в статье результаты обеспечены более совершенными измерениями, что позволило иметь временные ряды свойств внутренних волн с высоким временным и пространственным разрешением из области перехода от материкового склона в шельфовую зону. Данные предоставляют подробную информацию о форме внутренней волны и о том, как форма изменяется по мере распространения волн, а также о формировании внутренних уединенных волн из внутренних боров.

¹Школа географии и океанографии,
Университетский колледж,
Университет Южного Нового Уэльса, Академия
вооруженных сил Австралии, Канберра,
АКТ 2600, Австралия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

³АО “Акустический институт
им. акад. Н.Н. Андреева”, Москва, Россия

*E-mail: serebryany@hotmail.com

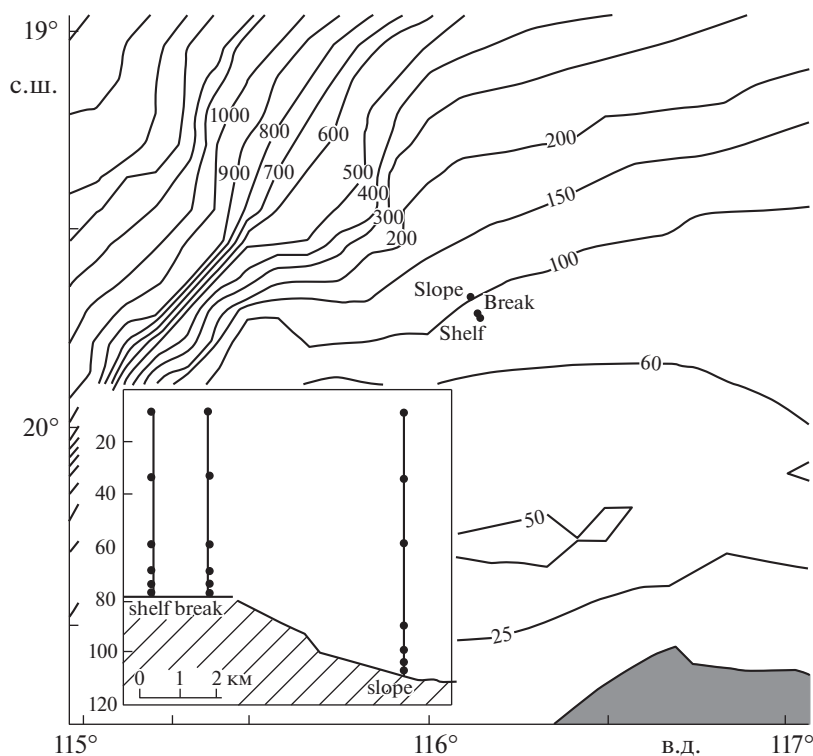


Рис. 1. Карта северо-западного шельфа Австралии с указаниями мест заякоренных станций Slope, Break и Shelf. Во врезке слева внизу показаны положение заякоренных станций и расположение измерителей течений.

НАБЛЮДЕНИЯ

Три заякоренные станции, содержащие в общей сложности 19 измерителей течений, были установлены в линию, ориентированную перпендикулярно изолиниям батиметрии на СЗ-шельфе Австралии. Заякоренные станции “slope” и “break” были расположены на расстоянии 5070 м, а “break” и “shelf” — на расстоянии 1500 м. Наиболее удаленная от берега станция “slope” находилась в точке с глубиной 110 м, а “break” и “shelf” на глубинах около 80 м (см. рис. 1). В основном использовались акустические измерители течений Steedman, которые измеряли 2-минутные средние значения вектора. Дополнительно использовались измерители течений Inter Ocean “S4” с дискретностью измерений 1 мин и усреднением 6 мин. Измерения проводились в течение 67 сут с 9 февраля по 24 апреля 1992 г. с 2-дневным перерывом с 14 по 16 марта, когда приборы извлекались, обслуживались и передислоцировались.

Одной из целей программы измерений было исследование взаимодействия внутренних волновых течений с придонным пограничным слоем океана (см. [11]). По этой причине у морского дна сконцентрированы вертушки с приборами на высоте 2.5, 5.0, 10.0 и 20.0 м над дном, а также приборы выше в толще воды. Благодаря высокой частоте дискретизации, хорошему вертикальному

разрешению и близкому расположению заякоренных станций данные хорошо подходят для детализации свойств нелинейных внутренних волн и наблюдения за трансформацией волн по мере их распространения.

Построение временных рядов текущих компонентов течений или температуры показывает огромное разнообразие колебаний с периодами от полусуточных приливов до короткопериодных колебаний с периодами около 10 мин. Формы волн также сильно различаются. Во-первых, делается попытка классифицировать наблюдения по ряду различных типов волновых форм. Вертикальное распределение амплитуды внутренней волны с точки зрения течения и вертикального смещения подчиняется модальной функции. Поэтому для исследования формы волны целесообразно рассматривать наблюдения только с одного уровня. Наблюдается, что волны распространяются в направлении берега, и в среднем фронты волн приблизительно выровнены параллельно батиметрическим изолиниям. Следовательно, составляющая течения в направлении от берега/на берег (берег определяется как 158° к востоку от севера, соответствующая линии, проходящей через 3 заякоренной станции) считается репрезентативной для формы волны и наблюдений от 3 станций на высоте 10 м над уровнем моря.

ЧАСТОТНЫЙ СПЕКТР ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Для проведения анализа рядов течений и расчета частотного спектра были выбраны показатели измерителя на горизонте 20 м над дном в точке “slope” и направлении перпендикулярном береговой черте. Сначала из общего сигнала была удалена баротропная составляющая прилива. Это делалось удалением усредненного по глубине значения течения. В результате был получен ряд показателей бароклинного течения. По полученному ряду составляющей течения, направленной по нормали к береговой черте, был рассчитан частотный спектр, представленный на рис. 2. На спадающем спектре заметно выделяется наибольший пик M_2 , связанный с приливными правильными полусуточными волнами. Еще присутствует пик на частоте, близкой к локальной инерционной частоте f . В высокочастотном диапазоне выделяется пик N на частотах, близких к 3 ц/ч, связанный с интенсивными солитоноподобными волнами.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

В общей сложности учитываются 130 полусуточных колебаний по записям течений и по вертикальным смещениям, вычисленным по временным рядам температуры. Стало очевидным, что эти 130 волн можно разделить на ряд различных волновых форм, и было определено 5 различных типов. В этом подходе рассматривается только форма полусуточных колебаний, и наличие или отсутствие короткопериодных внутренних уединенных (солитоноподобных) волн не влияет на классификацию. На рис. 3 показаны 5 выделенных волновых форм вместе с примером каждого типа из текущих наблюдений. Дано краткое описание каждого вида. Количество появлений каждой формы волны на каждой из 3 станций показано в виде гистограммы на рис. 3 справа.

Форма волны типа 1 представляет собой бор на переднем склоне волны, наложенную на приблизительно устойчивый фоновый поток, часто связанный с одиночными волнами большой амплитуды. Тип 2 — с бором на задней поверхности волны. Тип 3 представляет собой одновременное присутствие боров как на передней, так и на задней стороне волны, этот тип мы называем “прямоугольной” (square) волной. Все эти формы сигналов сильно нелинейны, тогда как тип 4 представляет собой колебание малой амплитуды, приблизительно синусоидальное, хотя этот сигнал часто содержит многочисленные высокочастотные колебания. Тип 5 — синусоидальная волна большой амплитуды без признаков нелинейных искажений.

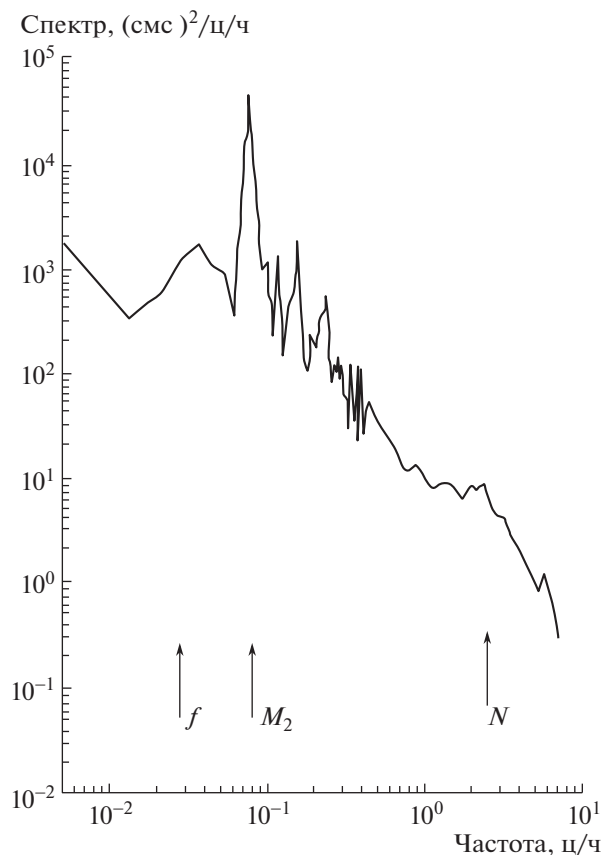


Рис. 2. Спектр внутренних волн, рассчитанный по данным горизонтальной компоненты течений нормальной к береговой черте за весь период наблюдений.

Волны с бором на заднем склоне больше встречаются в глубокой точке “slope”, их количество уменьшается при смещении на шельф. Немного меньше случаев появлений прямоугольных типов волновых форм (тип 3). Их количество увеличивается при смещении от “slope” на мелководные станции. Число синусоидальных волн малых амплитуд во многом превосходит число синусоидальных волн с большими амплитудами. Их число сопоставимо с волной типа 1, без изменения проходящей через все 3 станции. Следует отметить, что типы волн 1 и 4 — наиболее часто регистрируемые в наблюдении.

“Прямоугольные” волны типа 3 менее распространены, но наблюдается неуклонное увеличение числа этих волн при перемещении на более мелководные станции, т.е. от “slope” к “shelf”. В то же время наблюдается устойчивое снижение количества волн с бором на тыльной стороне волны (тип 2) при их смещении на мелководье от “slope” к “shelf”. Обращает на себя внимание, что сильно нелинейные формы волны (типы от 1 до 3) значительно более распространены на всех

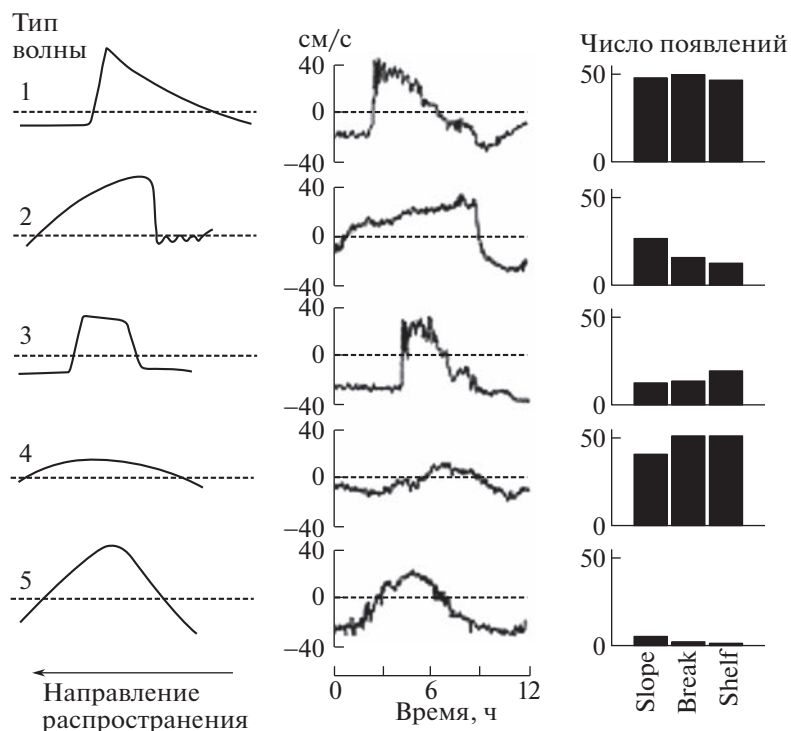


Рис. 3. Пять основных характерных форм волн, наблюдаемых на заякоренных станциях. Левая колонка — на ней представлены типы волн в виде схематичных рисунков. Средняя колонка — примеры реальных волн соответствующего типа (записи компоненты течения нормального к берегу). Колонка справа — распределение типов волн на трех заякоренных станциях (в виде гистограмм).

станциях, чем синусоидальные формы волн (типы 4 и 5).

ВОЛНОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

В этом разделе рассматривается изменение или трансформация формы волны между станциями. При рассмотрении наблюдений с трех станций возможно большое количество комбинаций преобразования формы волны, и была составлена статистика по этим различным преобразованиям.

На рис. 4 представлена статистика возникновения основных волн-преобразований в виде гистограмм, куда включены все преобразования, происходящие более двух раз. Часто можно увидеть, что наиболее распространенная форма волны с бором на переднем склоне волны — проходит через заякоренные станции без изменения формы волны. Следующим наиболее распространенным преобразованием является волна малой амплитуды, формирующая бор на переднем склоне, а затем волна большой амплитуды, образующая бор на переднем склоне. Другие комбинации встречаются с приблизительно аналогичными частотами.

Основные особенности заключаются в следующем. Наиболее распространенной формой волны является бор на переднем склоне волны (тип 1), и чаще всего эта форма волны не меняется между

3 точками наблюдения, хотя обычно бывают изменения в интенсивности бора. Однако большое количество боров также вырождается в синусоидальные волны малой амплитуды (тип 4). Волны малой амплитуды также часто образуют боры на переднем фронте. “Прямоугольные” формы волны относительно недолговечны, и только в одном случае видно, как одна такая волна распространяется через все 3 станции. Это говорит о том, что прямоугольная форма может быть “промежуточной” формой волны в процессе преобразования. На задней стороне волны наблюдается относительно немного боров, и они, как правило, недолговечны.

При рассмотрении всех типов трансформации видно, что между станциями “slope” и “break” 62% волн претерпевают хотя бы один тип трансформации, тогда как между “Break” и “Shelf” 28% волн претерпевают трансформацию. Только 41% волн не меняют тип волны между 3 станциями. Высокий процент волн, которые меняют форму между станций на склоне и изломом шельфа, указывает на сильное влияние батиметрии обмена на процесс преобразования, когда глубина воды изменяется от 109 до 78 м.

На основе наблюдаемых трансформаций можно предложить последовательность шагов, которым могут подвергнуться все волны на пути к обрушению волны. Отсутствие некоторых шагов в

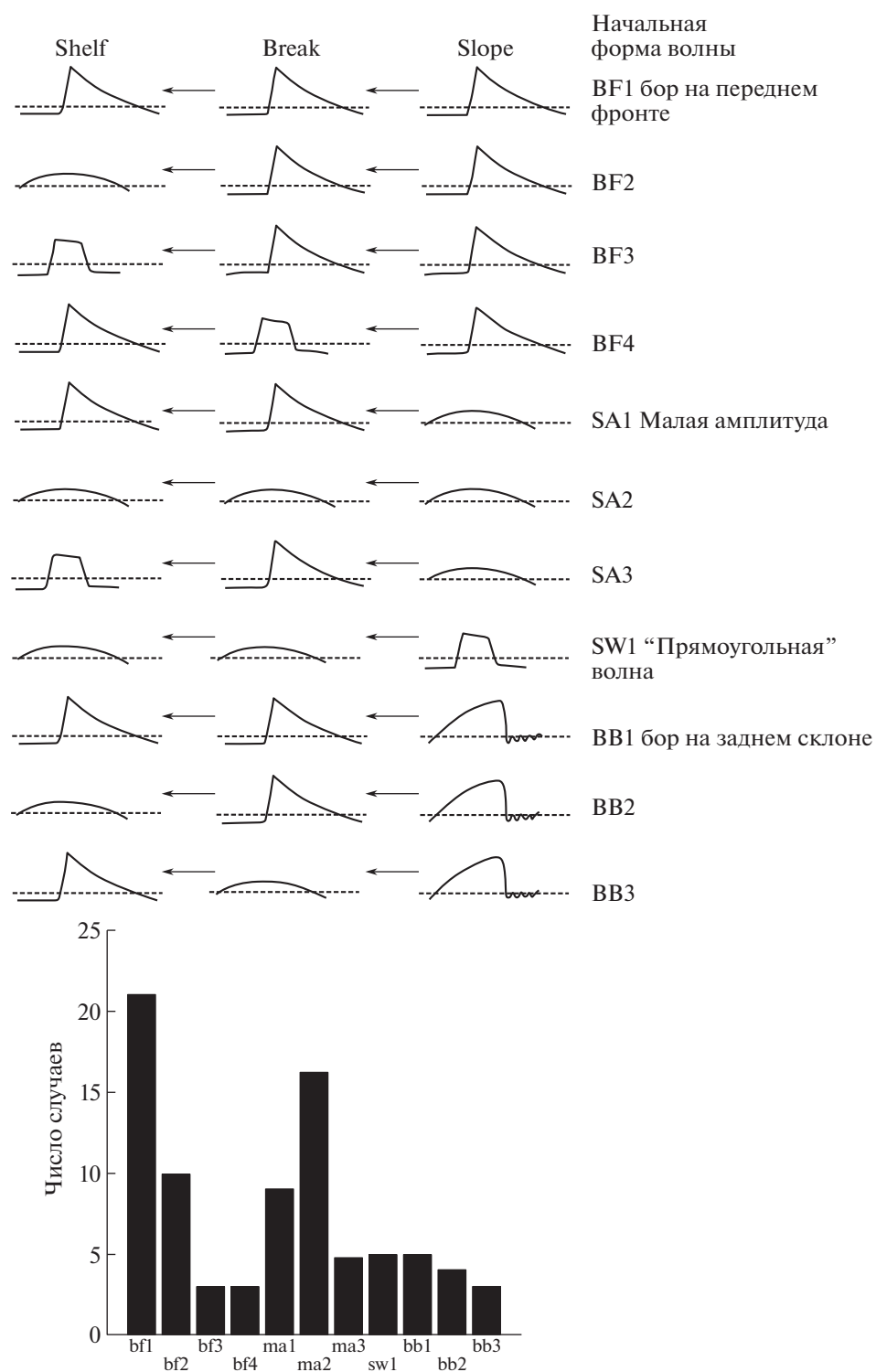


Рис. 4. Различные волновые трансформации, отмечаемые на заякоренных станциях при движении волны от материкового склона на шельф, и их статистика (в виде гистограммы, показанной внизу рисунка).

некоторых наблюдениях может быть косвенным результатом того, что некоторые шаги недолговечны. Предлагаемая последовательность — Тип 4–5–1–3–5, т.е. синусоидальная волна малой амплитуды нарастает по амплитуде по мере

того, как она увеличивает крутизну, чтобы обрушить волну большой амплитуды. Затем на передней поверхности волны образуется бор, который часто ассоциируется с рядом солитонов. После дальнейшего увеличения крутизны на задней сто-

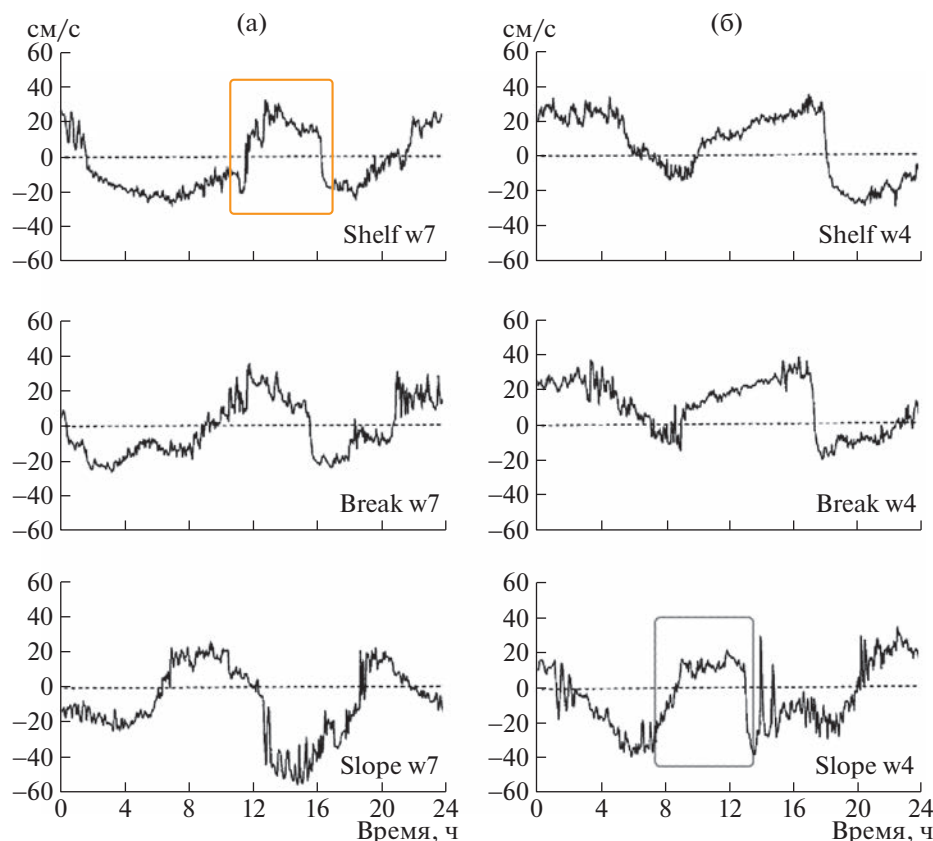


Рис. 5. а — трансформация приливной волны с бором на заднем склоне в прямоугольную волну (выделена красным) при выходе на мелководье; б — трансформация прямоугольной волны (выделена серым) в волну с бором на заднем склоне при выходе на мелководье.

роне волны образуется второй бор, создающий форму волны пьедестала. Сильное затухание или опрокидывание волны затем быстро превращает эту форму волны обратно в синусоидальную волну с малой амплитудой.

Возможна также альтернативная последовательность, когда волна Типа 2, образованная бором на задней стороне волны, возникает в начале последовательности, о чем свидетельствует наблюдение, что большинство волн Типа 2 возникает на более глубокой точке наблюдения на склоне. Возможная последовательность: Тип 4—5—2—3—1. Это почти обратная последовательность вышеописанной. В этом случае малая синусоидальная волна нарастает по амплитуде, а затем на обратной стороне волны образуется бор. Затем формируется “прямоугольная” волна, которая, в конце концов, вырождается в бор на ведущем склоне волны.

Каждую форму волны можно объяснить как проявление борообразной формы с борами как на передней, так и на задней сторонах волн. Возможно, каждая из нелинейных волн представляет собой этап между трансформациями между прямым и обратным борами. Линейные волны малой амплитуды (тип 4) могут быть результатом обруше-

ния нелинейной волны. Линейная волна большой амплитуды (тип 5) предположительно претерпевает сильную трансформацию на мелководье после дальнейшего распространения.

Подчеркнем результат полученных данных, связанных с обнаружением при трансформации распространяющихся по шельфу внутренних приливов не только традиционных внутренних боров, но и необычных “square” (прямоугольных волн). Хотя эти волны представляют собой промежуточную фазу нелинейной трансформации, относительно недолгую по времени, но все-таки эта фаза живет, по крайней мере, в течение нескольких часов. Эти волны образуются при движении бароклинного прилива с глубокой воды на мелководье. Выходя со материкового склона на шельф, волна с бором на заднем склоне, приливная волна укручивает передний склон, при этом сохраняется крутой задний склон. В результате чего образуется прямоугольная волна, см. рис. 5 а. Оценки показывают, что дистанцию около 6.5 км прямоугольная волна проходит за 4 ч со скоростью около 0.45 м/с. Объяснение феномена прямоугольной волны возможно искать в применении подхода разработанной модели [12]. Выходя на мелководье, передний фронт попадает в зону,

где термоклин более прижат ко дну. Что усиливает коэффициент нелинейности, что и ведет к укручиванию переднего фронта.

Интересен также случай преобразования прямоугольной волны в волну с крутым задним фронтом, что также возможно при выходе на мелководье. См. рис. 5 б.

Возникновение боров зависит от условий среды, где распространяются внутренние приливы и, в частности, при применении теории уравнения Кортевега—де Вриза зависит от значения коэффициента нелинейности $\alpha(n)$. Когда термоклин поднят близко к поверхности моря, α будет положительным, в этом случае появляются боры на тыльной стороне волны (тип 3). Когда термоклин находится близко к морскому дну, α отрицательно и зарождаются боры на переднем склоне волны (тип 1). Также играет роль на смену знака α фоновое течение. В работе [12] разработана модель, основанная на расширенном вращательно-модифицированном уравнении Кортевега—де Вриза для синусоидальных внутренних приливных волн, нелинейно трансформирующихся при их распространении по шельфу, и генерирующих цуги солитоноподобных волн. Совместное действие нелинейности и вращения приводит к ряду интересных особенностей формы волны, включая солитоны обеих полярностей, “толстые” солитоны и острые волны с крутыми фронтами. Вращение увеличивает фазовую скорость длинного внутреннего прилива, уменьшает количество внутренних уединенных волн, образующихся из длинной волны, и изменяет форму волн. Результаты численного моделирования сравниваются с текущими и температурными наблюдениями за внутренним волновым полем на северо-западном шельфе Австралии, которые подтверждают многие особенности обобщенной модели КдВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной работе проведен анализ многосуточной записи данных о течении и колебаний температуры, зарегистрированных на участке северо-западного шельфа Австралии — известного места, где существуют большие нелинейные внутренние приливы. Проведенный нетрадиционный анализ 130 полусуточных приливных волн позволил выявить их разнообразие и наиболее распространенные фазы их нелинейных трансформаций. Было выделено пять характерных типов приливных полусуточных волн, наблюдающихся на австралийском шельфе. Далее они перечисляются в последовательности частоты встречаемости — от наибольшей к наименьшей. Это наиболее распространенный тип 1 нелинейной волны с бором на переднем склоне волны. Тип 4 волны, второй по встречаемости, представляет собой колебание малой амплитуды,

приблизительно синусоидальное. Его происхождение можно связывать с разрушением сильнонелинейных внутренних приливных волн, движущихся по шельфу. Третий по встречаемости оказывается тип 2 нелинейной волны с бором на задней поверхности волны. Немного реже встречается тип 3 волны, которую мы называем “прямоугольной” (square) волной, для которой характерно одновременное присутствие боров как на переднем, так и на заднем склоне волны. Тип 5 — наиболее редко встречающаяся синусоидальная волна без признаков нелинейных искажений.

Касательно нелинейных трансформаций. В наблюдениях выявлено всего 11 видов трансформаций, проходящих по шельфу нелинейных внутренних приливных волн. Выделим наиболее часто встречающиеся случаи. Наибольшее число случаев связано с проходом нелинейных волн типа 1 без изменения формы. Почти вдвое меньше случаев, когда нелинейная волна с передним бором пройдя две точки наблюдения разрушается на подходе к третьей и превращается в синусоидальную волну малой амплитуды. Распространены случаи, когда волна малой амплитуды, начиная с первой точки наблюдения (slope), набирает амплитуду и превращается в нелинейную волну с бором на переднем склоне, проходя в таком виде остальную часть трассы. Прохождение по трассе волны малой амплитуды также достаточно часто встречается, но, по-видимому, в акватории ближе к берегу, все-таки происходит накопление нелинейных эффектов с ростом амплитуды, укручивание переднего фронта и дальнейшего разрушения волны. Интересны также случаи наблюдения прохождения прямоугольной волны через точку “slope”, после чего волна разрушается. Также интересны случаи трансформации, проходящей через точку “slope” волны с бором на заднем склоне в сильно нелинейную волну с бором на переднем склоне.

Данная работа сконцентрирована на трансформациях внутренних приливов, хотя короткопериодные волны (солитоноподобные волны) встречаются очень часто и заслуживают отдельного внимания как важный элемент процесса нелинейной трансформации. Следует заметить, что при работе с материалом мы столкнулись с признаками в коротких волнах принадлежности ко 2-й моде, но не стали это обсуждать. Недавно опубликованная статья о наблюдении внутренних волн в более глубоком месте на северо-западном шельфе Австралии содержит данные о зарегистрированных там термисторными цепочками солитонов внутренних волн 2-й моды [13].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Эта работа получила финансовую поддержку от Австралийского исследовательского Совета. На послед-

нем этапе подготовки публикации работа выполнена при поддержке государственного задания РФ по теме № FMWE-2021-0010, а также гранта РФФИ (проект 20-55-S52005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bains P.G.* Satellite observations of internal waves on the Australian North-west shelf // *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 1981. V. 32. P. 457–462.
2. *Holloway P.E.* On the semi-diurnal internal tide at the shelf-break region on the Australian North West shelf // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. P. 1778–1790.
3. *Holloway P.E.* Observations of internal tide propagation on the Australian North West Shelf // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. P. 1706–1716.
4. *Huthnance J.M.* Internal tides and waves near the continental shelf edge // *Geophys. Fluid Dyn.* 1989. V. 48. P. 81–106.
5. *Tang D., Moum J.N., Lynch J.F., Abbot P., Chapman R., Dahl P.H., Duda T.F., Gawarkiewicz G., Glenn S., Goff J.A., Ggraber H., Kemp J., Maffei A., Nash J.D., Newhall A.E.* Shallow Water'06: A joint acoustic propagation/nonlinear internal wave physics experiment // *Oceanography.* 2007. V. 20. № 4. P. 156–167.
6. *Ramp S.R., Chiu C.S., Bahr F.L., Lynch J., Duda T., Tang D., Liu A.K.* Tracking the generation sites and packet variability of internal solitons in the south China Sea // *The Journal of the Acoustical Society of America* 2002. V. 112. № 5. P. 2449–2449.
7. *Holloway P.E.* On the dissipation of internal tides // *Tidal hydrodynamics.* 1991. V. 449. P. 466.
8. *Holloway P.E.* Internal hydraulic jumps and solitons at a shelf break region on the Australian North West shelf // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92 (C5). P. 5405–5416.
9. *Smyth N.F., Holloway P.* Hydraulic Jump and Undular Bore Formation on a Shelf Break // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. V. 18. P. 947–962.
10. *Serebryany A.N., Holloway P.E.* Observations of nonlinear internal waves on a shelf break: variety of processes of internal tidal transformation and observed huge internal surf // *Proceedings of IAPSO XXI General Assembly.* 1995. Honolulu, Hawaii, USA. P. 230.
11. *Holloway P.E., Pelinovsky E., Talipova T., Barnes B.* A Nonlinear Model of Internal Tide Transformation on the Australian North West Shelf // *J. Phys. Oceanogr.* V. 27. P. 871–896.
12. *Holloway P., Pelinovsky E., Talipova T.* A generalized Korteweg-de Vries model of internal tide transformation in the coastal zone // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, № C8. P. 18.333–18.350.
13. *Rayson M.D., Jones N.L., Ivey G.N.* Observations of large-amplitude mode-2 nonlinear internal waves on the Australian North West shelf // *Journal of Physical Oceanography.* 2019. V. 49. №. 1. P. 309–328.

A VARIETY OF TRANSFORMATIONS OF NONLINEAR INTERNAL TIDAL WAVES ON THE NORTH-WEST AUSTRALIAN SHELF

P. E. Holloway^a and A. N. Serebryany^{b,c,#}

^a*School of Geography and Oceanography, University College, University of New South Wales, Academy of Australian Army, Canberra, ACT 2600, Australia*

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

^c*JSC “N.N. Andreev Acoustic Institute”, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: serebryany@hotmail.com*

Presented by Academician of the RAS R.I. Nigmatulin October 10, 2022

Highly non-linear internal waves at the continental margin on the northwest shelf of Australia are discussed using detailed velocity and temperature time series recorded from moored current meters. The region has a vigorous semidiurnal inland tide that propagates towards the shore along the shelf. In this area, there is an increase in the internal tide and the formation of bore-like formations, often accompanied by internal solitary waves. In this paper, the emphasis is on the analysis of the shape and properties of the internal tide. The frequency spectrum of internal waves is presented, calculated from the records of the current component directed along the normal to the coast. Five different types of waves are distinguished, which consist of burrs on the front or back side of the wave, “square” waveforms with a bores on both the front and back sides of the wave at the same time, as well as linear waves of small and large amplitude. The statistics of transformations of the types of internal tides during their propagation along the section of the route from the slope to the shelf is given. The main types of waves passing without transformation and waves with a short lifetime, which include “square” tidal waves and waves with bores on the back slope of the wave, are revealed. In general, the analysis showed a real picture of the ongoing nonlinear transformations of tidal internal waves occurring on the north-west shelf of Australia.

Keywords: Australian North West shelf, solitons, internal tide, currents

УДК 534.222

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ АПРОБАЦИЯ МЕТОДА АКУСТИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ НА ПРОТЯЖЕННОЙ ТРАССЕ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

© 2023 г. Академик РАН Г. И. Долгих¹, Ю. Н. Моргунов¹, В. В. Безответных¹, А. В. Буренин¹, А. А. Голов^{1,*}, Е. А. Войтенко¹, В. В. Разживин¹, А. А. Тагильцев¹

Поступило 31.10.2022 г.

После доработки 30.11.2022 г.

Принято к публикации 02.12.2022 г.

Представлены методические и технические возможности проведения мониторинга температурных полей на тысячекилометровой трассе в Японском море методом акустической термометрии. Предложенный томографический метод мониторинга динамики и структуры вод основан на излучении и приеме сложных фазоманипулированных сигналов на диагностируемой трассе с определением времени распространения по различным лучевым траекториям с последующим определением скорости звука и температуры. Физические предпосылки для практической реализации термометрических исследований на больших расстояниях базируются на эффекте акустического “оползня” — явления перехода акустической энергии из придонной области шельфа в подводный звуковой канал глубокого океана. На примере Японского моря предложена и экспериментально апробирована высокоточная система акустической термометрии на базе томографических схем с мобильными и стационарными гидроакустическими излучателями и приемными системами.

Ключевые слова: гидроакустическая томография, термометрия, контроль изменения климата, сложные фазоманипулированные сигналы

DOI: 10.31857/S2686739722602459, **EDN:** TIJXGR

Решение актуальных задач исследования и контроля изменения климата на планете во многом зависит от результатов многолетнего изучения изменчивости температурных режимов океанов и морей с использованием приборов на различных физических принципах. Акустическая термометрия, применяющаяся для измерения структуры и динамики глубоководных и мелководных акваторий, была в течение последних десятиков лет продемонстрирована в целом ряде экспериментов [1–4]. В статье обсуждаются методические и технические возможности осуществления мониторинга температурных полей в Японском море методом акустической термометрии на протяженных акваториях (свыше 1000 км). Метод основан на излучении и приеме сложных фазоманипулированных сигналов на диагностируемой трассе с определением времени распространения в подводном звуковом канале (ПЗК) с последующим определением скорости звука и, по известным в океанологии алгоритмам, температуры [5]. Физические предпосылки для практической реализа-

ции термометрических исследований на больших расстояниях базируются на эффекте акустического “оползня” — явлении перехода акустической энергии из придонной области шельфа в подводный звуковой канал глубокого океана и дальнейшего распространения с малым затуханием [6].

В статье обсуждаются результаты демонстрационного эксперимента, иллюстрирующего возможности технической реализации метода акустической термометрии в Японском море на акустической трассе протяженностью 1080 км.

Излучатель был стационарно расположен вблизи берега у поселка Чехов (о. Сахалин), на глубине 41 м и на удалении 5 км от свала глубин. Каждые 6 мин излучался фрейм, состоящий из нескольких фазоманипулированных псевдослучайными М-последовательностями сигналов: длиной 1023 символа с заполнением 4 периодами несущей частоты на символ (далее М1023) и 127 символов с 40 периодами на символ (далее М127). Все сигналы имели несущую частоту 400 Гц, но различные полосы частот: М1023 — полосу 300–500 Гц (длина символа 0.01с); М127 — полосу 390–410 Гц (длина символа 0.1с). Развиваемое акустическое давление составляло около 8000 Па на 1 м от излучателя. Приемная система

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

*E-mail: golov_alexander@inbox.ru

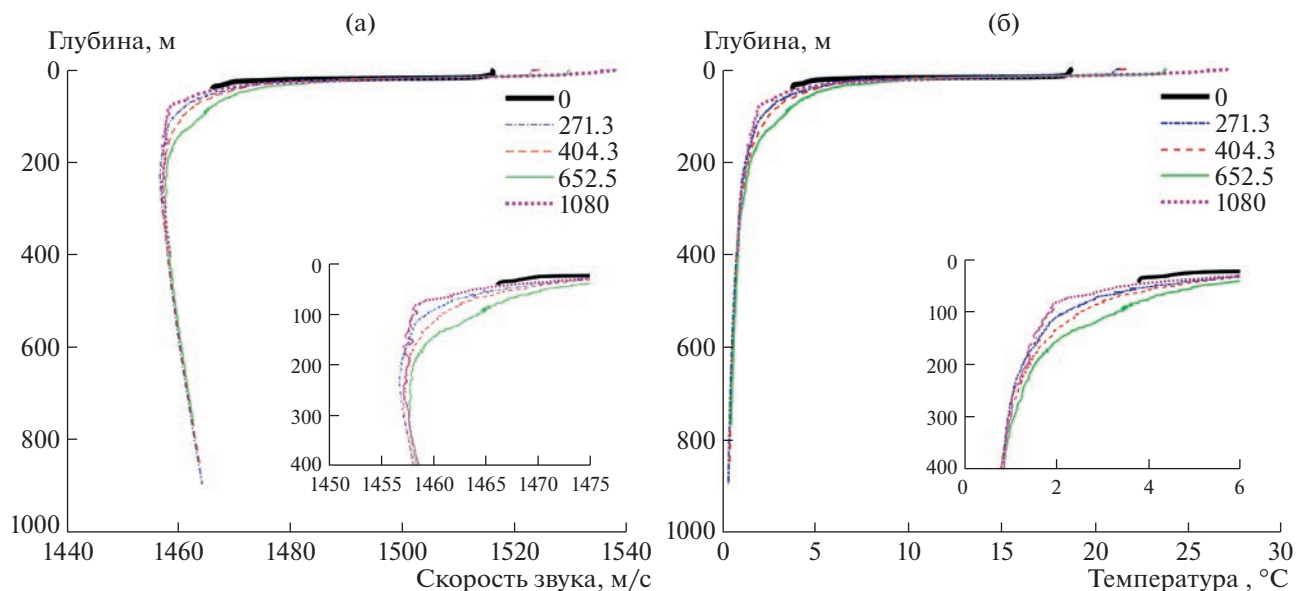


Рис. 1. Измеренные CTD-зондом вертикальное распределение скорости звука (а) и температуры (б) по глубине в заданных точках.

на базе радиогидроакустического буя дрейфовала вблизи обеспечивающего судна на удалении 1080 км от излучателя при глубине места около 3 км (рис. 2). Координаты дрейфа ежеминутно фиксировались и учитывались при расчетах расстояния между излучателем и приемной системой. За время эксперимента, более 8 ч, зарегистрирован дрейф систему на 350 м в сторону юго-востока. В точке приема и в точках на удалениях 271.3, 404.3 и 652.5 км от излучателя производилось измерение вертикального распределения скорости звука и температуры (рис. 1 а, б). Анализ этих зависимостей показывает, что ось ПЗК (минимум скорости звука и температуры) во всех точках находилась на глубине около 200 м, а в слоях выше оси скорость звука и температура повышались с приближением к приемной системе. Следовательно, с приближением к точке приема фиксируется постепенное увеличение отрицательного градиента скорости звука с глубиной в верхних слоях волновода. Эти факторы могут определять степень затягивания импульсной характеристики во времени и, следовательно, нести информацию о температуре в соответствующих слоях волновода.

Гидрофон приемной системы погружался на глубину оси ПЗК, а принятая сигнальная информация от излучателя поступала на поверхностный радиогидроакустический буй и по радиоканалу передавалась на приемное судно. На рис. 2 приведены импульсные характеристики волновода (в правом углу для сигнала М1023, в левом — для сигнала М127), которые были получены в результате свертки принятых сигналов с излученными.

Следует отметить, что размещение излучателя на шельфе в данном случае обеспечивает реализацию эффекта акустического “оползня” — явления перехода акустической энергии из придонной области шельфа на ось подводного звукового канала в глубоком море. Поэтому на всех импульсных характеристиках в одно и то же время (740.2 с) фиксируется последний максимальный приход акустической энергии, распространяющейся по лучевым траекториям вблизи оси ПЗК с минимальной скоростью ($1080000 \text{ м}/740.2 \text{ с} \approx 1459 \text{ м/с}$). Очень важно, что эта величина и рассчитанная с ее использованием температура (2°C) равны скорости звука и температуре на оси ПЗК, измеренной CTD-зондом. Это свидетельствует о точности метода и качестве применяемых измерительных приборов. Погрешность полученного результата определяется погрешностью измерения времени и дистанции. Применяемая аппаратура обеспечивает измерение времени прихода зондирующих сигналов с погрешностью $\Delta t = \pm 0.001 \text{ с}$. GPS-приемник обеспечивает определения местоположения с погрешностью $\Delta d = \pm 5 \text{ м}$. Для акустической трассы протяженностью $D = 1080 \text{ км}$ и времени распространения $\tau = 740.2 \text{ с}$, погрешность определения средней скорости звука $\Delta C = (D \pm \Delta d)/(\tau \pm \Delta \tau) - D/\tau$ составляет $\pm 0.005 \text{ м/с}$. Используя алгоритм вычисления температуры, солености и давления от скорости звука, находим, что погрешность измерения температуры в эксперименте $\Delta t = \pm 0.001^\circ\text{C}$.

Импульсная характеристика при приеме сигналов М127 существенно отличается от полученной при свертке сигналов М1023 и позволяет

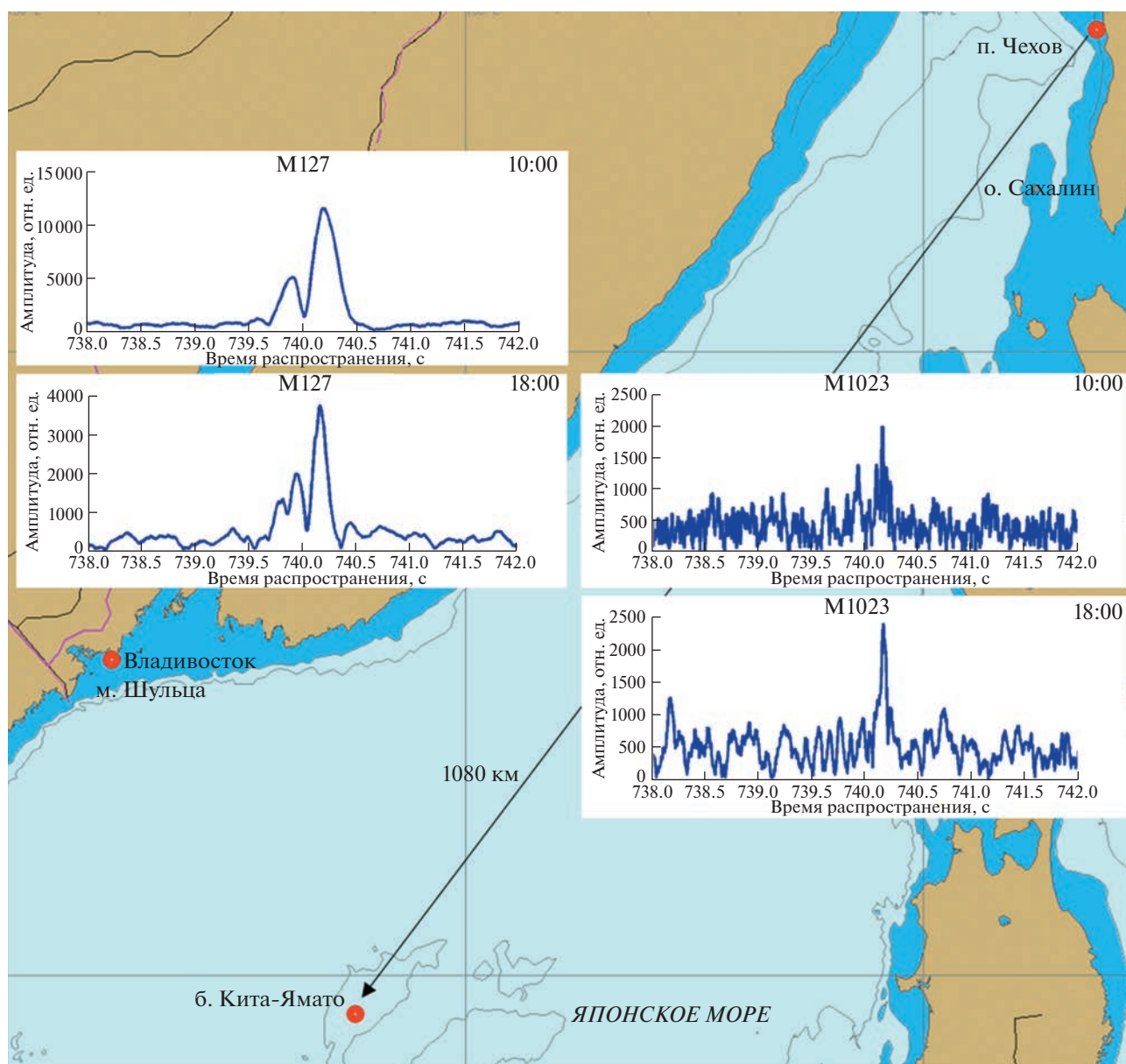


Рис. 2. Схема эксперимента на карте и импульсные характеристики волновода.

фиксировать ранние приходы акустической энергии за счет большей длительности символов, позволяющей интегрировать лучевые приходы с большими углами в точку приема [7]. Можно утверждать, что смещение импульсной характеристики относительно максимального прихода в сторону меньших значений времени подтверждает отмеченный выше факт потепления верхних слоев, отмеченный при измерениях CTD (рис. 1). Следовательно, предложенный метод может быть использован и для оценки температурных режимов и их изменчивости в различных слоях (от поверхности до заглубления оси ПЗК) диагностиру-

емого волновода на различных временных интервалах от суточных до межгодовых.

Результаты демонстрационного эксперимента подтвердили эффективность методических и технических подходов к практической реализации метода акустической термометрии протяженных морских акваторий для изучения изменчивости температурных режимов в океане. Получена и подтверждена инструментальными измерениями величина средней температуры (2°C с погрешностью $\pm 0.001^{\circ}\text{C}$) в деятельном слое морской среды Японского моря на тысячекилометровой акустической трассе. Показаны преимущества применения

фазоманипулированных сигналов с большими длительностями символов для обеспечения приема и анализа акустической энергии по лучевым траекториям с более крутыми углами для получения информации о температуре во всем деятельном слое волновода.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспериментальные исследования финансированы и выполнены в рамках госбюджетной тематики ТОИ ДВО РАН: “Разработка новых методов и средств исследования и освоения морских акваторий. Развитие методов диагностики и повышения эффективности функционирования сложных акустических систем” (регистрационный номер: АААА-А20-120031890011-8). Анализ и интерпретация данных финансированы и выполнены в рамках темы “Научно-методическое обеспечение выполнения работ “Обоснование системы климатического мониторинга дальневосточных морей и разработка методов мониторинга экстремальных погодно-климатических явлений, связанных с океаном, на основе стационарных и мобильных измерительных комплексов, а также мультисенсорного спутникового зондирования”, направленных на обеспечение выполнения мероприятий Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 годы”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бреховских Л.М., Гаврилов А.Н., Гончаров В.В., Писарев С.В., Михалевский П.Н., Чепурин Ю.А. Резуль-

таты эксперимента ACOUS (Arctic Climate Observation using Underwater Sound) // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 726–737.

2. Munk W., Wunsch C. Ocean acoustic tomography: a scheme for large scale monitoring // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1979. V. 26. Iss. 2. P. 123. С. 161.
3. Акуличев В.А., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н. Эксперимент по оценке влияния вертикального профиля скорости звука в точке излучения на шельфе на формирования импульсной характеристики в глубоком море // Акустический журнал. 2010. Т. 56. № 1. С. 51–52.
4. Моргунов Ю.Н., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А. Исследование влияния гидрологических условий на распространение псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море // Акустический журнал. 2016. Т. 62. № 3. С. 341–347.
5. Chen C.-T., Millero F.J. Speed of sound in seawater at high pressures // The Journal of the Acoustical Society of America. 1977. V. 62 (5). P. 1129. С. 1135.
6. Wolfson M.A., Spiesberger J.L., Tappert F.D. Internal wave effects on long-range ocean acoustic tomography // The Journal of the Acoustical Society of America. 1995. V. 97. P. 3235.
7. Безответных В.В., Буренин А.В., Голов А.А., Моргунов Ю.М., Лебедев М.С., Петров П.С. Экспериментальные исследования импульсной характеристики волновода Японского моря с использованием псевдослучайных последовательностей в навигации подводных объектов // Акустический журнал. 2021. Т. 67. № 3. С. 291. С. 297.

EXPERIMENTAL TESTING OF THE METHOD OF ACOUSTIC THERMOMETRY ON A LONG TRACK IN THE SEA OF JAPAN

Academician of the RAS G. I. Dolgikh^a, Yu. N. Morgunov^a, V. V. Bezotvetnykh^a, A. V. Burenin^a,
A. A. Golov^{a, #}, E. A. Voitenko^a, V. V. Razzhivin^a, and A. A. Tagiltsev^a

^a*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: golov_alexander@inbox.ru*

The methodological and technical possibilities of monitoring temperature fields on a thousand-kilometer track in the Sea of Japan using acoustic thermometry methods are presented. The proposed tomographic method for monitoring the dynamics and structure of water is based on the emission and reception of complex phase-shift keyed signals on a diagnosed path with the determination of the propagation time along various ray trajectories, followed by the calculation of the speed of sound and temperature. The physical prerequisites for the practical implementation of thermometric studies at large distances are based on the effect of an acoustic “mudslide” — the phenomenon of the transition of acoustic energy from the near-bottom shelf area to the underwater sound channel of the deep ocean. In the example of the Sea of Japan, a high-precision acoustic thermometry system based on tomographic schemes with mobile and stationary hydroacoustic emitters and receiving systems was proposed and experimentally tested.

Keywords: hydroacoustic tomography, thermometry, climate change control, complex phase-shift keyed signals

УДК 594:551.794. (262.54)

ТРАНСФОРМАЦИЯ МАЛАКОФАУНЫ АЗОВСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ БЕРЕГОВЫХ КОС

© 2023 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,*}, Е. П. Коваленко¹, В. В. Титов¹

Поступило 21.11.2022 г.

После доработки 22.11.2022 г.

Принято к публикации 23.11.2022 г.

Изучение и анализ малакофауны из колонок донных отложений и кернов азовских кос показал характер изменения при переходе от древнеазовских к новоазовским слоям, неравномерность распределения сообществ во времени и пространстве. Раковинный материал из прибрежных малакоценозов и мелководных банок служит основным компонентом для формирования кос. На основании серии кернов мощностью до 25 м с косы Долгой показано, что ее формирование началось около 2500 л.н. и карбонатный материал отражает историю развития бентосной фауны моря.

Ключевые слова: Азовское море, бурение, малакофауна, раковинный материал, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739722602666, **EDN:** TIMFXC

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшими этапами формирования современного состояния Азовского моря, согласно классическим взглядам, стали регрессивно-трансгрессивные циклы [1, 2]. Сопоставляя региональную специфику колебания уровня моря в Азово-Черноморском бассейне, гляциоэвстатические изменения уровня и опираясь на анализ кернов бурения и грунтовых колонок, можно выделить до 7–10 чередовавшихся трансгрессий и регрессий в голоцене [1–3]. В частности, в эпоху фанаторийской регрессии (3.1–2.2 тыс. л.н.) уровень моря был ниже современного на 6–7 м. Формирование дельты Дона и азовских кос происходило в период максимума древнеазовской (4–6 тыс. л.н.) и нимфейской (2.4–1.5 тыс. л.н.) трансгрессий.

Важную информацию по палеогеографии региона и характеру изменения уровня моря и особенностей гидрологического режима дает анализ строения береговых кос Таганрогского залива, и собственно, донные отложения Азовского моря. Основной причиной роста аккумулятивных кос азовского типа явилось то, что в береговую зону непрерывно поступал интенсивно продуцируемый органогенный ракушечный материал из акватории Азовского моря. Крупнейший источник наносов для формирования надводно-подводной части косы Долгой, очевидно, существовал в районе банок Железинской, Ахтарской, Елениной [1, 2].

Сведения о составе и среде обитания рецентных бентосных организмов представлены в ряде трудов [4–8]. Имеется и ряд сводок, охватывающих голоценовую историю развития малакофауны этого моря [9]. Учитывая частую встречаемость и высокую информативность раковинного материала, в основу работы положен детальный малакофаунистический анализ образцов, полученных при бурении береговых аккумулятивных форм и отборе на шельфе колонок донных отложений, в комплексе с серией полученных радиоуглеродных датировок.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В ходе бурения, с 2017 по 2022 г., колонковым и ударно-канатным методами на Беглицкой, Павло-Очаковской, Чумбурской, Должанской косах, а также в дельте рек Кагальник и Дон нами получено 30 кернов мощностью от 10 до 26.5 м. На малакофаунистический анализ из них было взято порядка 140 образцов. Отбор колонок грунта осуществлялся с борта НИС “Денеб” прямооточной грунтовой трубкой с утяжелителями и лепестковым клапаном. В работе использованы результаты анализа малакофауны из трех колонок, полученных в Азовском море в 2019 г., мощностью 260, 298 и 300 см (рис. 1).

В фокусе литологических и малакофаунистических работ находится самая крупная в Азовском море коса Долгая (рис. 1). Из слоев кернов, содержащих раковинный материал, отбирались пробы на промежутках мощностью 5–10 см. Был также получен ракушечный материал из 8 обнажений мощностью от 95 до 250 см, расположен-

¹Федеральный исследовательский центр
“Южный научный центр РАН”, Ростов-на-Дону, Россия
*E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru



Рис. 1. Карта-схема мест отбора проб раковинного материала в Азовском море и на косе Долгой.

ных в корневой, центральной и дистальной частях косы. Из них материал собирался из слоев, содержащих целые створки раковин, и прослоев, сложенных раковинным детритом, с шагом не более 50 см (чаще 20–25 см). Таксономическое определение малакофауны проводилось с использованием ряда источников [5, 6].

Для определения абсолютного возраста отбирались навески массой 15–40 г преимущественно сомкнутых раковин *Cerastoderma* Poli, 1795. Получено 55 радиоуглеродных датировок в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований СПбГУ. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы “OxCal 4.4.1”.

ИССЛЕДОВАНИЕ МАЛАКОФАУНЫ

Аккумулятивное тело косы Долгой было образовано в интервале времени от 1920 ± 110 (ЛУ-9756) до 2500 ± 150 лет назад (ЛУ-9757), в период нимфейской трансгрессии. В целом эта трансгрессия ассоциируется с накоплением отложений новоазовского возраста (от 3.1 тыс. л.н.), которые

имеют повсеместное распространение в Азовском море [0, 1, 10].

Основную массу отложений карбонатного материала косы Долгой составляют раковины эвригаллиных видов *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Hydrobia* sp., способных выносить опреснение до 5‰ (табл. 1). Черноморские виды — маркеры древнеазовской фауны: *Gastrana fragilis*, *Polititapes aureus*, *Chamelea gallina*, *Lucinella divaricata*, встречаются в пробах эпизодически и приурочены к глубоко залегающим слоям. Солоноватоводный моллюск *Theodoxus pallasi*, обитающий при оптимуме солености 5–7‰, массово отмечен в отложениях лиманного типа; единичные его занесенные экземпляры встречаются в раковинном чехле косы.

Ключевую роль в образовании карбонатных осадков в Азовском море играет *C. glaucum*, характеризующийся высокой продуктивностью и прочностью створок, а также *A. segmentum* и *Mytilaster lineatus*. Значительный вклад в этот процесс вносят вселившиеся в прошлом веке моллюски *Anadara kagoshimensis* и *Mya arenaria* [11]. Общая годовая продукция зообентоса в Азовском море оценивается в 19–20 млн т [4], из них продукция

Таблица 1. Раковины моллюсков, обнаруженные в отложениях косы Долгой

Азово-черноморские виды (новоазовские, 3.1–0 тыс. л.н. ¹ , и древнеазовские отложения)	Черноморские виды (маркеры древнеазовских отложений, 8.3–4 тыс. л.н. ¹)
Соленость >5‰ ²	Соленость >15–17‰
* <i>Cerastoderma glaucum</i> Poiret, 1789	* <i>Gastrana fragilis</i> (L., 1758)
* <i>Abra segmentum</i> (Récluz, 1843)	<i>Solen vagina</i> L., 1758
<i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin, 1790)	* <i>Chamelea gallina</i> (L., 1758)
* <i>Lentidium mediterraneum</i> (O.G. Costa, 1830)	* <i>Lucinella divaricata</i> (L., 1758)
* <i>Hydrobia acuta</i> (Draparnaud, 1805)	<i>Loripes lucinalis</i> (Lamarck, 1818)
Соленость >10–12‰	* <i>Polittapes aureus</i> (Gmelin, 1791)
* <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lamarck, 1819	* <i>Parvicardium exiguum</i> (Gmelin, 1791)
* <i>Barnea candida</i> (L., 1758)	<i>Bela nebula</i> (Montagu, 1803)
* <i>Bittium reticulatum</i> (da Costa, 1778)	<i>Turbonilla delicata</i> (Monterosato, 1874)
* <i>Rissooidea</i> Gray, 1847	<i>Tragula fenestrata</i> (Jeffreys, 1848)
* <i>Tritia reticulata</i> (L., 1758)	
<i>Setia valvatoidea</i> (Milashevitsch, 1909)	
* <i>Cylichnina variabilis</i> Milaschewitsch, 1912	
* <i>Parthenina interstincta</i> (J. Adams, 1797)	
* <i>Ebala pointeli</i> (de Folin, 1868)	
* <i>Retusa truncatula</i> (Bruguière, 1792)	
Солоноватоводные виды	Виды-вселенцы II половины XX века
<i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas, 1771) (<5–7‰) ²	* <i>Anadara kagoshimensis</i> (Tokugana, 1906) (10–35‰) ²
<i>Theodoxus pallasi</i> Lindholm, 1924 (<10–12‰)	<i>Mya arenaria</i> L., 1758 (6–17‰)

Примечание. ¹ – датировки приведены по Матишов, Польшин, 2019; ² – соленость, пригодная для жизни; * – виды, отмеченные в колонках донных отложений Азовского моря.

C. glaucum составляет 13–14 млн т в год, достигая биомассы 2 кг/м² [11].

Коса Долгая развивалась, приобретала форму прислоненных береговых валов из детрита, в течение более двух тысяч лет. Формирование косы продолжается за счет выброса свежих раковин и живых моллюсков во время сильных ветров (скорость выше 20 м/с) и штормового волнения моря. Накопления карбонатного материала сходны по своему составу и состоят из отложенного и перелотложенного материала. Для этой толщи характерно чередование слоев, вмещающих целые створки, и прослоев, содержащих раковинный детрит и песок. В центральной части косы раковинный материал мощностью до 2.5 м представлен комплексом видов одинаковой сохранности *C. glaucum* – *A. segmentum* – *Barnea candida* – *Hydrobia* sp. с безусловным доминированием по объему раковин и детрита церастодермы, со значительным вкладом таковых от абры. Кроме того, отмечены малочисленные *Hydrobia* sp., *Lentidium mediterraneum* и *Th. pallasi*. При продвижении к подошве изученных разрезов увеличивается количество створок абры и улучшается их сохранность, появляются тонкораковинные удлиненные формы створок церастодермы. В дистальной и прикорневой части косы отложения более плотные; спрессованные прослои детрита и песка

мощнее слоев, содержащих целые створки. В центральной части чехол более рыхлый. Основная масса раковин представлена видами, обитающими в настоящее время в акватории косы Долгой. Отмечены малочисленные переотложенные створки раковин черноморских моллюсков *Ch. gallina*, *G. fragilis* и *Solen vagina*.

При бурении были вскрыты более древние горизонты, вмещающие раковинный материал новоазовской (современная азовская) и древнеазовской (обедненный вариант современной черноморской) малакофаун. Раковины голоценовых моллюсков были отмечены до глубины 7.8–8.0 м. В частности, современный малакоценоз *Hydrobia*–*Cerastoderma*–*Abra*–*Lentidium*–*Parthenina*, обитающий в районе косы Долгой, отмечен в горизонтах, глубже 420 см (скв. 3) и 320 см (скв. 6). Раковины из этих горизонтов датированы от 910 ± 100 до 2240 ± 130 л.н. Переходный вариант фауны, возрастом 2980 ± 100 л.н., отмечен на глубине 550–570 см (скв. 5). Содержащиеся в горизонте раковины гастропод *Bittium reticulatum*, *Rissoa* sp., *Hydrobia* sp. могут свидетельствовать о наличии водной растительности, *A. segmentum* – о мелководности и возможном дефиците кислорода в условиях лагуны или залива. В горизонте 430–440 см (скв. 9; 2890 ± 90 л.н.) отмечены растительные остатки и многочисленные раковины эврибионтных *Hydrobia*,

Cerastoderma и *Abra*, что подтверждает существование залива или лимана с водной растительностью, соленость которого была близка к современной.

Древнеазовский малакофаунистический комплекс в дистальной части косы, отмеченный в слое 750–780 см (скв. 1; 7860 ± 100 л), кроме азовоморской фауны содержит целые раковины ювенильных *Ch. gallina* и *Tritia reticulata*. Схожие по таксономическому составу, типу донных осадков и содержанию крупных обломков и детрита раковин сем. Mytilidae слои, вскрытые в интервалах 615–780 см (скв. 3) и 650–670 см (скв. 4), вмещают хорошо сохранившиеся раковины древнеазовских видов *L. divaricata*, *G. fragilis*, *Parvicardium exiguum* и створки *P. aureus*. Грунт здесь отличается большим содержанием мелких обломков створок митилид, указывающих на динамичность происходивших процессов.

В прикорневой части косы на восточном берегу скважиной 13 были вскрыты слои, содержащие малакофауну с другими экологическими характеристиками. В горизонте 158–165 см (6560 ± 90 л.н.) в глинистом иле темно-серого цвета отмечен таксоценоз лагунного типа. Руководящим видом здесь выступает *Hydrobia*, многочисленны *Abra* и *Rissoa*, малочисленны *Cerastoderma* и *Mytilaster*. Значимым компонентом является солоноватоводный *Th. pallasi*, который указывает на соленость водоема не более 10–12‰. Вероятно, на месте современного озера Лебяжьего на косе Долгой был лиман, имевший слабое сообщение с морем или полностью изолированный от него. В вышележащих слоях этого керна (100–110 см) место *Th. pallasi* занимает гастропода *Setia valvatoidea*, обитающая в настоящее время в лиманах Таманского залива на водной растительности, что свидетельствует о более интенсивном сообщении лимана с морем и увеличении его солености до морской.

Ранее опубликованные нами данные [10] и анализ колонок донных отложений позволил обозначить источники поступления раковинного материала на косу Долгая. Одним из них, помимо прибрежных малакоценозов, указывались отложения ракуши в районе Железинской банки. Поверхностные слои донных отложений (до глубины 90 см) на северо-западной оконечности банки содержат большое количество раковин моллюсков рода *Cerastoderma* [10]. При этом до глубины 50 см залегает ракушечный слой, возрастом 2400 ± 180 л, содержание карбонатного материала (преимущественно створок *Bivalvia*) в котором превышает 40%. Наличие в этих слоях раковин черноморского *G. fragilis* может свидетельствовать о непрерывных процессах отложения, выноса и переотложения карбонатного материала.

На банке Еленина (ст. 7) в непосредственной близости к косе Долгой была отобрана колонка

грунта. Вскрытые ею слои донных осадков, возрастом от 550 ± 80 л у поверхности до 2930 ± 130 л в основании колонки, показали, что здесь на алевритово-илистых песках развивался таксоценоз моллюсков, характерный для Азовского моря, с руководящими видами *C. glaucum* и *Hydrobia acuta* и малочисленными *A. segmentum*, *Parthenina interstincta* и *Cylichnina variabilis*. В нижележащих слоях, глубже горизонта 60–70 см (1960 ± 250 л.н.), значимым компонентом сообщества становится *B. reticulatum*, выдерживающий понижение солености до 10‰ [11], который в отложениях косы Долгой был массово представлен в слоях старше 4000 л. Здесь также отмечены солелюбивые морские виды *Retusa truncatula* и *Ebala pointeli* и обитатель прибрежной растительности *Rissoa* sp.

В отобранных в юго-восточной части Азовского моря грунтовых колонках (ст. 41 и 59) обнаружен более разнообразный таксоценоз моллюсков. Руководящими видами в поверхностных слоях и до глубины 120–130 см (1260 ± 70 л.н.) являются *Cerastoderma*, *Abra*, *Hydrobia* и *Lentidium*. Содомиантами на ст. 59 выступают *Bittium* и *Parthenina*, на обеих станциях многочисленны гастроподы *Ebala*, *Rissoa*, *Cylichnina* и *Retusa*. В нижележащих слоях, начиная с глубины 130 см, появляются значимые отличия в составе малакофауны. Наблюдается резкое снижение количества раковин *L. mediterraneum* на обеих станциях и раковин *Abra* на ст. 59. Для ст. 41 в слоях глубже 200 см (2190 ± 110 л.н.) характерно значительное увеличение доли гастропод *Bittium* и *Rissoa*, что может указывать на существование мелководной водной растительности. На ст. 59 в слое 185–200 см (3140 ± 180 л.н.) комплекс руководящих видов включает *Cerastoderma*, *Hydrobia* и *Bittium*, а начиная с 153–165 см (2280 ± 150 л.н.) в пробах встречаются единичные экземпляры створок *Ch. gallina* и *P. aureus* — маркеров древнечерноморской фауны.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проанализировав структуру таксоценозов моллюсков, извлеченных из кернов скважин и обнажений на косе Долгой, был выявлен ряд закономерностей. Осадочный чехол на косе сложен раковинами разных возрастов и разных фаун. Здесь встречаются как современные моллюски новоазовской фауны, так и черноморские виды, обитавшие в период древнеазовской трансгрессии. В поверхностных слоях отмечается явное смешение раковин обеих фаун, что может быть связано с волновой активностью и, как следствие, с переотложением раковинного материала; до 90% карбонатного материала здесь представлено створками *Cerastoderma*.

Аккумулятивный пласт карбонатного материала имеет неоднородную слоистую структуру,

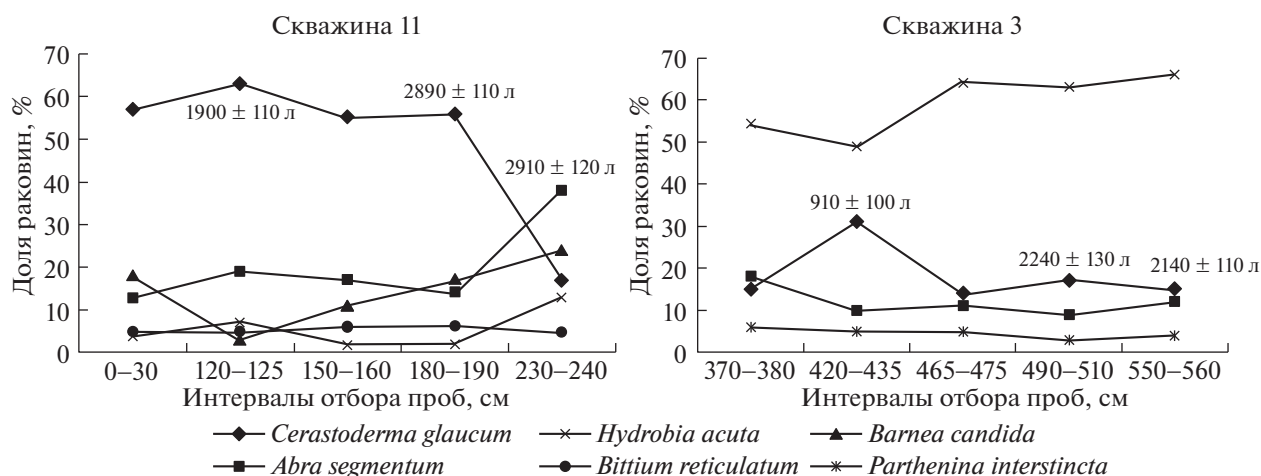


Рис. 2. Доля створок и раковин руководящих видов моллюсков в разных горизонтах ракушечных отложений косы Долгой.

для которой характерно чередование рыхлых слоев с хорошо сохранившимися створками, и прослоев плотного детрита с илистым и песчаным заполнением. Изучение обнажений в дистальной и центральной части косы показали, что есть отличия в составе и сохранности материала. Наличие в дистальной части целых массивных створок *Cerastoderma* и *Chamelea* и призмочных обломков более хрупких экземпляров *Barnea* и *Abra* может говорить об интенсивной волновой активности в период формирования этого участка косы. Хорошая сохранность большинства видов в центральной части может свидетельствовать о меньшей динамике вод и о меньшей интенсивности размыва и переотложения материала.

В глубоких слоях кернов вскрываются донные осадки водоемов, существовавших до момента формирования косы. Здесь отмечается раздельное отложение фаун, что позволяет выявлять изменение условий обитания и, как следствие, состава малакоценозов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отбор колонок донных отложений мощностью до 4 м и бурение осадочных толщ с отбором кернов мощностью до 25 м на азовских косах (в частности косе Долгой), а также малакофаунистические исследования в комплексе с абсолютным датированием раковин дали возможность по-новому охарактеризовать зообентос различных этапов голоцена и реконструировать историю колебания уровня моря в Азовском бассейне за последние 5 тыс. лет. Современный уровень морей и океанов возник в эпоху климатического оптимума 6–4 тыс. л.н. [12]. Массовые заморы донной фауны во время развития нимфейской трансгрессии в интервале времени от 1920 ± 110

(ЛУ-1756) до 2500 ± 150 (ЛУ-9757) лет привели к накоплению на стыке Таганрогского залива Азовского моря огромной массы биогенных отложений.

Вскрытая скважинами верхняя часть отложений косы Долгой сложена ракушечным материалом с примесью глины и суглинка [2]. В разных горизонтах ракушечных отложений преобладают раковины двустворчатого моллюска *C. glaucum*. В поверхностных горизонтах доля раковин этого моллюска колеблется от 96 до 57%. К основанию разрезов увеличивается доля *A. segmentum* (до 38%), *B. candida* (до 24%) и *H. acuta* (рис. 2). Мощность отложений из ракуши увеличивается от корневой к дистальной части косы от 4 до 7 м. Верхнеголоценовые слои ракуши часто подстилаются горизонтами, имеющими признаки субаэральных условий формирования. Лагунные отложения часто имеют черный оттенок с типичным запахом сероводорода. Очевидно, возникли они в эпоху фанаторийской регрессии 3.1–2.5 тыс. л.н. В целом малакофауна, обнаруженная в колонках на шельфе и кернах на косах, практически идентична. Расхождение в количестве таксонов можно объяснить отличиями условий в местах отбора колонок (глубоководные участки) и кернов (прибрежье, мелководье) (табл. 1).

Крупные источники раковинного материала для формирования тела береговых кос азовского типа, очевидно, существовали на юго-востоке азовского шельфа в районе банок Железинской, Ахтарской и Еленина, в западной прибрежной части в районе Арабатской стрелки, а также в заливах Азовского моря [1, 2, 11]. Можно предположить, что значительное количество раковин моллюсков, составляющих основную часть тела кос, формировалось в благоприятных для развития

бентосных организмов условиях в период нимфейской трансгрессии.

Внутривековая цикличность климата обуславливала заметные вариации гидрометеорологических условий в Приазовье. Например, в течение прошлого тысячелетия и в XX–XXI вв. засухи, циклы маловодья повторялись с интервалом порядка 30–40 лет [13]. Перенос и отложение раковинного материала в районе кос осуществлялись за счет штормовых волн, сформировавших серию береговых валов (например, на косе Долгой их насчитывается до пятидесяти), отчетливо выделяющихся на поверхности прибрежных аккумулятивных образований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках гранта РНФ № 20-17-00196.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Шевердяев И.В. Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53. <https://doi.org/10.7868/S25000640190105>
2. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Коваленко Е.П., Григоренко К.С. Палеоокеанология Азовского моря в голоцене (по данным бурения и изучения малакофауны на косе Долгой) // Океанология. 2020. Т. 61. № 4. С. 609–619. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030084>
3. Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Арсланов Х.А., Дюжова К.В., Польшин В.В., Золотарева А.Е. Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений Азовского моря // ДАН. 2018. Т. 479. № 6. С. 655–658. <https://doi.org/10.7868/S0869565218120113>
4. Воробьев В.П. Бентос Азовского моря. Труды Аз-ЧерНИРО. Симферополь: Крымиздат, 1949. 195 с.
5. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Т. 3. Свободноживущие беспозвоночные. Киев: Наукова думка, 1972. 340 с.
6. Анистратенко В.В., Халиман И.А., Анистратенко О.Ю. Моллюски Азовского моря. Киев: Наукова думка, 2011. 173 с.
7. Матишов Г.Г., Шохин И.В., Набоженко М.В., Польшин В.В. Многолетние изменения донных сообществ Азовского моря в связи с характером осадконакопления и гидрологическим режимом // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 425–435.
8. Чухчин В.Д. Экология брюхоногих моллюсков Черного моря. Киев: Наукова Думка, 1984. 176 с.
9. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Академия наук СССР. Труды Палеонтологического института. Т. 105. Москва: Наука, 1965. 391 с.
10. Набоженко М.В. Реконструкция и динамика таксоценоза двустворчатых моллюсков (Mollusca: Bivalvia) Азовского моря в позднем голоцене в связи с изменением солёности // Труды зоологического института РАН. Приложение № 3. Пятьдесят лет концепции критической солёности. 2013. Т. 13. № 3. С. 182–191.
11. Ивлиева О.В., Фроленко Л.Н. Биогенное карбонатонакопление донных отложений Азовского моря во второй половине XX века. // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2009. № 4. С. 96–100.
12. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Кулыгин В.В., Титов В.В., Коваленко Е.П., Сушко К.С. Новые данные о строении косы Долгой Азовского моря (бурение, исследование обнажений, малакофауна) // Наука Юга России. 2020. Т. 16. № 3. С. 26–39. <https://doi.org/10.7868/S25000640200304>
13. Матишов Г.Г., Дашкевич Л.В., Кириллова Е.Э. Цикличность климата в Приазовье: голоцен и современный период (XIX–XXI вв.) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. С. 96–100. <https://doi.org/10.31857/S2686739721050091>

TRANSFORMATION OF THE MALACOLOGICAL FAUNA OF THE SEA OF AZOV IN THE HOLOCENE AND ITS ROLE IN THE FORMATION OF COASTAL SPITS

Academician of the RAS G. G. Matishov^{a, #}, E. P. Kovalenko^a, and V. V. Titov^a

^aFederal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation

[#]E-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

The study and analysis of malacofauna from cores of bottom sediments and cores from the Azov spits showed the nature of the change during the transition from the Ancient Azovian to the New Azovian layers, the uneven distribution of communities in time and space. The shell material from littoral malacocenosis and shallow-water banks is the main component for the formation of spits. Based on a series of cores up to 25 m thick from the Dolgaya Spit, it is shown that its formation began about 2500 years ago, and carbonate material reflects the history of the development of the benthic fauna of the sea.

Keywords: Sea of Azov, drilling, malacofauna, shell material, Holocene

УДК 551.4:551.79

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХОВОГО БОЛОТА ВАЛДАЯ КАК ИСТОЧНИК ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН А. А. Тишков^{1,*}, Р. Г. Грачева¹,
Е. А. Константинов¹, А. В. Самусь¹

Поступило 21.11.2022 г.

После доработки 23.11.2022 г.

Принято к публикации 23.11.2022 г.

По материалам георадиолокационного зондирования, спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования торфяного разреза (7 м) модельного верхового болота национального парка Валдайский (Новгородская область) проведена палеоклиматическая реконструкция последних 14 тыс. лет. Скорости торфонакопления колебались от 0.075 мм/год в позднеледниковье до 1.15 мм/год в бореале (в период падения уровня Валдайских озер на 10 м) и 4.25 мм/год в последние столетия. Многочисленные циклы голоценовых потеплений/похолоданий были в пределах $\pm 1-2^{\circ}\text{C}$ к современным и сопровождались умеренными колебаниями годовых осадков ($\pm 25-50$ мм). Наиболее крупные перестройки лесного покрова происходили при потеплении в атлантическом периоде, когда в регионе господствовали елово-широколиственные леса и дубравы. Последние два тысячелетия на динамику растительности региона влияла преимущественно аграрная деятельность.

Ключевые слова: торфяное болото, ландшафтно-климатическая реконструкция, скорости торфонакопления, позднеледниковье, голоцен

DOI: 10.31857/S2686739722602654, **EDN:** TIXMJP

ВВЕДЕНИЕ

Верховые болота Валдая несут в себе огромный объем палеогеографической информации за счет индикации в их торфяной толще состояния элементов природного комплекса в голоцене: структуры и динамики растительности, особенностей водного режима и дренажа, трофности, строения самой торфяной толщи и др. Разрез закладывался на модельном болоте Ольгино на территории национального парка Валдайский как один из опорных, необходимый для изучения развития природных обстановок в голоцене. Для этого предполагались проведение радиоуглеродного датирования образцов и проведение спорово-пыльцевого анализа для реконструкции развития растительности и климата в регионе.

Полученные результаты в итоге позволили составить детальную картину изменений растительности и климата в регионе за период позднеледниковья и голоцена, выделить для этого периода циклы и тренды температуры и количества осад-

ков, определить скорости накопления торфа и др. Результаты исследований, в т.ч. бурения (до 7.5 м) и радиолокационного зондирования, так и не были представлены коллегам, хотя одной из важнейших задач данной работы было создание спорово-пыльцевой диаграммы опорного разреза, позволяющей более детально анализировать динамику климата, экологической обстановки и деятельности человека в регионе. Частично результаты исследований, касающиеся модельного болота и индикации старта аграрного освоения Валдая по спорово-пыльцевой диаграмме, были опубликованы ранее [1–3]. Но систематизированные данные и материалы палеоэкологической реконструкции по результатам спорово-пыльцевого анализа торфяной залежи модельного верхового болота так и не были опубликованы. Настоящая статья восполняет этот пробел.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Модельное верховое облесенное сосной болото Ольгино расположено в верхнем течении р. Валдайки в 1.2 км от оз. Ужин (рис. 1) на территории национального парка Валдайский. Оно имеет вытянутую форму размером 450×180 м и располагается вдоль озовой гряды и перелома

¹Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: tishkov@igras.ru

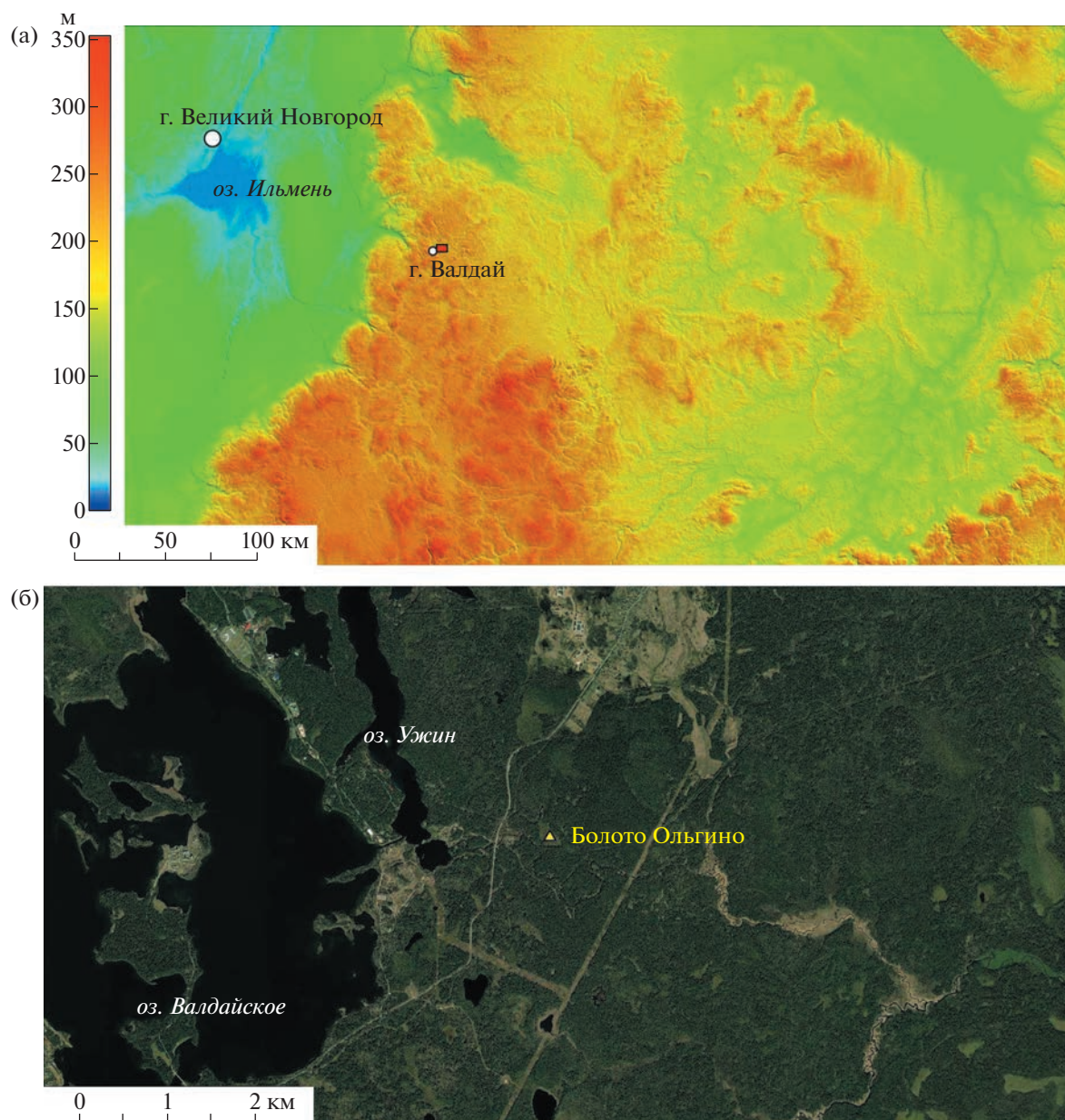


Рис. 1. Географическое положение района исследований — показано красным прямоугольником на рисунке а. а — рельеф Валдайской возвышенности (модель SRTM); б — болото Ольгино на космическом снимке.

склона в каньон р. Валдайка, возвышаясь над ее уровнем на 22 м (абс. высота 219 м). Болото рассматривается как важный туристический объект парка на экологической тропе “Бобровая” с географическими координатами: 57.9909° с.ш., 33.3746° в.д., рассказывающий об эволюции ландшафтов Валдая после последнего оледенения.

Современный растительный покров болота представлен комплексом — (1) сосново-кустарничково-сфагновых сообществ кочек и выпуклых участков с *Pinus sylvestris*, *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre*, *Oxycoccus palustris*, *O. micro-*

carpus, *Drosera rotundifolia*, *Empetrum nigrum* и мохообразными *Sphagnum magellanicum*, *S. fuscum*, *S. fallax*, *Polytrichum strictum*, (2) пушицево-сфагновых сообществ понижений с *Eriophorum vaginatum*, *Andromeda polifolia*, *Oxycoccus palustris*, *Sphagnum angustifolium*, и (3) кустарничково-травяно-моховой каймы с *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *Pleurozium schreberi*, *Polytrichum commune* на кочках и *Carex globularis*, *Calamagrostis neglecta*, *Sphagnum girgensohnii*, *S. squarrosum* в понижениях (часто обводненных).

По результатам георадиолокационного зондирования с использованием георадара “Око-2” с

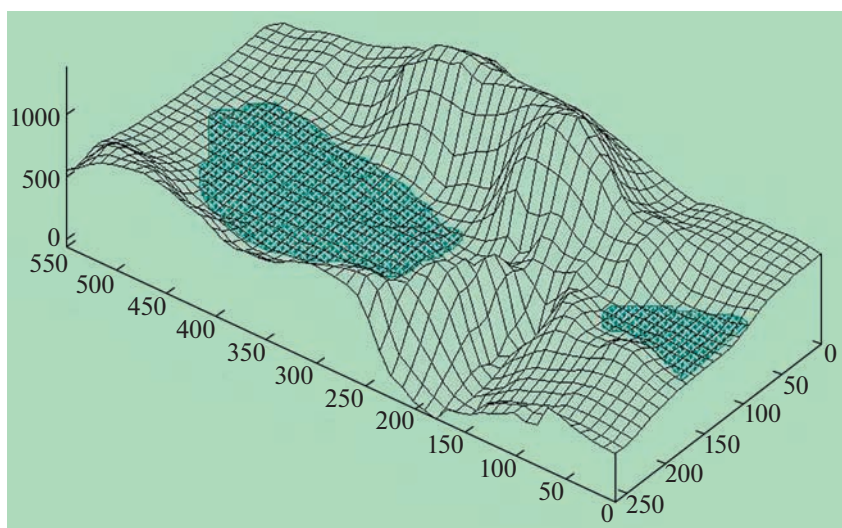


Рис. 2. Положение исследованного болота в рельефе по данным георадиолокационного зондирования (радар “Око-2”).

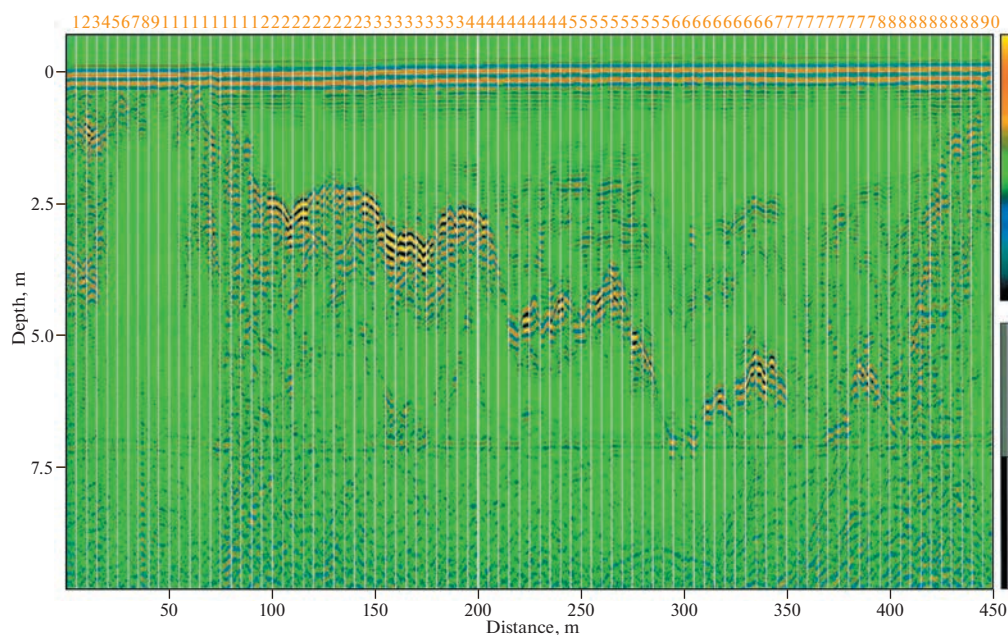


Рис. 3. Профиль торфяной толщи болота (восток–запад) по данным радара “Око-2”.

антенным блоком АБ-150 определено положение модельного болота в рельефе (рис. 2), построены профили его торфяной толщи (рис. 3, 4) и определена точка для опорного разреза с глубиной залежи 7.5 м. В изучении болот метод георадиолокации имеет широкое применение [4]. В нашей работе приведены результаты исследований методом георадиолокации самой залежи для уточнения конфигурации дна и выбора точки опорного разреза. Всего было выполнено 4 георадиолокационных разреза с GPS-привязкой координат. На радарограмме четко идентифицируется граница мине-

рального (песчаного) дна болота (рис. 3, 4). В продольном и поперечном разрезе выделяются т.н. “георадарные фации”, которые соотносятся (а) со слоями погребенной древесины (со следами огня) на глубине 2.0–2.5 м, (б) на участке болота, примыкающем вплотную к склону озовой гряды — со слоями повышенной минерализации, индицирующими лесные пожары и активизацию эрозийных процессов на склоне.

Бурение осуществлялось торфяным буром с закрывающимся пробоотборочным челноком длиной 50 см. Образцы торфа отбирались по-

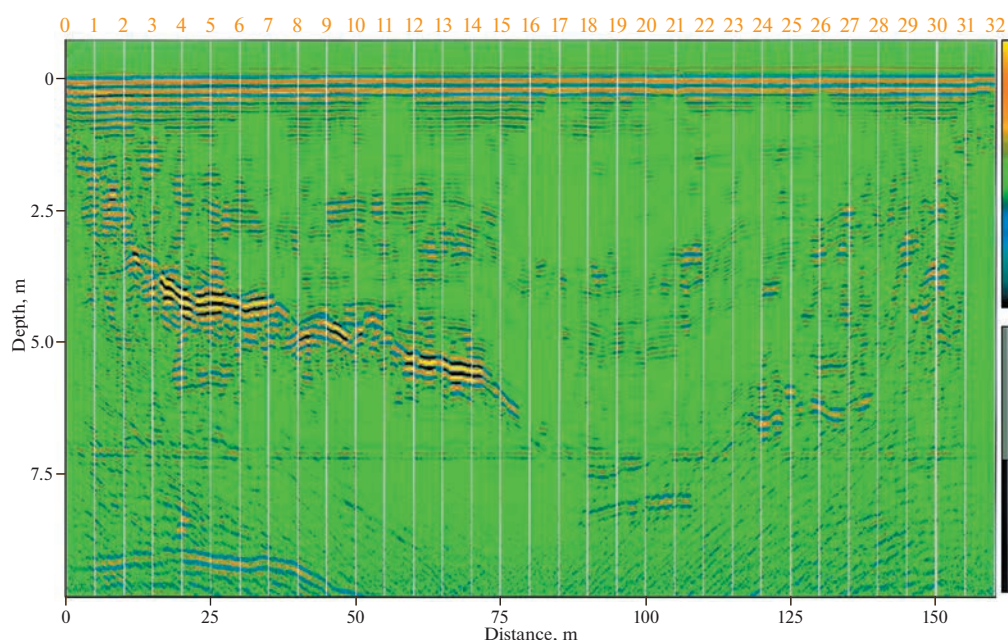


Рис. 4. Профиль торфяной толщи болота (север—юг) по данным радара “Око-2”.

слоями каждые 5 см. Радиоуглеродное датирование выполнено в лаборатории Геологического института РАН под руководством Л.Д. Сулержицкого. Калибровка дат в таблице выполнена при помощи программы OxCal с использованием калибровочной кривой IntCal20. Построение модели “возраст—глубина” проведено при помощи программы CLAM. Построение спорово-пыльцевой диаграммы проводилось с помощью программы *TILIA-Graph*.

Торфяная залежь исследованного болота, судя по нижней датировке 14200 ± 430 кал. лет, охватывает возраст от позднеледникового до современности. В настоящей статье сопряженные изменения растительности и климата рассматриваются по периодам позднеледникового и голоцена, придерживаясь модифицированной Н.А. Хотинским [5] схемы Блитта-Сернандера. Для реконструкции использовались информационно-статистический и математико-статистические методы, детали которых представлены в работах [1, 6, 7]. Индикаторы старта аграрного освоения местных лесов на спорово-пыльцевой диаграмме были обозначены нами в [3] с учетом известных рекомендуемых специалистами маркеров [8, 9].

Реконструкция выявляемых растительных палеосообществ осуществлялась на основе сравнительного анализа и метода аналогий, где в качестве основы использовались данные о рецетной флоре региона [10], его растительном покрове [11] и сукцессионной динамике зональных лесов [12], характерное время стадий которой сопоставимо и, в некоторых случаях (становление раститель-

ности на первичных субстратах или ее смена в процессе заболачивания), даже превосходит внутриголоценовые и вековые климатические циклы по продолжительности.

Пыльцевые зоны и климатогенные фазы развития растительности в голоцене выделялись в соответствии с [13], принимая все же во внимание и тот факт, что с началом хозяйственного освоения Валдая на динамику местного лесного покрова большое воздействие оказывали антропогенные дигрессивно-демутационные процессы и продолжительность вторичных сукцессий и их стадий.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам анализа получена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 5), в которой прослеживается развитие растительности как самого модельного верхового болота, так и прилегающих к нему конечно-моренных ландшафтов начиная с позднеледникового периода. Ранее в радиоуглеродной лаборатории Геологического института РАН Л.Д. Сулержицким был определен возраст образцов торфа, отобранных в разных пыльцевых зонах разреза (табл. 1), проведена их калибровка.

Строение колонки. Ниже представлено краткое описание торфяной колонки, характеризующей осадконакопление и режим болотообразования:

10–0 см — Очес живых мхов.

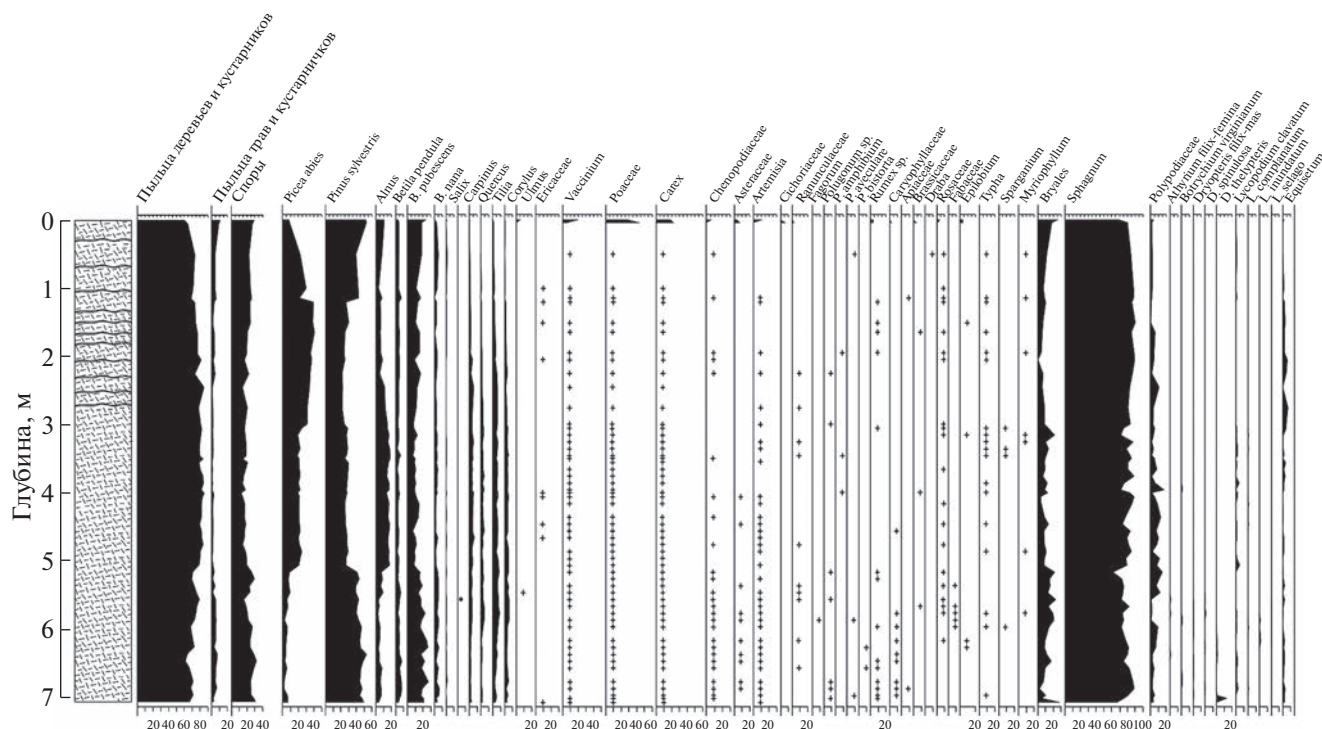


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма опорного разреза болота Ольгино.

0–100 см — Оливково-бурый верховой торф, водонасыщенный, с живыми корнями; преимущественно из сфагнума и пушицы.

100–250 см — Коричневый верховой торф, влажный, состоит из сильно разложившихся, но идентифицируемых растительных остатков *Sph.*

magellanicum; в нижней части присутствуют фрагменты осок, мелкие, потерявшие цвет и форму древесные остатки.

250–300 см — Коричневато-черный древесный торф, влажный, слоистый; состоит из фрагментов потерявшей цвет древесины, мелких веток и тон-

Таблица 1. Радиоуглеродные даты образцов торфа из болота Ольгино и характеризующие ими пыльцевые зоны позднеледниковья и голоцена, национальный парк Валдайский (Новгородская область)

№	Лабораторный номер	Глубина (см)	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Калиброванный возраст, лет назад (среднее ± 1 сигма)	Пыльцевая зона (по [14])
1	GIN-9007	60–70	190 $\pm$ 60	170 $\pm$ 100	SA3
2	GIN-9008	160–170	1950 $\pm$ 100	1880 $\pm$ 130	SA1
3	GIN-9009	230–240	3060 $\pm$ 100	3240 $\pm$ 130	SB3
4	GIN-9010	280–290	3580 $\pm$ 100	3880 $\pm$ 140	SB2
5	GIN-9011	340–350	4350 $\pm$ 80	4980 $\pm$ 140	SB1
6	GIN-9012	430–440	6590 $\pm$ 90	7480 $\pm$ 80	AT1
7	GIN-9013	520–530	8410 $\pm$ 60	9420 $\pm$ 80	BO3
8	GIN-9014	570–580	8600 $\pm$ 70	9600 $\pm$ 80	BO2
9	GIN-9015	605–616	8780 $\pm$ 50	9810 $\pm$ 130	BO2
10	GIN-9016	616–622	9690 $\pm$ 150	11030 $\pm$ 230	PB2
11	GIN-9017	630–640	10210 $\pm$ 180	11930 $\pm$ 350	DR-2 (с учетом калиброванного возраста — DR-3)
12	GIN-9018	640–648	12100 $\pm$ 270	14200 $\pm$ 430	DR-2 (с учетом калиброванного возраста — беллинг-аллеред)

ких стволов, содержит сильно разложившийся сфагнум, осоки, примесь глинистого минерального материала.

300–450 см — Коричневый торф, влажный, сильно разложившийся, мажущийся, преимущественно однородный, травяно-осоковый, в верхней части присутствуют неидентифицируемые мелкие древесные фрагменты.

450–600 см — Сильно разложившийся осоково-сфагновый торф со *Sphagnum teres*.

600–700 см — Органоминеральный сапропель.

Скорости осадконакопления. Судя по мощности отложений в разные периоды и сопоставления характеристик их возраста с геологической историей и климатическими трендами, скорость осадконакопления была минимальной в *позднеледниковье* — 0.075 мм/год. Такие скорости характерны для холодных олиготрофных озер. Поверхность, на которой в тот период по суходольному типу развивалось исследованное болото, по-видимому, представляла собой террасу Привалдайского ледникового озера (выше современного уровня озер Валдайское и Ужин на 10–15 м), часть вод которого переливалась как раз по восточному склону водораздельного пространства.

В *пребореале* скорость осадконакопления уже составила 0.15 мм/год, а в *бореале* достигла 1.15 мм/год, что говорит о коренных изменениях условий торфонакопления. Они связаны, прежде всего, с колебаниями уровня Валдайского озера в этот период. Согласно [15], падение уровня озера в *бореальный* период и в первую фазу атлантического периода было на 10 м по сравнению с современным, а в субатлантический — еще на 4 м. В рельефе района просматривается озерная терраса на высоте 194–196 м н.у.м. Болото получило дополнительный дренаж за счет прорыва русла р. Валдайки и снижения базиса эрозии.

В *атлантический* период и в дальнейшем сохранились относительно высокие темпы торфонакопления — 0.71 мм/год, в суббореальный — 0.75 мм/год, в начале субатлантического периода — 0.72 мм/год, в его середине — около 0.56 мм/год. За последние 200 лет (исходя из датировки $170 \pm \pm 100$ л.н.) скорость торфонакопления была максимальной и составляла около 4.25 мм/год, что связано с улучшением роста сфагновых мхов при дренировании болота и эрозионной деятельностью вытекающего из болота ручья. Также значительный рост скоростей последнего этапа может объясняться разуплотнением торфяной залежи в ее верхней части.

Реконструкция климатических изменений и изменений растительности Валдая в позднеледниковье и голоцене. Типовой (опорный) характер разреза определяется его репрезентативным отражением эволюции природного комплекса центра Валдайской возвышенности за последние 14 000 лет, свя-

занной с климатическими циклами, направленным развитием поверхностей и рельефа местности и сукцессиями растительности после последнего оледенения. Имеющиеся хронологии и реконструкции для голоцена Валдайской возвышенности ([1, 16] и др.) только подтверждают этот вывод, а выявляемые региональные особенности динамики самого исследованного болота и лесов в его ближайшем окружении скорее отражают местную специфику реакции биоты на глобальные колебания климата, стартовые условия сукцессий и присутствия в локальном флористическом пуле эдификаторных и индикаторных видов растений.

По спорово-пыльцевым комплексам отдельных образцов, используя методику В.А. Климатова [1, 13] для данного торфяника, были реконструированы количественные характеристики климата, относящиеся ко времени их формирования, а радиоуглеродные датировки и интерполяция между ними позволили привязать реконструируемые параметры потеплений и похолоданий к шкале времени в аномалиях (отклонениях) от современных их значений. Актуальные климатические параметры района исследований (Валдай) следующие [15]: средние температуры июля — 16.6°C, января — -10°C, года — 3.6°C, среднегодовое количество осадков — 701 мм.

В *среднем дриасе*, судя по комплексу пыльцы и представленности ксерофильных видов растений, отмечалось похолодание (июль был холоднее на 3–4°C, январь — на 6°C, год — на 4.5°C) и более сухая обстановка (осадков меньше на 125–150 мм). В районе преобладали редкостойные травяные березняки (*Betula pubescens*), сосняки (*Pinus sylvestris*) и, по-видимому, полынно-злаковые комплексы на первичных субстратах.

По всем признакам в *аллереде* начинается незначительное потепление при сохранении относительной сухости. Идет активное зарастание первичных субстратов, пионерные травянистые стадии сменяются в зависимости от характера грунтов березняками и сосняками с участием ели. На сфагновом болоте сохраняется реликтовый перигляциальный комплекс с карликовой березкой *Betula nana*, которая встречается на некоторых валдайских болотах и в наши дни [10].

В *позднем дриасе* средние температуры июля понизились по сравнению с настоящим временем на 4°C, января — на 8–10°C, а года — на 6–8°C; осадков выпадало в год меньше на 175–200 мм, что соответствует условиям континентальной северной тайги. В этот период увеличились площади полынно-маревых травянистых сообществ на первичных субстратах и сократилось заболачивание территории. Можно отметить, что на протяжении всего позднеледниковья на Валдае при похолоданиях происходило снижение количества

осадков, а в потепления — их увеличение, что влияло на характер и темпы первичных сукцессий, развиваемых на флювиогляциальных крупнозернистых песках, осушенных террасах Валдайского озера и пр.

В *пребореальном периоде* голоцена Валдая фиксируется потепление, начало которого — около 11000 кал. л.н. Средние температуры июля и января ниже современных всего на 2°C, января — примерно на 2°C, года — на 2°C, годовых осадков выпадало меньше на 100–125 мм. Потепление прослеживается по всей территории Северной Евразии [5, 17]. В дальнейшем происходило похолодание, оно было коротким и не сказалось на составе палеосообществ: доминируют редкостойные березняки и сосняки с елью, идет развитие сфагновых болот, сохраняются позиции мезоксерофильных травянистых сообществ.

Для *бореального периода* реконструировано два относительно теплых периода (9400 и 9200 кал. л.н.). В первое потепление средние температуры и годовые осадки были близки к современным значениям. На доминирующие позиции выходят сосняки-зеленомошные и мохово-кустарничковые. В долинах рек и ручьев были распространены ольшаники. В период второго потепления средние температуры июля, января и года были выше современных на 1°C, а осадки выше на 25–50 мм. Заметно стало участие и хвойно-широколиственных и широколиственных лесов и в целом всего неморального комплекса флоры. Но именно в этот период укрепляются позиции ели, участие которой уже практически не меняется в течение нескольких тысячелетий.

В *атлантическом периоде* на протяжении практически 3 тысячелетий выявляется несколько отрезков времени с трендом потепления климата, когда в регионе господствовали преимущественно елово-широколиственные леса, заметно было участие дубрав (*Quercus robur*) и всего неморального комплекса (*Tilia cordata*, *Ulmus* spp., *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior*, *Corylus avellana* и др.). Смены вековых циклов на похолодание вызывали перестройки в ландшафтном распределении типов леса — ельники с участием широколиственных пород при похолодании сокращали свои площади и уступали место соснякам. В период похолодания около 7200 кал. л.н. все температурные показатели были близки к современным, а осадков выпадало больше на 25–50 мм. Во время максимального потепления атлантического периода, которое можно отнести к оптимуму голоцена около 5500 л.н., средние температуры июля, января и года были выше современных примерно на 1.5°C, осадков выпадало в год больше на 25 мм.

В период около 4200–4300 кал. л.н. на границе *атлантического* и *суббореального* периодов на Валдае господствовали ельники зеленомошные.

Все температурные показатели были ниже современных примерно на 1.0°C, годовых осадков было меньше на 25 мм. Отметим, что на протяжении атлантического периода температуры не опускались ниже современных значений, а во время похолодания только приближались к ним. В *суббореальный период* отмечается сокращение “характерного времени” циклов потеплений/похолоданий — за сравнительно короткий период прослеживаются до пяти отрезков времени с выраженным потеплением, когда господствовали елово-широколиственные леса, а температурные сдвиги составляли +1.5°C по сравнению с современными значениями.

На границе *суббореального* и *субатлантического* периодов (около 2500 л.н.) было зафиксировано похолодание, в течение которого все температурные показатели были ниже современных примерно на 0.5°C, годовые осадки были близки к современным. Оно сменилось крупным потеплением (т.н. “Римским оптимумом”) с ростом, судя по спорово-пыльцевым комплексам, всех средних температур на 1–2°C по сравнению с современными и стартом хозяйственного освоения региона. На диаграмме это маркируется следующими признаками: (1) резким сокращением доли пыльцы ели и широколиственных пород, (2) ростом доли пыльцы “вторичных” пород — сосны и березы, (3) “вторым пиком” за голоцен пыльцы трав, и (4) пиком спор зеленых мхов, в основном — пиофитов, (5) появлением пыльцы сорняков и индикаторов пасквальной дигрессии — *Rumex* sp., *Ranunculus* sp., *Polygonum aviculare* и др. На протяжении *субатлантического периода* выявляется еще несколько периодов потеплений, когда на берегах Валдайского озера в разных пропорциях, соответствующих занимаемым площадям богатых и относительно бедных, но доступных для распашки почв [11, 18], были представлены елово-широколиственные и сосновые зеленомошные леса, имеющие ныне повсеместно т.н. “плужный след”, а также луговые сообщества с заметным участием видов из семейств *Roaceae*, *Asteraceae*, *Fabaceae* и др.

По результатам нашего анализа выделяется и *Малый климатический оптимум средневековья* (около 1000 л.н.), который прослеживается и по летописным данным — на Валдае сосредоточено большое количество археологических памятников, относимых именно к этому периоду расселения новгородских словен [19, 20]. В это время все температурные показатели были выше современных примерно на 1.0°C, а годовых осадков выпадало больше на 25 мм. Выделяется и *малый ледниковый период*, на протяжении которого можно обнаружить четыре тренда “тепло/холод”. Максимальное похолодание фиксируется выше датировки 190 ± 60 л.н. Его можно отнести к известному похолоданию XIX в. В это время

средние температуры июля и года были ниже современных примерно на 1.0°C, января — на 1.5°C, годовых осадков выпадало меньше примерно на 25 мм. Последнее потепление субатлантического периода, по-видимому, можно отнести к потеплению XX века (1920–1940-е годы). В целом на протяжении малого ледникового периода похолодание сопровождалось уменьшением осадков, потепление — их увеличением. Уровень осадков был близок к современным значениям, что фиксируется наблюдениями Валдайского филиала ГГИ с 1930-х годов.

Все динамические перестройки растительного покрова Валдая в последние два тысячелетия определялись преимущественно хозяйственной деятельностью: расчистками и выжиганием участков леса, развитием животноводства и поддержанием луговых сенокосов и пастбищ, осушением болот, масштабными заготовками древесины, регулированием уровня озер и стока рек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Исследован ключевой для созданного в 1990 г. национального парка Валдайский разрез голоценона на верховом сосново-кустарничково-сфагновом болоте Ольгино. Георадарное зондирование болота позволило установить топографию минерального дна (рис. 3, 4) и выявить наибольшую глубину — “точку” болотообразования (около 7.5 м). По результатам анализа получена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 5), в которой прослеживается развитие растительности как самого болота, так и прилегающих к нему конечно-моренных ландшафтов, начиная с позднеледникового периода.

Скорости торфонакопления на модельном болоте в рассматриваемый период времени колебались от 0.075 мм/год в позднеледниковье до 0.15–1.15 мм/год в пребореале и бореале и 4.25 мм/год в последние столетия. На скорости торфонакопления влияли колебания уровня Валдайского озера, в т.ч. его падение в бореальный период и первую фазу атлантического периода на 10 м по сравнению с современным.

В позднеледниковье похолодание (июльские, январские и годовые температуры были ниже современных на 3–6°C) сопровождалось более сухой, чем современная, обстановкой (осадков меньше на 125–200 мм).

Многочисленные циклы голоценовых потеплений/похолоданий были в пределах ± 1 –2°C к современным по всем средним параметрам и сопровождались сравнительно умеренными колебаниями количества годовых осадков (± 25 –50 мм).

Наиболее крупные перестройки лесного покрова на Валдае в голоцене происходили в атлантический период — на протяжении почти 3-х тысячелетий выявлялось несколько отрезков с трен-

дом потепления, когда в регионе господствовали преимущественно елово-широколиственные леса и заметно было участие дубрав и всего неморального комплекса. Внутриголоценовые и вековые циклы похолодания/потепления вызывали преимущественно топологические смены растительности, ее ландшафтное перераспределение, что стимулировалось рельефом Валдая и находило отражение на спорово-пыльцевой диаграмме. Последние два тысячелетия на динамику растительности региона, судя по палинологическим данным, влияла преимущественно хозяйственная деятельность.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования поддержаны темой Госзадания Института географии РАН № FMGE-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климанов В.А., Кожаринов А.В., Тишков А.А. Палео-геоэкологические реконструкции динамики растительности и климата Валдайского поозерья в позднеледниковье в голоцене // Тр. нац. парка “Валдайский”. СПб., 2010. Вып. 1. С. 254–261.
2. Gracheva R., Sorokin A., Chichagova O., Tishkov A., Vandenberg J., Sulerzhitskiy L. Stages of palaeoenvironmental in the Upper Volga region in the Holocene / Holocene Caspian Sea level changes. October 21–22. Delft University of Technology, NOW, 2002. P. 9–10.
3. Tishkov A.A., Tsarevskaya N.G., Novenko E.Yu., Belonovskaya E.A. Diagnostics of the Beginning of Agricultural Development of the Northwest of the East European Plain by Spore–Pollen Spectra // Doklady Earth Sciences. 2021. V. 499. № 2. P. 686–692.
4. Comas X., Slater L., Reeve A. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR) // J. of Hydrolog. 2005. V. 315. P. 40–51.
5. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
6. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1976. № 2. С. 92–98.
7. Кожаринов А.В. Динамика растительного покрова Восточной Европы в позднеледниковье-голоцене. М.: ИПЭЭ РАН, 1994. 48 с.
8. Гуман М.А., Хотинский Н.А. Антропогенные изменения растительности центра Русской равнины в голоцене (по палинологическим данным) // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981. С. 7–19.
9. Носова М.Б., Новенко Е.Ю., Зерницкая В.П., Дюжова К.В. Палинологическая индикация антропогенных изменений растительности восточно-европейских хвойно-широколиственных лесов в позднем голоцене // Изв. РАН, Сер. геогр., 2014. № 4. С. 35–43.
10. Морозова О.В., Белоновская Е.А., Царевская Н.Г. Сосудистые растения национального парка Вал-

- дайский (Аннотированный список видов). М.: Изд. Комиссии РАН по сохранению биологического разнообразия, 2010. 95 с. [Флора и фауна национальных парков. Вып. 7].
11. Белоновская Е.А., Кренке-мл. А.Н., Тишков А.А., Царевская Н.Г. Природная и антропогенная фрагментация растительного покрова Валдайского поозерья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 5. С. 67–82.
 12. Тишков А.А. Естественная и антропогенная динамика еловых лесов Валдая / Организация экосистем ельников южной тайги. М.: ИГ АН СССР, 1979. С. 30–69.
 13. Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В. Колебания климата за исторический период в центре Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 89–96.
 14. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Буман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия АН СССР: серия географическая. 1991. № 3. С. 36–52.
 15. Валдайские озера (Обзор результатов наблюдений за 1946–2018 гг.) / Под ред. И. В. Недогарко. Санкт-Петербург: РИАН. 2021. 242 с.
 16. Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 227 с.
 17. Климанов В.А. Особенности изменения климата северной Европы в позднеледниковье и голоцене // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 58–62.
 18. Matuszkiewicz J.M., Bielonska E., Kowalska A., Carriewska N., Baranowski J., Winogradowa V., Tishkov A., Litvinova E.. Białowieża Forest (NE-Poland) and Valdai (NW-Russia) – biogeographical characteristics of eutrophic deciduous forests // Quaestiones Geographicae, 2014. № 3 (3). P. 111–123.
 19. Тишков А.А. 1000-летняя история биоты Валдая / Исследования природного и историко-культурного комплексов нац. парка “Валдайский”. Валдай, 2005. С. 121–125.
 20. Тишков А.А. Ландшафтная основа происхождения названия “Валдай” // Изв. РАН. Сер. геогр., 2014. № 1. С. 109–119.

THE KEY SECTION OF THE VALDAIAN PEAT BOG AS A SOURCE OF PALEOECOLOGICAL AND PALEOCLIMATIC INFORMATION

Corresponding Member of the RAS A. A. Tishkov^{a,*}, R. G. Gracheva^a,
E. A. Konstantinov^a, and A. V. Samus^a

^aInstitute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^{*}E-mail: tishkov@igras.ru

A paleoclimatic reconstruction of the last 14 ka years was carried out based on the results of GPR sounding, spore-pollen analysis and radiocarbon dating of a peat section (7 m) located in a model bog of the Valdaisky National Park (Novgorod Region). Peat accumulation rates varied from 0.075 mm per year during the Late Glacial to 0.15–1.15 mm per year during the Boreal stage (when the levels of the Valdaian lakes dropped 10 m) and 4.25 mm/year in recent centuries. Numerous cycles of Holocene warming/cooling events were within ± 1 – 2°C compared to the current ones and were accompanied by moderate fluctuations in annual precipitation (± 25 – 50 mm). The greatest amount of forest compositional change took place during the Atlantic period, when spruce–broad-leaved forests and oak forests dominated. In the last two millennia, the vegetation dynamics of the region were mainly influenced by agricultural activity.

Keywords: peat bog, paleoclimatic reconstruction, peat accumulation rates, Late Glacial, Holocene

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 556.11

ГИПОТЕЗА О ПРИЧИНАХ СИЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИМЕСЕЙ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН В. И. Данилов-Данильян^{1,*}, О. М. Розенталь¹

Поступило 02.11.2022 г.
После доработки 07.11.2022 г.
Принято к публикации 08.11.2022 г.

Выдвинута гипотеза о формировании повышенной дисперсии концентрации загрязняющих воду речного потока веществ под влиянием внутренних синергетических факторов. Эффект проявляется в разбросе контролируемых показателей качества, превышающем их среднее значение, что на практике затрудняет управление водопользованием. Сделано предположение, что подобная дисперсия — следствие нелинейности систем, находящихся вдали от термодинамического равновесия. Возможно, что движущей силой при этом служит турбофорез частиц примеси в турбулентном, как правило, водном потоке.

Ключевые слова: речной поток, расход воды, качество воды, концентрация примесей, термодинамическое равновесие, кинетическая энергия струй, перераспределение примеси, макроэффекты, турбофорез

DOI: 10.31857/S2686739722602502, **EDN:** TJAWPK

ВВЕДЕНИЕ. НЕПОСТОЯНСТВО ПОКАЗАТЕЛЕЙ КАЧЕСТВА РЕЧНОЙ ВОДЫ

Ежегодные государственные доклады “О состоянии и использовании водных ресурсов” содержат усредненные показатели качества природной воды, но информация о высоких и экстремально высоких уровнях ее загрязнения представлена в них в весьма урезанном виде. В реальности состав и свойства водных сред изменяются непрерывно, притом настолько значительно, что даже в течение суток концентрация примесей может измениться на порядок. Действующие системы мониторинга экологического состояния водных объектов плохо приспособлены для обнаружения таких явлений. Между тем, они достаточно часто отмечаются в научных работах. Так, суточные и еженедельные колебания содержания марганца, а также редкоземельных элементов, алюминия и железа обнаружены в реке Каликс (Швеция) ([1], с. 225–272). Подобные изменения свойственны рекам промышленных, сельскохозяйственных и даже неосвоенных регионов [2]. Ежедневно меняется даже изотопный состав речной воды [3]. В работе [4] зафиксирован выраженный периодический характер электрической

проводимости воды из-за изменений ее минерализации.

Недооценка изменчивости показателей концентрации загрязнителей в воде природных источников обуславливает неадекватные заключения при контроле состояния водных ресурсов и антропогенных воздействий на них, неверные решения при управлении — установлении региональных показателей ПДК, водозабора, при регулировании работы систем водоподготовки.

Не выдерживают критики попытки объяснить повышенную дисперсию концентрации примесей речных потоков исключительно влиянием внешних природных и антропогенных причин. Конечно, состав воды существенно зависит от литологических особенностей бассейна, характера геохимических провинций, выветривания горных пород, разложения органических остатков растительности, сезона, разгрузки подземных вод, осадков и других подобных факторов, тем более — изменчивости структуры и концентраций загрязнений в сбросах промышленных и коммунальных предприятий, антропогенном диффузном стоке. Однако трудно понять, каким образом окислительно-восстановительные процессы в болотах могут быть единственной причиной “десятикратных суточных колебаний” состава вытекающей из них воды ([1], с. 225–272), почему так же часто и резко изменяется состав талой воды (с норвежского ледника Юстедальсбреэн) [3] и как возникает высокая чувствительность качества во-

¹Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: vidd38@yandex.ru

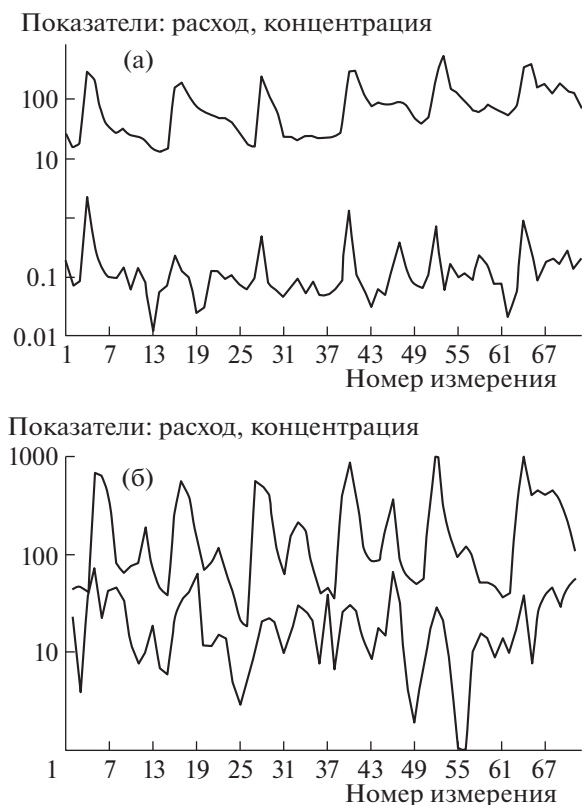


Рис. 1. Расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$ (верхние кривые) и концентрация железа, $\text{мг}/\text{дм}^3$ (нижние кривые), в р. Уфе, створ выше г. Красноуфимска (а), и р. Чусовой, створ выше впадения р. Архиповка в г. Чусовом (б). Ежемесячные данные Росгидромета в 2013–2015 гг. Для приведения к одному масштабу концентрация железа на рис. 1 б увеличена в 200 раз.

ды “к небольшим изменениям глубины рек и скорости потока в них” [2]. Приходится принять и то, что “пока не выяснена” [4] природа сильных квазипериодических возмущений минерализованной воды.

В промышленных регионах нестабильность показателей качества воды приписывают сбросам загрязняющих веществ в составе сточных вод. Однако и здесь непонятны скачки концентрации примеси, фиксируемые на гидрохимических постах, расположенных ниже так называемых створов полного смешения [5]. Расстояние от точки локального сброса до таких створов обычно не превышает километра. И даже если на них смешение остается не абсолютно полным, так что “сточная вода смешивается с 95 или 90% расхода воды реки” [6], все же изменчивость концентрации загрязняющих веществ не может быть настолько высокой, чтобы ее стандартное отклонение было соизмеримо со средним значением или даже превышало его.

Во многих случаях повышение/понижение показателей качества воды связывают с сезонным из-

менением расхода в реках. Так, известны указания о том, что при минимальных расходах (до $40 \text{ м}^3/\text{с}$) в летнюю межень отмечается максимальная минерализация воды ($1.38\text{--}1.65 \text{ г}/\text{дм}^3$), а с увеличением расхода (до $100\text{--}300 \text{ м}^3/\text{с}$) в половодье она понижается. Но это, конечно, не объясняет причин значительных изменений состава воды внутри сезона — ежемесячно, еженедельно или ежедневно, а также случаев, когда фазы водного режима рек сопровождаются не ожидаемым направлением изменения качества воды, а противоположным. В частности, остаются вопросы о том, вследствие каких “случайных” причин происходит почти полное совпадение роста и снижения расхода воды в речных потоках, с одной стороны, и ее качества — с другой, примеры чего даны ниже.

ДАННЫЕ МОНИТОРИНГА

На рис. 1 приведены временные ряды значений расхода воды и концентрации загрязняющих веществ, полученные службами Росгидромета в двух уральских реках (ось ординат приведена в логарифмическом масштабе). Как видно, точки разворота контролируемых показателей в сторону их повышения или понижения часто совпадают или близки. И хотя на некоторых отрезках времени наблюдаются “раскорреляции”, все же взаимосвязь временных зависимостей здесь очевидна.

Из-за временных сдвигов коэффициенты парной корреляции динамических и химических характеристик для приведенных на рис. 1 данных невелики: 0.51 в случае р. Уфы и 0.41 в случае р. Чусовой. Конечно, это не может служить достаточным подтверждением влияния речного потока на перераспределение концентрации загрязняющих его веществ. Тем более, что для ряда других загрязняющих веществ коэффициенты корреляции оказались еще ниже.

Однако это не означает, что обнаруженными фактами можно пренебрегать. Нетрудно, например, предположить, что хотя искомое взаимное влияние и существует, но его проявление часто нивелируется перечисленными выше внешними факторами, как систематическими, так и случайными, непредсказуемыми.

Для более строгого выяснения вопроса о существовании предполагаемых связей между гидродинамическими характеристиками речного потока и концентрациями загрязняющих его веществ было выполнено усреднение наблюдаемых соседних значений временных рядов путем выделения неслучайной систематической составляющей (сглаживание ряда).

Рассматриваемые ряды ограничены как сверху, так и снизу, поэтому, если бы они анализировались на оси $(-\infty, \infty)$ или какой-либо полуоси

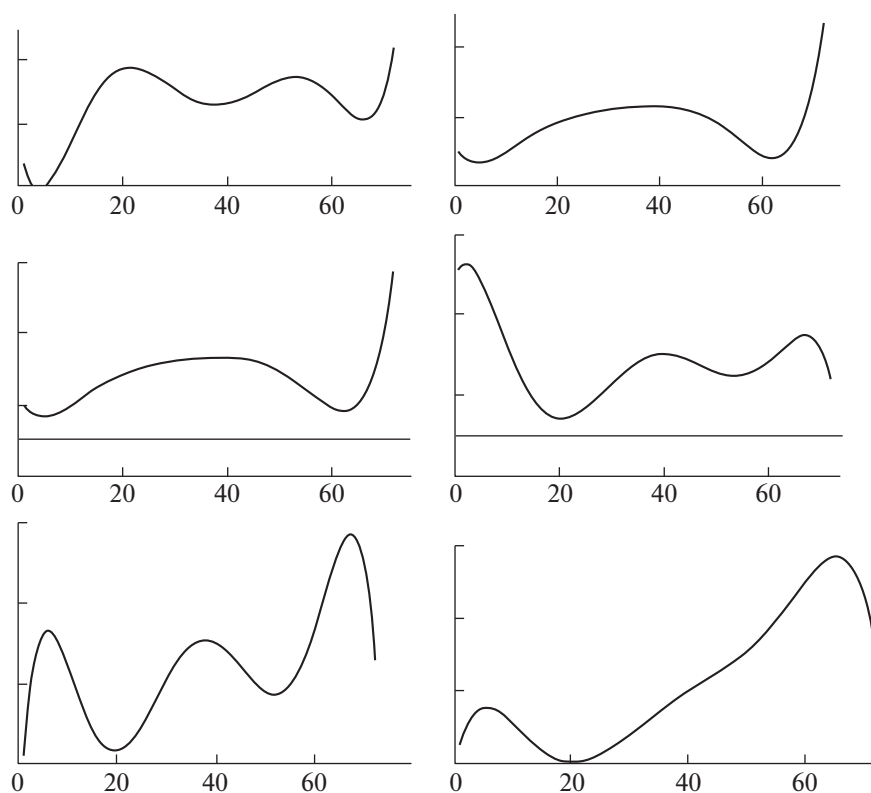


Рис. 2. Тренды временных рядов для концентрации нефти (вверху), железа (в середине) и расхода воды (внизу) в р. Чусовой (слева) и р. Уфе (справа).

$(-\infty, t_0)$, (t_0, ∞) , то естественно было бы искать приближение к ним с помощью тригонометрических полиномов $F(t) = a_0 + \sum_{k=1}^n (a_k \cos kt + b_k \sin kt)$ при фиксированных постоянных $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n, b_1, \dots, b_n$. Однако анализируется интервал, ограниченный с обеих сторон: $[t_1, t_{70}]$, так что можно попробовать отыскать подходящее приближение и среди алгебраических полиномов. Оказалось, что алгебраический полином 6-й степени дает приближение, лучшее, чем любой тригонометрический полином не выше 10-й степени. Поскольку приближение алгебраическим полиномом 6-й степени обеспечивает очень высокую точность, было решено других приближений не искать.

Итак, была сформирована полиномиальная (алгебраическая) модель тренда временных рядов на основе полиномов 6-й степени, относительно полно описывающие массивы данных, использованных при построении рис. 1 без учета их сезонности.

Искомые линии тренда (в терминологии программы для работы с электронными таблицами Microsoft для Windows) приведены на рис. 2, а соответствующие уравнения регрессии — в табл. 1. Как видно, при этом коэффициенты парной кор-

реляции близки к единице, что свидетельствует о максимально высокой связи контролируемых показателей: результативного (зависимого) распределения концентрации загрязняющих веществ и факторного (независимого) — расхода воды речного потока.

Природа взаимозависимости в системе расход/качество воды в рамках принятого, соответствующего “здоровому смыслу” [7] “линейного подхода” к формированию случайных по своей природе показателей неочевидна. Подобный упрощенный подход недопустим при анализе поведения нелинейных неравновесных систем, каковыми являются потоки воды и рассеянные в них примесные частицы. Нелинейность здесь, как и в большинстве природных процессов, рассмотренных в [7, 8], проявляется в форме диссипации энергии упорядоченных процессов и неожиданных изменений контролируемых показателей. В этих случаях процессы описываются нелинейными уравнениями, не имеющими единственного решения. Соответственно, нельзя ни предсказать поведение примесных частиц в реке, ни характер их концентраций (“самоорганизации”) в ответ на возмущение, вызванное динамическими характеристиками струй воды. Можно, однако, привести некоторые общие представления синергетики о процессах, протекающих в от-

Таблица 1. Осредненная оценка расхода, м³/с, и показателей качества речной воды, а также коэффициенты парной корреляции r между ними для данных рис. 1

Река	Расход	Концентрация	r
Чусовая	$-10^{-6}n^6 + 2 \times 10^{-4}n^5 - 0.02n^4 + 0.79n^3 - 14n^2 + 102n + 21$	железа	0.96
		$-4 \times 10^{-10}n^6 + 10^{-7}n^5 - 10^{-5}n^4 + 4 \times 10^{-4}n^3 - 0.0085n^2 + 0.061n + 0.19$	
		нефти	0.99
		$10^{-10}n^6 - 3 \times 10^{-8}n^5 + 2 \times 10^{-6}n^4 - 9 \times 10^{-5}n^3 + 0.0015n^2 - 0.0086n + 0.014$	
Уфа	$-2 \times 10^{-7}n^6 + 3 \times 10^{-5}n^5 - 0.0029n^4 + 0.11n^3 - 2.1n^2 + 15n + 48$	железа	0.99
		$-9 \times 10^{-10}n^6 + 2 \times 10^{-7}n^5 - 2 \times 10^{-5}n^4 + 6 \times 10^{-4}n^3 - 0.0096n^2 + 0.034n + 0.39$	
		нефти	0.98
		$8 \times 10^{-11}n^6 - 2 \times 10^{-8}n^5 + 10^{-6}n^4 - 5 \times 10^{-5}n^3 + 0.0009n^2 - 0.0057n + 0.025$	

крытых системах, находящихся вдали от термодинамического равновесия.

О ПРИЧИНАХ СВЯЗИ РАСХОДА И СОСТАВА РЕЧНОЙ ВОДЫ

Можно полагать установленным, что причиной сильной изменчивости концентрации примесей в природных водах служит воздействие потока воды на распределение концентраций примесных частиц.

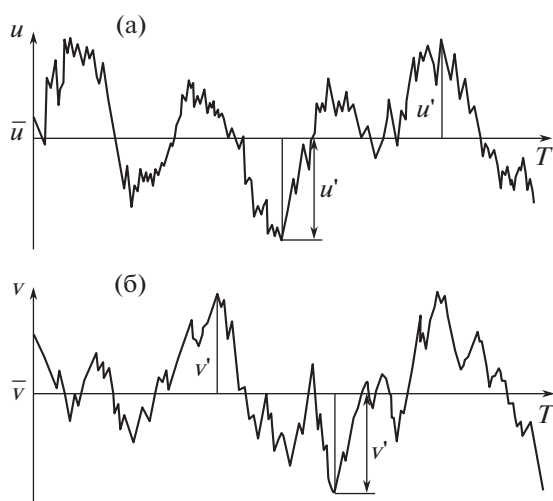


Рис. 3. Пульсационный характер изменения скоростей потока; а, б — соответственно, продольная и вертикальная составляющие мелкомасштабных и крупномасштабных пульсаций [2].

Динамика водных струй сводится к движению потока жидкости с большим числом степеней свободы, обусловленных каскадом вихрей вплоть до микромасштабных, где происходит диссипация кинетической энергии. При этом, по А.Н. Колмогорову, кинетическая энергия струй рассеивается, в нашем случае провоцируя деформацию сетки водородных связей воды, нарушающую гидратацию частиц примеси.

В такой модели в качестве факторного показателя, воздействующего на перераспределение примеси, выступают мелкомасштабные высокочастотные автоколебания кинематических параметров речного потока, обусловленные его гидравлическими характеристиками (рис. 3).

Для типовой продольной составляющей скорости воды 0.5 м/с равнинной реки величина таких пульсаций составляет порядка ± 0.1 м/с со сменой знака механического напряжения практически каждую секунду на всех направлениях гидрометрического створа. Вследствие таких напряжений скорость воды в каждой точке регулярно изменяется по величине и по направлению. Таким образом, речной поток воды с содержащимися в ней загрязняющими веществами образует открытую диссипативную систему с квазипериодическими автоколебаниями. Система непрерывно переводит энергию источника (водного потока) в энергию потерь (перераспределение примесей). Это объясняется, в частности, тем, что частицы примесей, имеющие массу, отличную от массы молекул воды, испытывают регулярные смещения (с периодом ~ 1 с), вероятно, вместе со своими ближайшими гидратационными оболочками, а возможно, и в составе кластеров, состоящих из

сотен и тысяч молекул, о которых часто упоминают в литературе (см., например, [4]).

Так формируется микрорасслаивание примеси, регулярно изменяющееся по своему направлению и по величине (появление совокупности динамических флуктуирующих микросистем). Что же касается макроэффектов (перераспределения и “самоорганизации” примеси), это возможно в результате взаимодействия пульсаций микрорасслаивания с внутренними структурно-кинетическими процессами в водной матрице [9].

Частоту последних процессов можно установить, например, анализируя спектр диэлектрической дисперсии воды в электромагнитном поле. Молекулярные колебания, создающие гигагерцовую дисперсию [10], не могут повлиять на гидродинамическое микрорасслаивание примеси речного потока. Секундными являются времена спин-решеточной и спин-спиновой релаксации, оцениваемые по спектрам протонного магнитного резонанса в воде [11]. Таковы же времена процессов самоорганизации, протекающие под влиянием сил физической, химической и механической природы [9]. В частности, силы упругости при деформациях сетки водородных связей воды обеспечивают выталкивание к местам дефектов сетки частицы примеси, тем самым обуславливая микрорасслаивание за счет внутренних факторов ([12], с. 151–198). Таков результат турбофореза [13], обычно рассматриваемого как миграция инерционных частиц в направлении снижения уровня хаотичного движения среды, но здесь обнаруженного и для неинерционных (молекулярных) частиц в турбулентном, как правило, водном потоке. Этот эффект противостоит диффузионному выравниванию концентрации.

В целом же необходимо признать, что до сих пор вместо исследования свойств и взаимосвязей составных компонентов природных водных потоков как систем, находящихся вдали от термодинамического равновесия, изучается лишь их реагирование на изменяющиеся внешние условия методом “черного ящика”. Это объясняется, с одной стороны, потребительским отношением к гидрологии в ущерб выявлению ее фундаментальных законов, а с другой — отсутствием статистической теории полярных жидкостей, таких как вода. В результате трудно судить о природе рассмотренного турбофореза, роли в нем ионно-молекулярных ассоциатов из $n \gg 1$ частиц, объединенных благодаря гидратационными или ван-дер-ваальсовым взаимодействиям, конформерах и других стереоизомерных структурах, находящихся в подвижном равновесии и способных к взаимопревращению [4, 9, 12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя изложенное, получаем, что подсистема примеси водного потока, поглощая энергию из окружающей среды, образует диссипативную структуру, характеризующуюся синергетическими свойствами открытости, сложности, неустойчивости, фрактальности. Таков результат обмена энергией с окружающей средой в неравновесных условиях. Очевидно, при этом возможны и бифуркации [14], точки перелома, наблюдение которых открывает возможность предвидеть явление турбофореза, а также опасные водно-экологические ситуации, в рамках “линейного подхода” представляющиеся непредсказуемыми, и избегать их.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН Института водных проблем РАН (тема FMWZ-2022-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace Elements in River Waters // Treatise on Geochemistry. V. 5. Ed.: J.I. Drever. Elsevier, 2003. 605 p.
2. Thanh Thuy Nguyen, Keupers I., Willems P. Conceptual river water quality model with flexible model structure // Environmental Modelling and Software. 2018. V. 104. P. 102–117.
3. Theakstone W.H. Temporal variations of isotopic composition of glacier-river water during summer: observations at Austre Okstindbreen, Okstindan, Norway // J. of Glaciology. 1988. V. 34. № 118. P. 309–317.
4. Агеев И.М., Рыбин Ю.М., Шишкин Г.Г. Медленные вариации электропроводности дистиллированной воды / Вестник МГУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2016. № 6. С. 54–59.
5. РД 52.24.634–2002. Уточнение местоположения створов (пунктов) наблюдений и режимов отбора проб на основе использования трассерных методов изучения гидродинамических характеристик водных объектов // <https://meganorm.ru/Data2/1/4293848/4293848865.pdf>
6. РД 52.24.309–2016. Организация и проведение режимных наблюдений за состоянием и загрязнением поверхностных вод суши // <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4293748/4293748080.pdf>
7. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
8. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. М.: Мир, 1990. 344 с.
9. Danilov-Danilyan V.I., Rosenthal O.M. The properties of natural waters determined by their microstructural self-organization // Water Resources. 2021. V. 48 (2). P. 254–262.
10. Розенталь О.М., Подкин Ю.Г. Диэлектрический фрикционный эффект при переносе электролита в

- водной среде // ДАН. Геохимия. 2015. Т. 462. № 5. С. 587–589.
11. *Clop E.M., Perillo M.A., Chattah A.K.* 1H and 2H NMR spin-lattice relaxation probing water: PEG molecular dynamics in solution // J. Phys. Chem. B. 2012. Oct. 4. 116 (39). P. 11953–8.
12. *Родникова М.Н.* Об упругости пространственной сетки водородных связей в жидкостях и растворах // Структурная самоорганизация в растворах и на границе раздела фаз. М.: ЛКИ, 2008. 544 с.
13. *Sawford B.L.* Reynolds number effects in Lagrangian stochastic models of turbulent dispersion [13// Phys. Fluids A. 1991. V. 3. P. 1577–1586.
14. *Danilov-Danilyan V.I., Rosenthal O.M.* Dynamic Model of Water Quality Evolution // J. of Water Chemistry and Technology. 2022. V. 44. № 2. P. 132–138.

HYPOTHESIS ON THE REASONS FOR STRONG VARIABILITY CONCENTRATIONS OF IMPURITIES IN NATURAL WATERS

Corresponding Member of the RAS **V. I. Danilov-Danilyan^{a,#}** and **O. M. Rozenthal^a**

^a*Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: vidd38@yandex.ru*

A hypothesis has been put forward about the formation of an increased dispersion of the concentration of substances polluting the water of the river flow under the influence of internal synergistic factors. The effect is manifested in the dispersion of controlled quality indicators, exceeding their average value, which in practice makes it difficult to manage water use. An assumption is made that such a dispersion is a consequence of the nonlinearity of systems that are far from thermodynamic equilibrium. It is possible that the driving force in this case is the turbophoresis of impurity particles in a turbulent, as a rule, water flow.

Keywords: river flow, water quality, impurity concentration, thermodynamic equilibrium, kinetic energy of jets, impurity redistribution, macroeffects, turbophoresis

УДК 551.51

БЕСПРЕЦЕДЕНТНАЯ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ОЗОНОВОЙ АНОМАЛИИ 2020 г.

© 2023 г. Член-корреспондент РАН В. В. Зуев^{1,*}, Е. С. Савельева¹,
А. В. Павлинский¹, Е. А. Сидоровский¹

Поступило 19.10.2022 г.

После доработки 11.11.2022 г.

Принято к публикации 14.11.2022 г.

В работе показана тенденция удлинения периода высокой устойчивости антарктического полярного вихря в позднюю весну и раннее лето (ноябрь–декабрь), прослеживаемая последние 30 лет. Такая тенденция проявляется как в динамике основных характеристик полярного вихря (площади вихря и скорости ветра по границе вихря), так и в площади антарктической озоновой дыры. Ярким проявлением этого является динамика полярного вихря в 2020 г., когда наблюдались аномально высокие значения скорости ветра по границе вихря в течение всего периода его существования и рекордные значения площади вихря и площади озоновой дыры с середины ноября по декабрь. При этом полярный вихрь существовал до последней недели декабря, что является беспрецедентным случаем. Для анализа динамики антарктического полярного вихря использовался метод оконтуривания вихрей по значениям геопотенциала, определенным по максимальному градиенту температуры и максимальной скорости ветра, характеризующим границы вихря.

Ключевые слова: антарктический полярный вихрь, полярные озоновые аномалии, геопотенциал, скорость ветра

DOI: 10.31857/S2686739722602319, **EDN:** TJECZJ

Полярные озоновые аномалии формируются в период с конца зимы по весну внутри устойчивых крупномасштабных циклонов, стратосферных полярных вихрей, в результате протекания комплекса гетерогенных и фотохимических реакций с участием резервуаров хлора (хлороводорода и хлорнитрата) и полярных стратосферных облаков в качестве “поверхностей” для гетерогенных реакций [1–4]. Масштабы и интенсивность разрушения озона при формировании озоновой аномалии определяются устойчивостью полярного вихря в этот период и в предшествующие зимние месяцы [5, 6]. Полярные вихри ежегодно формируются в осенний период над зимним полушарием вследствие увеличения стратосферного меридионального температурного градиента и, как правило, разрушаются весной при уменьшении температурного градиента (арктический полярный вихрь эпизодически разрушается в конце зимы) [7, 8]. При этом обоснованным с точки зрения законов термодинамики является зимний пик интенсивности полярного вихря, обуслов-

ленный понижением температуры в полярной области во время полярной ночи [9]. В Южном полушарии, под влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы (в значительной степени определяющей стратосферный меридиональный температурный градиент), пик интенсивности полярного вихря, как правило, наблюдается в сентябре, одновременно с максимумом в температурном ходе в субтропиках [9]. Однако в последние 30 лет наблюдается выраженная тенденция смещения устойчивости антарктического полярного вихря в поздневесенний и раннелетний период, что приводит к удлинению периода существования антарктической озоновой дыры.

В работе для анализа динамики антарктического полярного вихря и площади озоновой дыры использовались ежечасные данные реанализа ERA5 [10] с горизонтальным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$: скорость зонального и меридионального ветра, геопотенциал и массовое отношение смеси озона на уровне 50 гПа, а также среднесуточные спутниковые данные NASA Goddard Space Flight Center (GSFC, <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov>) о площади озоновой дыры (область со значениями общего содержания озона ниже 220 ед. Д.) для региона 40° – 90° ю.ш. за период с 1992 по 2021 г. Использовался метод оконтуривания вихря с помо-

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, Томск, Россия

*E-mail: vzuev@list.ru

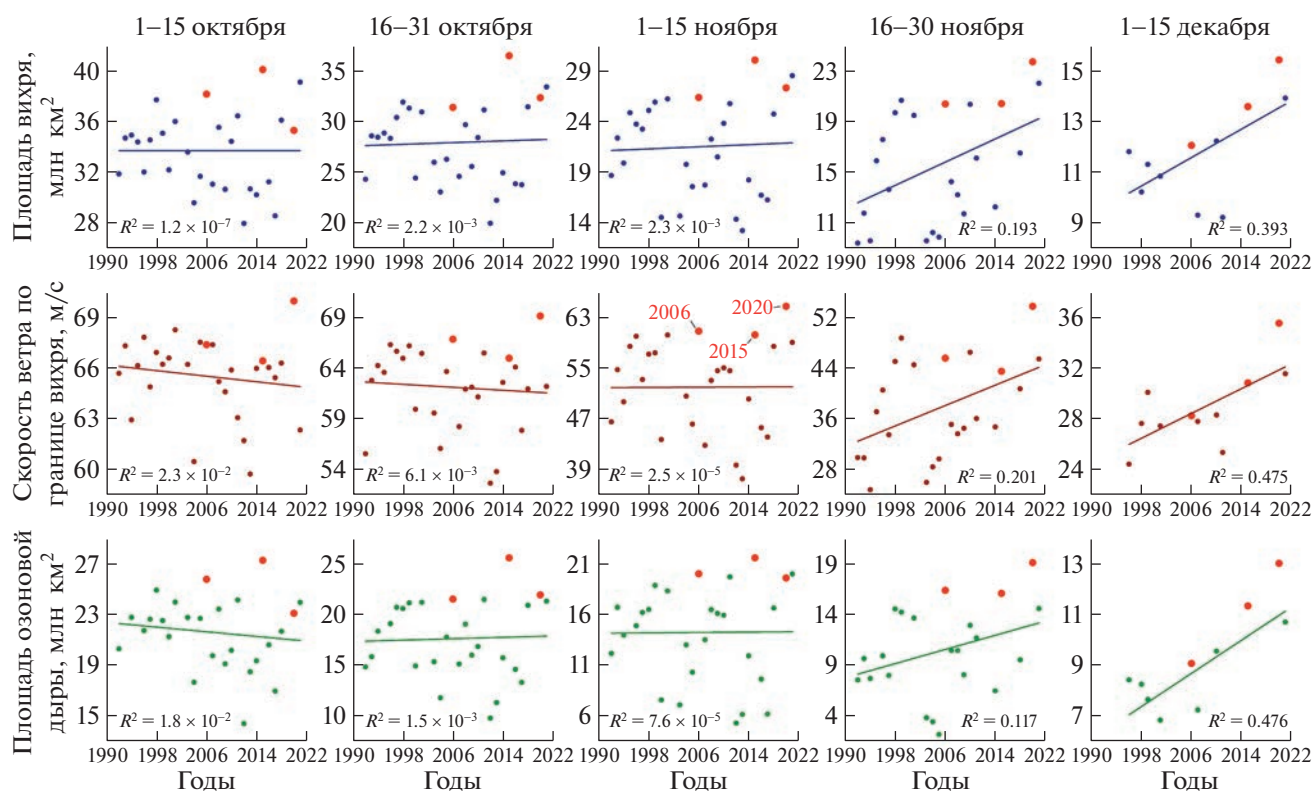


Рис. 1. Временные изменения площади антарктического полярного вихря и средней скорости ветра по границе вихря на уровне 50 гПа, а также площади антарктической озоновой дыры в среднем за периоды 1–15 октября, 16–31 октября, 1–15 ноября, 16–30 ноября и 1–15 декабря с 1992 по 2021 г.

щью значений геопотенциала, определенных по максимальному градиенту температуры и максимальной скорости ветра [11, 12]. Геопотенциал зависит только от давления и температуры [13] и, таким образом, хорошо описывает динамику полярного вихря, поскольку внутри последнего наблюдается существенное понижение температуры и давления, а за его пределами – повышение. Кроме того, геопотенциал не претерпевает значительных сезонных изменений в период существования вихря и, соответственно, хорошо подходит для определения границ полярного вихря. По границе вихря наблюдается максимальный градиент температуры и, как правило, максимальные значения скорости ветра. Среднее значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе антарктического полярного вихря на уровне 50 гПа составляет $\Phi^* = (19.30 \pm 0.17) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ [11, 12]. Площадь вихря, средняя скорость ветра по границе вихря и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря рассчитывались, основываясь на том, что граница антарктического полярного вихря на уровне 50 гПа определяется значениями геопотенциала $19.3 \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$.

На рис. 1 приведены межгодовые изменения площади антарктического полярного вихря,

средней скорости ветра по границе вихря и площади антарктической озоновой дыры, усредненные за 1–15 и 16–31 октября, 1–15 и 16–30 ноября, а также 1–15 декабря за последние 30 лет (1992–2021 гг.). На рис. 1 также приведены соответствующие каждому временному периоду линейные тренды и характеризующие их коэффициенты детерминации R^2 (чем ближе значение R^2 к 1, тем выше уровень значимости трендов). Из рассмотрения были исключены аномальные данные за 2002 и 2019 г., когда наблюдалось раннее разрушение вихря (в конце октября), сопровождающееся расщеплением в первом случае и сильным смещением во втором (регистрировались главное и минорное внезапные стратосферные потепления) [14, 15]. Антарктическая озоновая аномалия, как правило, существует с августа по ноябрь, достигая максимальных значений в сентябре–октябре. В октябре и первой половине ноября тренды изменений рассматриваемых характеристик не значимы ($R^2 < 0.1$, рис. 1). Во второй половине ноября и, особенно, в декабре данные более разряжены, вследствие эпизодически происходящего более раннего разрушения вихря, и имеют выраженный положительный тренд. На всех графиках рис. 1 выделены значения за 2006, 2015 и 2020 г., когда наблюдались наиболее

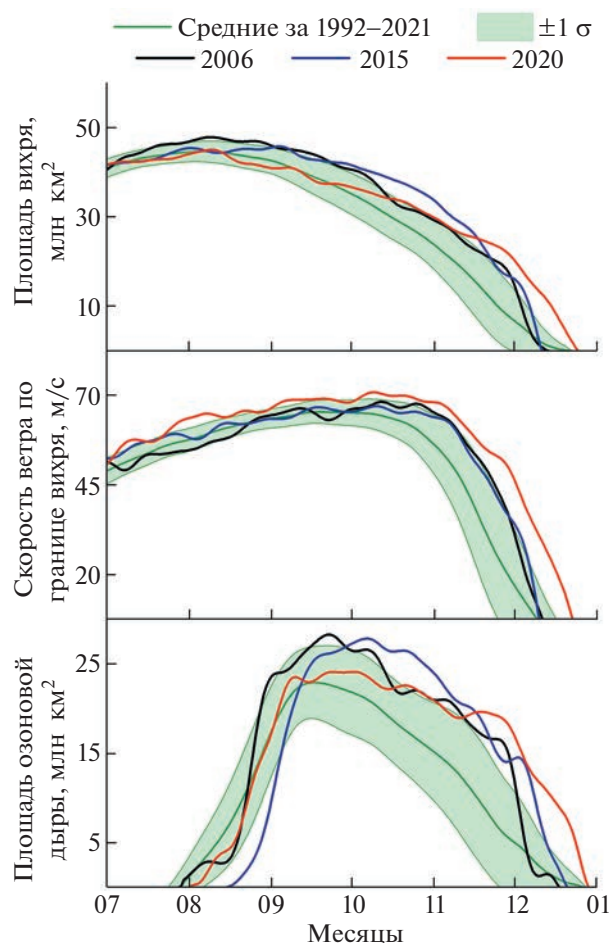


Рис. 2. Внутригодовой ход площади антарктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря на уровне 50 гПа и площади антарктической озоновой дыры с июля по декабрь 2006, 2015 и 2020 г. на фоне средних значений за период с 1992 по 2021 г. с СКО ($\pm 1 \sigma$).

масштабные озоновые аномалии [16, 17]. Между изменениями характеристик в 2006, 2015 и 2020 г. также прослеживается тенденция к поздневесеннему усилению полярного вихря, протекающему с увеличением площади озоновой дыры в поздне-весенний и раннелетний период (рис. 1).

Для детального рассмотрения динамики антарктического полярного вихря в годы с наиболее масштабными озоновыми аномалиями на рис. 2 и 3 представлены изменения характеристик вихря и озоновой аномалии с июля по декабрь 2006, 2015 и 2020 г. На рис. 2 приведены внутригодовые изменения площади антарктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря и площади антарктической озоновой дыры в 2006, 2015 и 2020 г. по сравнению с 30-летними средними изменениями этих характеристик со средне-квадратичными отклонениями (СКО, $\pm 1 \sigma$). Максимальная площадь озоновой дыры в 2006 г.

наблюдалась в сентябре, в 2015 г. — в октябре, в то время как в 2020 г. регистрировались рекордные значения площади озоновой дыры с середины ноября по декабрь за период с 1979 по 2021 г. Значительное увеличение площади антарктического полярного вихря в поздневесенний и раннелетний период также прослеживается в 2015 и 2020 г., в то время как в 2006 г. максимальная площадь вихря наблюдалась в августе (рис. 2). Кроме того, в 2020 г. наблюдалось необычное увеличение средней скорости ветра по границе вихря в течение всего периода существования полярного вихря. Фактически в динамике исследуемых характеристик на рис. 1 и в годы с наиболее сильным вихрем на рис. 2 прослеживается удлинение периода устойчивости антарктического полярного вихря в поздневесенний и раннелетний период (в 2006 г. пик интенсивности вихря наблюдался в сентябре, в 2015 г. — в октябре, в то время как в 2020 г. аномальная интенсивность регистрировалась в ноябре и декабре). Как отражение такой тенденции в 2020 г. антарктический полярный вихрь существовал до последней недели декабря, что является беспрецедентным фактом.

Одной из динамических характеристик полярного вихря является наличие динамического барьера [12]. На рис. 3 приведены поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона за 1-е и 15-е число с июля по декабрь 2006, 2015 и 2020 г., отражающие динамику полярного вихря в рассматриваемые годы. На полях геопотенциала соединены линией значения $19.3 \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$, характеризующие (согласно методу оконтуривания вихря) границы антарктического полярного вихря, а на полях скорости ветра — значения 20 м/с, отражающие наличие динамического барьера. Во все рассматриваемые годы наблюдался очень сильный полярный вихрь с глубоким разрушением озона в весенний период. В 2006 г. полярный вихрь был наиболее симметричным и масштабным в сентябре, в то время как с октября наблюдались его вытягивание и постепенное ослабление. В 2015 г. увеличилась устойчивость вихря в период с октября по ноябрь. В свою очередь в 2020 г. прослеживается увеличение устойчивости вихря в поздневесенний и раннелетний период, с начала ноября. На полях за 15 декабря 2020 г. (в отличие от 2006 и 2015 г.) полярный вихрь по-прежнему прослеживается и характеризуется наличием динамического барьера.

Таким образом, в работе с использованием метода оконтуривания вихрей показана тенденция удлинения периода устойчивости антарктического полярного вихря в нижней стратосфере в поздне-весенний и раннелетний период, наблюдающаяся в течение последних 30 лет. Это проявляется как в динамике основных характеристик полярного вихря (площади вихря и средней скорости ветра по границе вихря), так и в площади

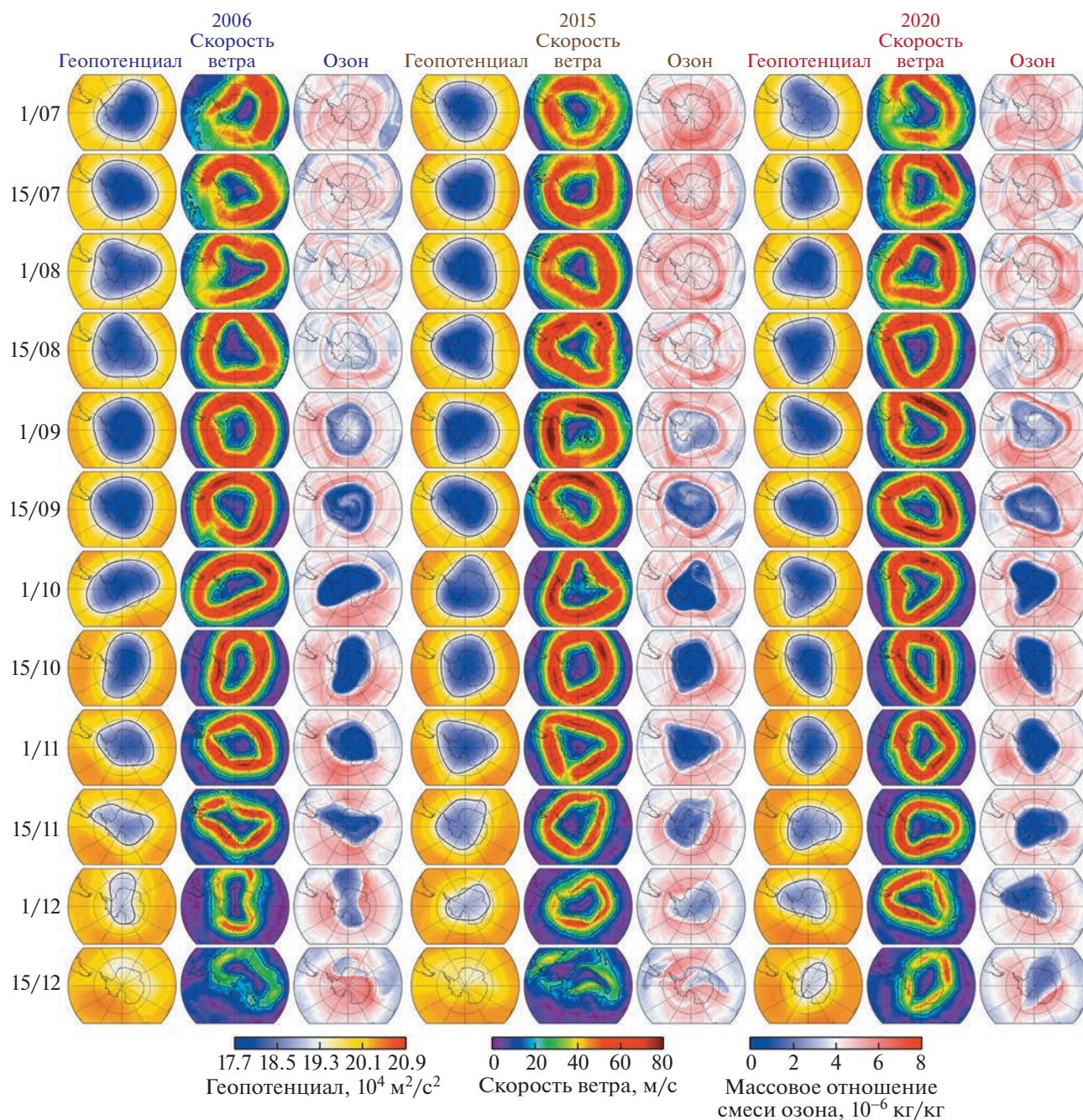


Рис. 3. Поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Антарктикой в период с июля по декабрь 2006, 2015 и 2020 г.

антарктической озоновой дыры. Показано, что тенденция поздневесеннего усиления полярного вихря прослеживается и в годы с наиболее сильным вихрем: 2006, 2015 и 2020 г., отражаясь в увеличении площади озоновой дыры. В 2020 г. наблюдались anomalously высокие значения средней скорости ветра по границе вихря в течение всего периода его существования и anomalously высокие значения площади вихря с середины ноября. Антарктический полярный вихрь в 2020 г. существовал до последней недели декабря, что является

беспрецедентным случаем. Тенденция удлинения периода устойчивости полярного вихря в нижней стратосфере отражается в динамике вихря в средней и верхней стратосфере несмотря на то, что ослабление вихря на этих высотах происходит раньше. Увеличение устойчивости антарктического полярного вихря в нижней стратосфере в поздневесенний период может происходить в условиях повышения температуры нижней субтропической стратосферы, как это наблюдалось в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 г. [18].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00002 (<https://rscf.ru/project/22-27-00002>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. № 3. P. 275–316.
2. Newman P.A., Kawa S.R., Nash E.R. On the size of the Antarctic ozone hole // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 21. P. L21104.
3. Варгин П.Н., Никуфорова М.П., Звягинцев А.М. Изменчивость антарктической озоновой аномалии в 2011–2018 гг. // *Метеорология и гидрология.* 2020. № 2. С. 20–34.
4. Сибир Е.Е., Радионов В.Ф., Русина Е.Н. Результаты многолетних наблюдений за общим содержанием озона в Антарктиде и над акваториями Атлантического и Южного океанов // *Метеорология и гидрология.* 2020. № 3. С. 33–43.
5. Waugh D.W., Randel W.J., Pawson S., Newman P.A., Nash E.R. Persistence of the lower stratospheric polar vortices // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № 22. P. 27191–27201.
6. Zuev V.V., Savelieva E. The role of the polar vortex strength during winter in Arctic ozone depletion from late winter to spring // *Polar Sci.* 2019. V. 22. P. 100469.
7. Waugh D.W., Sobel A.H., Polvani L.M. What is the polar vortex and how does it influence weather? // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2017. V. 98. № 1. P. 37–44.
8. Stenchikov G., Robock A., Ramaswamy V., Schwarzkopf M.D., Hamilton K., Ramachandran S. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № 24. P. ACL28.
9. Zuev V.V., Savelieva E. The cause of the spring strengthening of the Antarctic polar vortex // *Dynam. Atmos. Oceans.* 2019. V. 87. P. 101097.
10. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., de Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.
11. Zuev V.V., Savelieva E. Antarctic polar vortex dynamics during spring 2002 // *J. Earth Syst. Sci.* 2022. V. 131. № 2. P. 119.
12. Zuev V.V., Savelieva E. Antarctic polar vortex dynamics depending on wind speed along the vortex edge // *Pure Appl. Geophys.* 2022. V. 179. № 6–7. P. 2609–2616.
13. Holton J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition. California: Academic Press, 2004. 535 p.
14. Newman P.A., Nash E.R. The unusual Southern Hemisphere stratosphere winter of 2002 // *J. Atmos. Sci.* 2005. V. 62. № 3. P. 614–628.
15. Safieddine S., Bouillon M., Paracho A.-C., Jumelet J., Tencé F., Pazmino A., Goutail F., Wespes C., Bekki S., Boynard A., Hadji-Lazaro J., Coheur P.-F., Hurtmans D., Clerbaux C. Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 14. P. e2020GL087810.
16. Cracknell A.P., Varotsos C.A. The Antarctic 2006 ozone hole // *Int. J. Remote Sens.* 2007. V. 28. № 1. P. 1–2.
17. Stone K.A., Solomon S., Kinnison D.E., Mills M.J. On recent large Antarctic ozone holes and ozone recovery metrics // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48. № 22. P. e2021GL095232.
18. Zuev V.V., Savelieva E. The cause of the strengthening of the Antarctic polar vortex during October–November periods // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2019. V. 190. P. 1–5.

UNPRECEDENTED DURATION OF THE 2020 ANTARCTIC OZONE DEPLETION

Corresponding member of the RAS V. V. Zuev^{a, #}, E. S. Savelieva^a, A. V. Pavlinsky^a, and E. A. Sidorovskiy^a

^aInstitute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russian Federation

[#]E-mail: vzuev@list.ru

In this work, we show a trend of lengthening the period of high intensity of the Antarctic polar vortex in late spring and early summer (November–December), which has been traced over the past 30 years. This trend is observed both in the dynamics of the main characteristics of the polar vortex (vortex area and wind speed along the vortex edge) and in the Antarctic ozone hole area. A clear manifestation of this is the polar vortex dynamics in 2020, when there were unusually high wind speeds along the vortex edge throughout the entire period of its existence and record values of vortex area and ozone hole area from mid-November to December. In addition, the polar vortex existed until the last week of December, which is an unprecedented case. To analyze the Antarctic polar vortex dynamics, we used the vortex delineation method by geopotential values determined from the maximum temperature gradient and maximum wind speed characterizing the vortex edge.

Keywords: Antarctic polar vortex, polar ozone depletion, geopotential, wind speed

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 528.8

ВОССТАНОВЛЕНИЕ УГЛОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНЕРГИИ МОРСКИХ ВОЛН ПО СПЕКТРАМ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

© 2023 г. Академик РАН В. Г. Бондур^{1,*}, В. А. Дулов^{1,2}, В. А. Козуб¹, А. Б. Мурынин^{1,3},
М. В. Юровская^{1,2}, Ю. Ю. Юровский^{1,2}

Поступило 10.11.2022 г.

После доработки 11.11.2022 г.

Принято к публикации 14.11.2022 г.

Предложено развитие метода восстановления двумерных пространственных спектров возвышений морского волнения по спутниковым изображениям высокого пространственного разрешения, позволяющее оценивать угловые распределения энергии ветровых волн. Валидация метода выполнена по результатам комплексного эксперимента, который включал спутниковую съемку акватории Черного моря оптической аппаратурой и подспутниковые измерения в контролируемых условиях со стационарной океанографической платформы. Проведено сопоставление углового распределения энергии морских волн, восстановленного по пространственным спектрам фрагментов спутникового изображения, с результатами измерения частотно-угловых спектров по данным, полученным с помощью решетки струнных волнографов. Показано, что результаты измерений дистанционным и контактным методами согласуются в диапазоне длин морских волн от 2.8 до 30 м, причем величина среднего модуля относительной ошибки составляет 0.3.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, аэрокосмический мониторинг, морское волнение, спектры морских волн, спутниковые изображения, струнные волнографы

DOI: 10.31857/S2686739722602575, **EDN:** TJKUAM

ВВЕДЕНИЕ

Измерение спектров морского волнения важно для решения многих фундаментальных и прикладных задач современной океанологии. Информация о таких спектрах используется для обнаружения загрязнений водной среды [1–3], в том числе для мониторинга антропогенных воздействий на морские акватории [1, 2, 4], при исследованиях [4–6] и моделировании [1, 7] различных гидрофизических процессов, происходящих вблизи границы раздела океан–атмосфера, а также в других областях.

Для получения двумерных пространственных спектров поверхностного волнения на больших площадях, в том числе в труднодоступных акваториях морей и океанов, перспективно использова-

ние методов дистанционного зондирования, основанных на обработке изображений, получаемых с воздушных носителей [8, 9], а также космических изображений высокого пространственного разрешения [9–12]. Оценка спектров поверхностных волн по оптическим изображениям, получаемым с аэрокосмических носителей, позволяет сочетать одномоментный охват обширных морских акваторий с возможностью дистанционной регистрации широкого диапазона волновых компонент [9–13].

Для восстановления спектров морского волнения по оптическим аэрокосмическим изображениям используются восстанавливающие операторы, представляющие собой функции, позволяющие преобразовать поля яркости, регистрируемые на таких изображениях, в спектры уклонов морских волн — градиентов поля возвышений для определенных направлений, определяемых законами геометрической оптики [8–10, 14, 16]. Эти операторы строятся с использованием методов численного моделирования на основе учета различных условий формирования аэрокосмических изображений и характеристик аппаратуры дистанционного зондирования [8–12]. Для оценки адекватности методов восстановления спектров волнения по спектрам аэрокосмических изображений производится их валидация с использованием резуль-

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

²Морской гидрофизический институт Российской академии наук, Севастополь, Россия

³Федеральный исследовательский центр “Информатика и управление” Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

татов измерений контактными методами [10–12, 15, 19].

Чтобы полностью восстановить пространственные спектры полей возвышений морских волн, необходима информация о двух или более спектрах уклонов, соответствующих различным направлениям [8, 17]. Это возможно, если использовать многопозиционный метод, включающий одновременную обработку двух или более изображений, имеющих отличающиеся условия формирования полей яркости и, как следствие, отличающиеся градиенты освещенности поверхности [8]. При обработке одиночных спутниковых изображений многопозиционный метод не может быть применен, поскольку высота съемки значительно превышает размер исследуемого участка морской поверхности и геометрические условия незначительно изменяются в пределах таких изображений. В этих случаях не удастся полностью восстановить двумерные спектры волнения в пределах узких угловых секторов, где наблюдаются дефициты информации о морском волнении [9, 11, 15, 18]. Поэтому актуально развитие методов, позволяющих устранять такие ограничения и определять угловое распределение энергии волн даже по одиночным спутниковым изображениям. Этому и посвящена настоящая работа.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МЕТОД

Связь двумерных пространственных спектров морского волнения со спектрами полей яркости, регистрируемых по спутниковым оптическим изображениям, можно представить в виде соотношения [9]:

$$\Phi(\mathbf{k}) = \mathbf{R}S(\mathbf{k}), \quad (1)$$

где $\Phi(\mathbf{k})$ – пространственный спектр уклонов морских волн; $\mathbf{k}$ – волновой вектор; $S(\mathbf{k})$ – пространственный спектр спутникового изображения; $\mathbf{R}$ – математический оператор, обеспечивающий восстановление спектров уклонов по спектрам спутниковых оптических изображений, и поэтому названный восстанавливающим оператором [9].

Восстанавливающий оператор $\mathbf{R}$ обычно представляется в виде передаточной функции (пространственно-частотного фильтра), применяемой поэлементно к значениям спектральной плотности спутникового изображения, вычисляемому с использованием дискретного преобразования Фурье [9, 10].

В работах [9, 10, 12, 19] разработан подход к восстановлению пространственных спектров уклонов и возвышений поверхностных волн по аэрокосмическим оптическим изображениям, учитывающий нелинейную модуляцию полей яр-

кости уклонами морской поверхности и включающий параметризацию восстанавливающего оператора $\mathbf{R}$ в зависимости от набора условий наблюдения. Для адекватного применения многопараметрического восстанавливающего оператора $\mathbf{R}$ его параметры предварительно уточнялись с учетом различных условий волнообразования [9, 12, 13]. Для этого использовались результаты сопоставления спектров взволнованной морской поверхности, восстановленных по космическим изображениям, с результатами измерений, выполненных с помощью датчиков, установленных как на стационарной гидрофизической платформе, так и на плавучих буйках [11–13, 19]. В результате такого сопоставления предварительно была получена поправка к параметрам восстанавливающего оператора в области степенного спада частотного спектра. Эта поправка соответствовала условиям волнообразования в акваториях, где наблюдалось смешанное волнение, включающее как ветровые волны, так и зыбь [12, 13].

Спектр возвышений морских волн может быть найден из соотношения [9, 10]:

$$\Psi(\mathbf{k}) = \mathbf{R}(\mathbf{W})S(\mathbf{k}) / (k_x \cdot \cos \phi_c + k_y \cdot \sin \phi_c)^2, \quad (2)$$

где ϕ_c – среднее направление градиента освещения морской поверхности в горизонтальной плоскости.

В направлении, ортогональном к направлению ϕ_c , знаменатель выражения стремится к нулю. Угловой сектор в окрестности этого направления является областью дефицита информации о спектральной плотности поля возвышений, поскольку применение соотношения (2) в этом секторе приводит к значительным погрешностям в оценке спектра возвышений. Для преодоления указанного дефицита был разработан многопозиционный метод, описанный в работе [8]. Применение этого метода для космических изображений связано с техническими сложностями, обусловленными особенностями спутниковой съемки (узкие поля зрения спутниковой аппаратуры, сложность проведения одновременной съемки с двух и более позиций и др.) [9–11, 19]. Поэтому для решения задачи применительно к дистанционному зондированию из космоса необходимо развитие метода восстановления двумерных спектров морского волнения по спектрам спутниковых изображений, описывающих распределение волновой энергии по направлениям.

Блок-схема, иллюстрирующая предлагаемый метод дистанционного измерения углового распределения энергии по двумерным пространственным спектрам ветровых волн, восстанавливаемых по спектрам спутниковых изображений, приведена на рис. 1. Вычислительные операции предлагаемого метода условно разделены на блоки: (1) подготовка данных, (2) расчет спектраль-



Рис. 1. Блок-схема метода дистанционного измерения углового распределения энергии по двумерным пространственным спектрам ветровых волн, восстанавливаемых по спектрам спутниковых изображений.

ной плотности уклонов и возвышений волн, (3) восстановление углового распределения энергии волн и оценка двумерного спектра возвышений.

Операции подготовки данных (блок 1) включают выбор областей интереса на спутниковом изображении и расчет их пространственных спектров, а также формирование набора параметров восстанавливающего оператора с использованием метаданных спутниковой фотографии.

По подготовленным данным в блоке 2 выполняется восстановление спектров волнения с помощью восстанавливающего оператора, учитывающего нелинейную модуляцию поля яркости уклонами поверхности. Результатом операций блока 2 являются двумерные спектры уклонов и спектры возвышений при всех значениях волнового вектора, не попадающих в угловой сектор дефицита информации.

В блоке 3 выполняется восстановление углового распределения энергии и двумерного спектра возвышений с использованием предлагаемого развития метода, описание которого приведено ниже. Главным направлением развития метода является обеспечение возможности восстановления углового распределения энергии волн в двумерном спектре по одиночным спутниковым изображениям. Для этого используется подход, который применялся ранее при обработке частотно-направленных спектров волнения, определяемых по данным волнографов [19–21, 23]. В соответствии с этим подходом двумерный спектр волнения представляется в полярных ко-

ординатах (k, ϕ) , где k – волновое число (модуль волнового вектора $\mathbf{k}$), ϕ – волновой азимут, характеризующий направление распространения волновой гармоники с волновым вектором $\mathbf{k} = [k \cdot \cos \phi, k \cdot \sin \phi]$.

Двумерный спектр волнения будем рассматривать как произведение

$$\Psi(k, \phi) = \chi(k)D(k, \phi), \quad (3)$$

где $\chi(k)$ – интегральный одномерный спектр, $D(k, \phi)$ – безразмерная функция углового распределения энергии морских волн.

Угловое распределение энергии морских волн $D(k, \phi)$ определяется по двумерному спектру возвышений $\Psi(k, \phi)$ с использованием соотношения:

$$D(k, \phi) = \Psi(k, \phi) / \int_{\pi}^{\pi} \Psi(k, \phi) d\phi. \quad (4)$$

Валидация метода дистанционного измерения пространственных спектров $\chi(k)$ для различных условий волнообразования проведена ранее в работах [11, 12, 19]. Поэтому настоящая работа посвящена развитию метода восстановления углового распределения энергии $D(k, \phi)$ как основной характеристики двумерного спектра морского волнения.

После применения восстанавливающего оператора $\mathbf{R}$ и перехода к спектру возвышений морских волн добавляются три дополнительных шага. Сначала выполняется линейная интерполяция спектра в области дефицита информации о спек-

тре волнения. Данная область представляет собой два симметричных относительно центра сектора, с угловой мерой, порядка 40° . Ее центральные направления ортогональны среднему градиенту поля яркости. Аппроксимация выполняется в тангенциальном направлении с использованием ближайших к зоне дефицита значений восстановленного спектра. Далее производится нормализация по формуле (4).

На финальном этапе угловое распределение энергии волн аппроксимируется с использованием усеченного ряда Фурье, в котором отбрасываются все члены выше вторых гармоник:

$$D_a(k, \phi) = \frac{1}{\pi} \left(\frac{1}{2} + a_1 \cdot \cos \phi + b_1 \cdot \sin \phi + a_2 \cdot \cos 2\phi + b_2 \cdot \sin 2\phi \right). \quad (5)$$

Разложение (5) используется также и при обработке подспутниковых волнографических данных [19]. При сопоставлении результатов обработки подспутниковых волнографических данных и спектров, восстановленных по спутниковым изображениям, необходимо принимать во внимание, что первые гармоники в спектрах этих изображений отсутствуют ввиду инвариантности отображения на оптических изображениях волн, направленных в противоположенных направлениях, т.е. $a_1 = b_1 = 0$. В то же время для волнографических данных параметры a_1, b_1 отличаются от нуля.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для апробации предложенного метода использовались результаты комплексного эксперимента, который проводился в сентябре 2021 г. в акватории Черного моря [19]. В ходе проведения этого эксперимента 20 сентября 2021 г. была выполнена спутниковая съемка исследуемой акватории с высоким пространственным разрешением (около 1 м).

Подспутниковые измерения выполнялись с Черноморской исследовательской платформы Морского гидрофизического института РАН, которая располагается примерно в 500 м от берега [18, 20, 23]. Подспутниковые измерения включали: регистрацию волн с помощью решетки из шести струнных волнографов [20, 22, 25]; регистрацию метеопараметров (скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, температура воды в верхнем слое моря); видеорегистрацию морской поверхности для оценки вектора скорости течения в приповерхностном слое воды [19, 24].

В момент пролета спутника скорость юго-западного ветра составляла 8.34 м/с, а высота волн — 0.61 м. В промежуток времени 8:00–9:00 LT, охватывающий момент пролета спутника, ветер был

стабильным и его скорость сохранялась на том же уровне. При этом во время эксперимента происходила эволюция волнового поля (высота волн возрастала с 0.5 м до 0.65 м) при стабильной скорости ветра [19].

Обработка подспутниковых данных проводилась по методикам, описанным в [19].

Рисунок 2 демонстрирует сглаженные угловые распределения энергии морских волн, полученные с помощью представления (5), на основании данных контактных измерений, выполненных с помощью решетки струнных волнографов (рис. 2 а), а также с использованием спектров волнения, восстановленных по фрагментам размером 512×512 пикселей спутникового изображения, полученного вблизи морской платформы (рис. 2 б). Угловая функция была визуализирована в координатах $(k \cos \phi, k \sin \phi)$, где угол ϕ — направление распространения волны. Такое представление дает наглядную информацию об угловом распределении энергии морских волн.

Для более детального анализа соответствия результатов дистанционных и контактных измерений угловых распределений энергии было проведено их сопоставление для волн различных длин Λ от 2.6 до 28.4 м. Результаты такого сопоставления приведены на рис. 3, где представлены одномерные разрезы угловых распределений, приведенных на рис. 2, для различных длин волн. Разрезы, восстановленные по спектрам фрагментов спутникового изображения и аппроксимированные по формуле (4), показаны красными линиями, а разрезы, измеренные по данным струнных волнографов показаны синими линиями.

По осям координат на рис. 3 отложены: ϕ — волновой азимут; $D = D_a(k, \phi)$ — угловое распределение, вычисленное по формуле (5) при $k = 2\pi/\Lambda$.

Для численного сравнения угловых распределений, полученных при обработке контактных данных и восстановленных по фрагментам спутникового изображения, полученного вблизи морской платформы, использовалась величина среднего модуля относительной ошибки [19]

$$M(\Psi_c, \Psi_N) = E[|1 - \Psi_N/\Psi_c|], \quad (6)$$

где Ψ_c, Ψ_N — сравниваемые спектры, полученные по результатам контактных и дистанционных измерений, $E[.]$ — оператор математического ожидания.

Для анализируемого диапазона длин волн (от 2.6 до 30 м) величина среднего модуля относительной ошибки составила $M = 0.3$. Эта величина близка к результатам работы [19], где было проведено сравнение одномерных интегральных спектров для исследуемого диапазона длин волн и получены значения M , изменяющиеся от 0.2 до 0.4 на различных расстояниях от платформы.

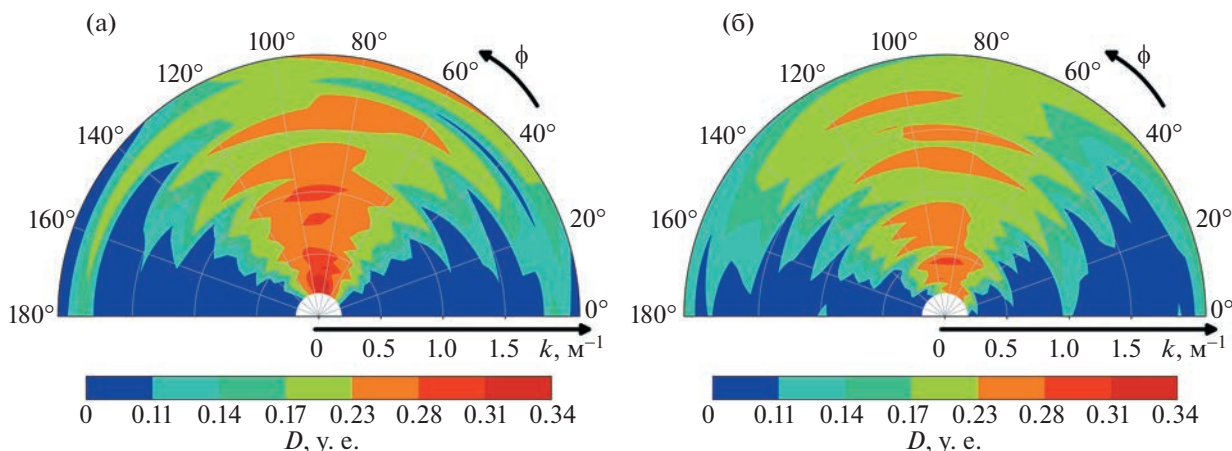


Рис. 2. Сглаженные угловые распределения энергии морских волн, измеренные различными методами: (а) по данным решетки струнных волнографов; (б) с использованием спектра волнения, восстановленного по спутниковому изображению.

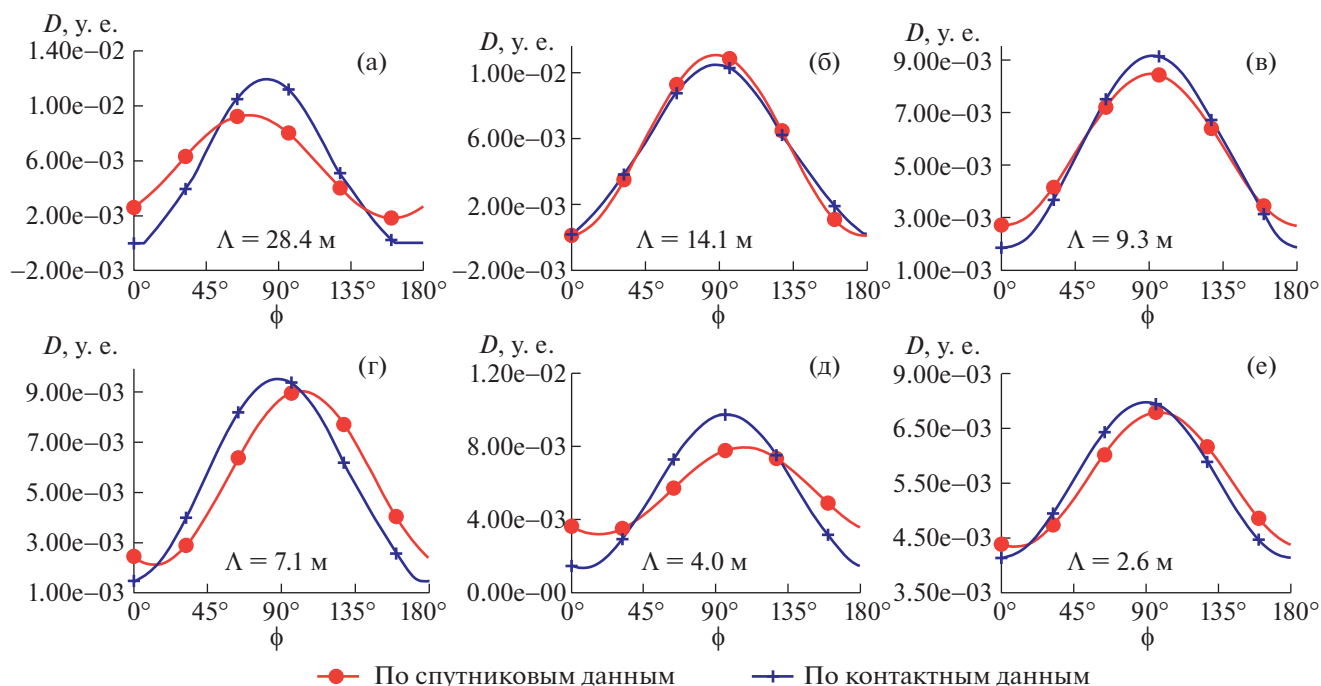


Рис. 3. Угловые распределения энергии волн различной длины, оцененные различными методами: распределения, восстановленные по спектрам фрагментов спутникового изображения и аппроксимированные по формуле (5) (красные линии); распределения, оцененные по данным решетки струнных волнографов (синие линии) при различных длинах волн Λ : а) $\Lambda = 28.4$ м, б) $\Lambda = 14.1$ м, в) $\Lambda = 9.3$ м, г) $\Lambda = 7.1$ м, д) $\Lambda = 4.0$ м, е) $\Lambda = 2.6$ м.

Предложенное развитие метода восстановления спектров морского волнения по спектрам спутниковых изображений может использоваться для мониторинга аномальных процессов и явлений в океане. В качестве примера приведем результаты исследований аномалии, вызванной глубинным стоком в акваторию бухты Мамала, описанные в работах [1, 2, 4, 5].

На рис. 4 а показана приведенная в работе [1] панорама аномальных участков морской поверхности, связанных с воздействием турбулентных струй, вызванных стоком через заглубленное сбросовое устройство. Аномальные участки морской поверхности (размером 1.33×1.33 км²) выделялись по появлению дополнительных узких (среднее уширение $\Delta\bar{\Lambda} \sim 4$ м) спектральных гар-

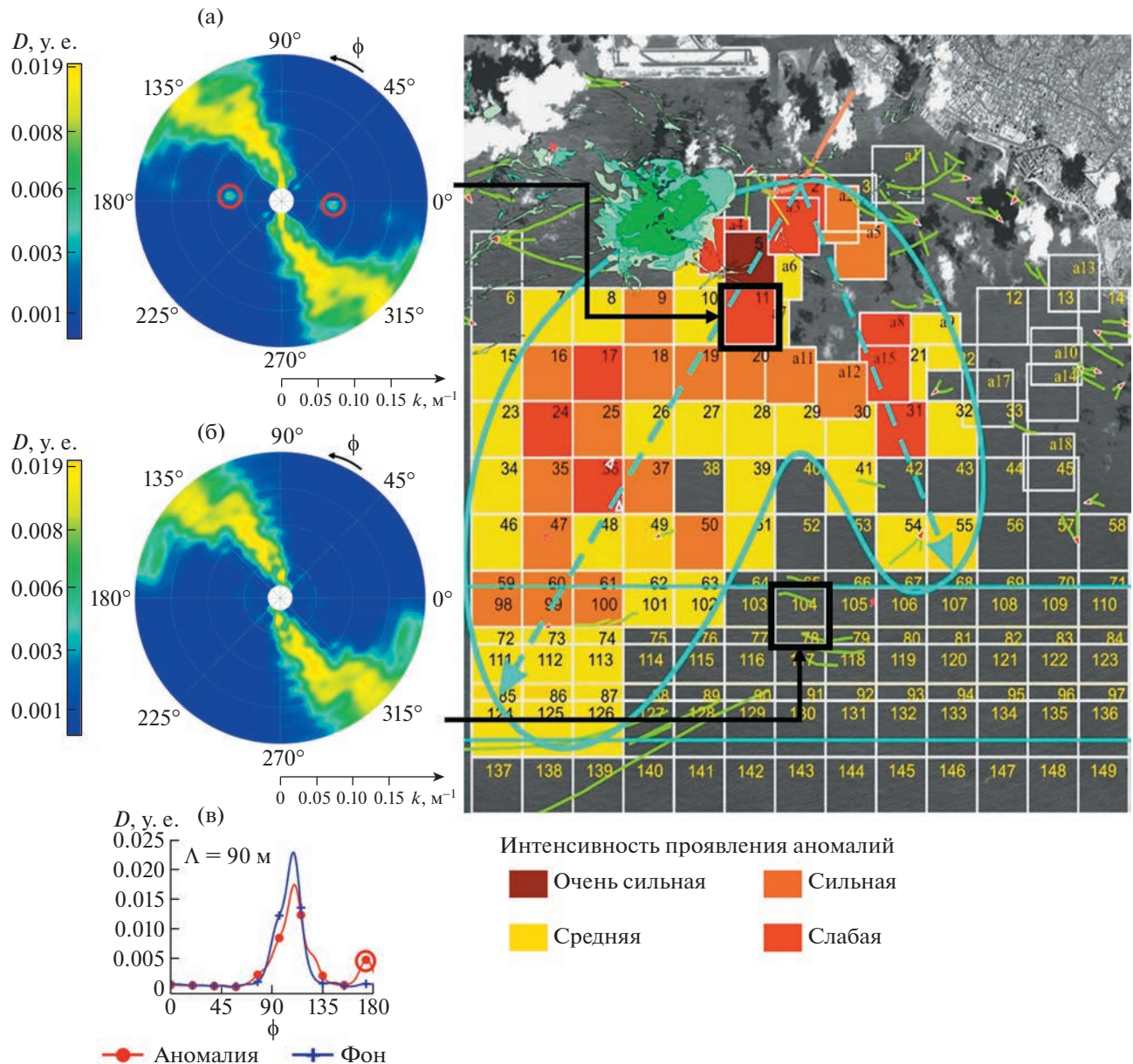


Рис. 4. Результаты исследования углового распределения энергии волн в области аномалий, вызванных глубинным сбросом: а) панорама аномальных участков морской поверхности, выделенных по пространственным спектрам фрагментов спутникового изображения [1]; (б, в) угловые распределения энергии волнения, полученные по спектрам морских волн, восстановленным по спектрам аномального и фонового фрагментов спутникового изображения; (г) сравнение фонового и аномального углового распределений энергии морских волн с длиной 90 м, полученным по спектрам волнения, восстановленным для аномального фрагмента № 11 (кривые красного цвета) и для фонового фрагмента № 104 (кривые синего цвета) спутникового изображения.

моник в двумерных пространственных спектрах фрагментов спутникового изображения высокого пространственного разрешения. Средний пространственный период для этих спектральных компонент составлял величину $\bar{\Lambda} = 90$ м.

Эти спектральные гармоники удовлетворяют условию [1]: $\Delta\lambda \ll \Lambda$, где Λ – пространственный период для этих узких спектральных гармоник.

Такие спектральные гармоники можно назвать “квазимонохроматическими”. Эти “квазимонохроматические” спектральные гармоники вызваны поверхностными проявлениями возмущений, связанных с внутренними волнами, генерируемыми турбулентными струями глубинных стоков [1]. Подобных спектральных гармоник нет в фоновых спектрах. Такие эффекты подробно описаны в работе [1].

На рис. 4 а различными цветами отмечены фрагменты спутникового изображения, соответствующего участкам морской поверхности размерами $1.33 \times 1.33 \text{ км}^2$, с различной интенсивностью проявления аномалий, выделенных по спектрам фрагментов космического изображения [1].

На рис. 4 б в качестве примера показано угловое распределение энергии морских волн, полученное по двумерному спектру волнения, восстановленному с использованием предложенного метода, для фрагмента № 11 спутникового изображения, расположенного юго-западнее диффузора сбросового устройства в области поверхностного проявления аномалии морской поверхности, вызванной заглубленным стоком. В полученном угловом распределении энергии отчетливо различимы “квазимонохроматические” волновые компоненты с пространственным периодом 90, генерируемые внутренними волнами, обусловленными воздействием турбулентных струй глубинного стока [1]. Эти “квазимонохроматические” спектральные компоненты выделены на рис. 4 б красными кружками.

Для сравнения на рис. 4 в показано угловое распределение энергии, полученное аналогичным методом для фонового участка акватории (фрагмент 104), расположенного на расстоянии около 13 км к югу от диффузора. На этом рисунке не проявляются спектральные компоненты, подобные приведенным на рис. 4 б, которые соответствуют аномальному участку морской поверхности.

Участки поверхности, для которых были получены угловые распределения, отмечены на рис. 4 а черными квадратами.

На рис. 4 г для сравнения приведены угловые распределения энергии морских волн с длиной 90 м для направлений 0–180°, полученные по спектрам волнения, восстановленным с использованием развитого метода, для аномального № 11 (кривая красного цвета) и для фонового № 104 (кривая синего цвета) фрагментов спутникового изображения исследуемой акватории. На угловом распределении энергии волн, полученном на аномальном участке акватории (красная кривая), наблюдается отчетливый локальный максимум в направлении ~170 градусов, который выделен красным кружком.

В угловом распределении энергии волн, полученных на фоновом участке акватории (синяя кривая), отмеченные локальные максимумы отсутствуют.

Эти результаты соответствуют результатам пространственной спектральной обработки космических изображений высокого пространственного разрешения, приведенных в работе [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенное развитие метода дистанционного измерения двумерных пространственных спектров ветрового волнения по спутниковым изображениям высокого пространственного разрешения (~1 м) позволяет получать оценки углового распределения энергии морских волн даже при наличии ограничения углового сектора и дефицита спектральных данных вследствие однопозиционного характера спутниковой съемки. Такие оценки, основанные на дистанционных измерениях, представляют несомненный практический интерес.

Угловые распределения волн, восстановленные в настоящей работе по двумерным пространственным спектрам спутниковых изображений, согласуются с результатами контактных измерений струнными волнографами. При этом величина среднего модуля относительной ошибки составила около 0.3 для диапазона длин волн от 2.6 до 30 м.

На основании результатов обработки спутниковых данных, полученных в области воздействия на поверхность внутренних волн, создаваемых турбулентными струями, вызванными глубинными стоками, продемонстрирована возможность использования предложенного метода для исследования и мониторинга аномалий, возникающих на морской поверхности и в приповерхностных слоях морей и океанов, проявляющихся в изменениях спектров волнения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2020-776.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bondur V.G.* Satellite monitoring and mathematical modelling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // *Waste Water – Evaluation and Management*, 2011. ISBN 978-953-307-233-3. P. 155–180. <https://doi.org/10.5772/16134>. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>.
2. *Bondur V., Tsidilina M.* Features of Formation of Remote Sensing and Sea truth Databases for The Monitoring of Anthropogenic Impact on Ecosystems of Coastal Water Areas // 31st International Symposium on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2005. P. 192–195.
3. *Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Исследования полей течений и загрязнений прибрежных вод на Геленджикском шельфе Черного моря с использованием космических данных // *Исследование Земли из космоса*. 2012. № 4. С. 3–11.

4. Бондур В.Г., Филатов Н.Н., Гребенюк Ю.В., Дологов Ю.С., Здореннов Р.Э., Петров М.П., Цидилина М.Н. Исследования гидрофизических процессов при мониторинге антропогенных воздействий на прибрежные акватории (на примере бухты Мамала, о. Оаху, Гавайи) // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 6. С. 827–846.
5. Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д. Изменчивость внутренних приливов в прибрежной акватории о.Оаху (Гавайи) // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 5. С. 661–671.
6. Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // *Ocean Science*. 2018. V. 14. № 1. P. 87–103. <https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018>
7. Бондур В.Г., Журбас В.М., Гребенюк Ю.В. Математическое моделирование турбулентных струй глубинных стоков в прибрежные акватории // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 6. С. 805–820.
8. Бондур В.Г., Мурынин А.Б. Восстановление пространственных спектров морской поверхности по оптическим изображениям с учетом нелинейной модуляции поля яркости. // *Оптика атмосферы*. 1991. Т. 3. № 4. С. 387–393.
9. Бондур В.Г., Мурынин А.Б. Методы восстановления спектров морского волнения по спектрам аэрокосмических изображений // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 6. С. 3–14. <https://doi.org/10.7868/S0205961415060020>
10. Bondur V., Murynin A. The Approach for Studying Variability of SeaWave Spectra in a Wide Range of Wavelengths from High-Resolution Satellite Optical Imagery // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. 9. 823. <https://doi.org/10.3390/jmse9080823>
11. Бондур В.Г., Дулов В.А., Мурынин А.Б., Юровский Ю.Ю. Исследование спектров морского волнения в широком диапазоне длин волн по спутниковым и контактными данным // *Исследование Земли из космоса*. 2016. № 1–2. С. 7–24. <https://doi.org/10.7868/S0205961416010048>
12. Бондур В.Г., Дулов В.А., Мурынин А.Б., Игнатьев В.Ю. Восстановление спектров морского волнения по спектрам космических изображений в широком диапазоне частот // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52. № 6. С. 716–728. <https://doi.org/10.7868/S0002351516060055>
13. Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Мурынин А.Б. Восстановление спектров морского волнения по космическим изображениям высокого разрешения при различных условиях волнообразования // *Исследование Земли из космоса*. 2020. № 3. С. 45–58. <https://doi.org/10.31857/S0205961420030021>
14. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. Sun glitter imagery of ocean surface waves. Part 1: Directional spectrum retrieval and validation // *J. Geophys. Res. (Oceans)*. 2017. V. 122. № 2. P. 1369–1383. <https://doi.org/10.1002/2016JC012425>
15. Yurovsky Y.Y., Kudryavtsev V.N., Grodsky B., Chapron S.A. Validation of Doppler Scatterometer Concepts using Measurements from the Black Sea Research Platform // *Doppler Oceanography from Space (DOFS)*. 2018. P. 1–9. <https://doi.org/10.1109/DOFS.2018.8587275>
16. Yurovskaya M.V.; Dulov V.A.; Chapron B.; Kudryavtsev V.N. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography // *J. Geophys. Res.* 2013. 118. P. 4380–4394. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20296>
17. Большаков А.М., Бурдюгов В.М., Гродский С.А., Кудрявцев В.Н. Определение спектра энергонесущих поверхностных волн по изображению солнечного блика // *Исследование Земли из космоса*. 1988. № 5. С. 11–18.
18. Dulov V.A., Yurovskaya M.V. Spectral Contrasts of Short Wind Waves in Artificial Slicks from the Sea Surface Photographs. *Physical Oceanography*, [e-journal]. 2021. 28 (3). P. 348–360. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-3-348-360>
19. Bondur V., Dulov V., Kozub V., Murynin A., Yurovskaya M., Yurovsky Y. Validation of the satellite method for measuring spectra of spatially inhomogeneous sea waves // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. 10. 1510. <https://doi.org/10.3390/jmse10101510>
20. Dulov V., Kudryavtsev V., Skiba E. On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model. // *Ocean Modelling*. V. 153, September 2020, 101676. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676>
21. Krogstad H.E. Conventional analysis of wave measurement arrays. In: Hauser D., Kahma K.K., Krogstad H.E., Lehner S., Monbaliu J., Wyatt L.R. (Eds.), *Measuring and Analysing the Directional Spectra of Ocean Waves*. Office for Official Publications of the European Communities, 2005. P. 56–71.
22. Leckler F., Ardhuin F., Peureux C., Benetazzo A., Bergamasco F., Dulov V. Analysis and interpretation of frequency–wavenumber spectra of Young wind waves // *J. Phys. Oceanogr.* 2015. 45. P. 2484–2496. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0237.1>
23. Yurovsky Yu.Yu., Dulov V.A. MEMS-based wave buoy: Towards short wind-wave sensing // *Ocean Engineering*. V. 217. 2020, 108043 (13 p). <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108043>
24. Yurovsky Y.Y., Kudryavtsev V.N., Grodsky B., Chapron S.A. Validation of Doppler Scatterometer Concepts using Measurements from the Black Sea Research Platform // *Doppler Oceanography from Space (DOFS)*, 2018. P. 1–9. <https://doi.org/10.1109/DOFS.2018.8587275>
25. Шокуров М.В., Дулов В.А., Скиба Е.В., Смолов В.Е. Ветровые волны в прибрежной зоне Южного берега Крыма — оценка качества моделирования на основе морских натурных измерений // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 2. С. 230–241.

RETRIEVING ANGULAR DISTRIBUTIONS OF SEA WAVE ENERGY ACCORDING TO SATELLITE IMAGERY SPECTRA

Academician of the RAS **V. G. Bondur^{a,#}, V. A. Dulov^{a,b}, V. A. Kozub^a, A. B. Murynin^{a,c},
M. V. Yurovskaya^{a,b}, and Yu. Yu. Yurovsky^{a,b}**

^a*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation*

^b*Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russian Federation*

^c*Federal Research Center "Informatics and Management", of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

Here we elaborate the method for retrieval of 2D spatial spectra of sea wave elevations using high-resolution satellite imagery. Such an elaboration allows us to assess angular distributions of wind wave energy. The method was validated based on the results of a comprehensive experiment that involved optical satellite imaging of the Black Sea water area and sea truth measurements under controlled conditions using a stationary oceanographic platform. Angular distribution of sea wave energy, retrieved by spatial spectra of satellite image fragments, were compared with the results of measurements of frequency-angular spectra using data from an array of string wave recorders. It has been demonstrated that the results of measurements by remote and in-situ methods are consistent in the range of sea wavelengths from 2.8 to 30 m, and the mean absolute error is 0.3.

Keywords: remote sensing, aerospace monitoring, sea waves, sea wave spectra, satellite imagery, string wave recorders

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 551.46

ИЗУЧЕНИЕ СЕЗОННОЙ И МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХЛОРОФИЛЛА “а” В КАСПИЙСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. С. В. Востоков^{1,*}, И. В. Салинг¹, А. С. Востокова¹, А. А. Гаджиев²,
Е. Н. Лобачев³, Бехруз Абтахи⁴, Мехди Г. Шозаи⁵

Представлено академиком РАН Л. И. Лобковским 22.08.2022 г.

Поступило 22.08.2022 г.

После доработки 09.11.2022 г.

Принято к публикации 14.11.2022 г.

На основе данных сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua изучены закономерности сезонной и многолетней изменчивости хлорофилла “а” как показателя развития фитопланктона в Каспийском море. Для расчета концентраций хлорофилла “а” (ХЛ) использован региональный алгоритм, разработанный для Каспийского моря с использованием массива контактных измерений в разные сезоны года. Построены карты среднемесячных значений хлорофилла за период спутниковых наблюдений с 1998 по 2021 г. и диаграммы сезонной изменчивости ХЛ для Северного, Среднего и Южного Каспия. Изучена среднеклиматическая изменчивость концентраций хлорофилла за двадцатилетний период спутниковых наблюдений. Отмечены значительные различия в сезонной изменчивости фитопланктона в Северном, Среднем и Южном Каспии. Изучены закономерности пространственной динамики ХЛ на акватории Каспия, обусловленные циклом сезонного развития фитопланктона, выделены годы с существенными отклонениями сезонной динамики ХЛ от среднеклиматической.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, хлорофилл, сезонная изменчивость, фитопланктон, Каспийское море

DOI: 10.31857/S2686739722602770, **EDN:** TJLHHJ

ВВЕДЕНИЕ

Каспийское море — это высокопродуктивный водоем, обладающий уникальными биологическими ресурсами. В современный период в экосистеме Каспийского моря происходят структурные деформации, обусловленные как глобальными изменениями климата, так и антропогенными факторами [1, 2]. Экосистема Каспийского моря испытывает значительную антропогенную нагрузку, связанную с различными формами загрязнения, в том числе биологического [3–9]. Фитопланктон, как первичное продукционное звено, является наиболее чувствительным и уяз-

вимым компонентом морской экосистемы. Некоторые исследования свидетельствуют о поступательной эвтрофикации Каспийского моря [10]. Последние десятилетия исследования динамики хлорофилла (ХЛ) и фитопланктона в Каспийском море носили фрагментарный характер, а в последние годы практически не проводились. Предшествующие дистанционные исследования [10–12] за редким исключением [13, 14] проводились без верификации данных. Применение спутниковых данных позволяет восполнить существующие пробелы в изучении сезонной и многолетней динамики фитопланктона в различных районах моря. Использование сравнительного материала [15–17] позволит изучить влияние климатических факторов на динамику хлорофилла в Каспийском море и оценить закономерности развития фитопланктона в современный период.

ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ

Цель работы — изучение наиболее общих закономерностей сезонной и многолетней изменчивости хлорофилла как показателя развития фитопланктона в Каспийском море на основе данных сканеров цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua. Иссле-

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Дагестанский государственный университет, Махачкала, Россия

³Дагестанский федеральный исследовательский центр РАН, Махачкала, Россия

⁴Иранский национальный институт океанографии и атмосферных наук, Тегеран, Иран

⁵Университет Тарбират Модарес, Ноор, Иран

*E-mail: Vostokov_S@mail.ru

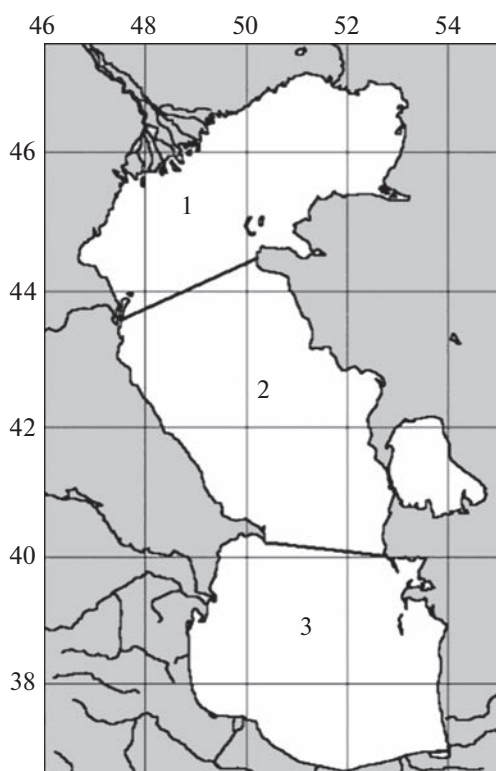


Рис. 1. Субрегионы Каспийского моря. 1 – Северный Каспий, 2 – Средний Каспий, 3 – Южный Каспий.

дование предусматривает решение ряда задач: сбор и систематизация первичных данных сканеров цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua по распределению биооптических и гидрофизических параметров на акватории Каспийского моря за весь период спутниковых наблюдений, верификацию спутниковых данных, расчет концентраций ХЛ по региональному алгоритму. Картографирование результатов, изучение сезонной изменчивости хлорофилла в основных регионах Каспийского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для оценки изменчивости фитопланктона по концентрациям хлорофилла “а” были использованы данные сканеров цвета SeaWiFS (1998–2002 гг.) и MODIS-Aqua (2002–2021 гг.) второго уровня [18] (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Исходные данные позволяют изучать изменчивость полей биооптических характеристик с дискретностью в один день с пространственным разрешением 1 км. Для решения поставленных задач был создан банк биооптических характеристик поверхности моря за период 1998–2021 гг. Для расчета концентраций хлорофилла “а” в поверхностном слое Каспийского моря был использован региональный алгоритм, разработанный в ИО РАН [14]

на основе серии оптических измерений и синхронного определения концентраций хлорофилла “а” в поверхностном слое моря. Измерение концентраций хлорофилла проводили экстракционным методом со спектрофотометрическим окончанием [13, 14], в соответствии с ГОСТ 17.1.4.02-90.

Меридиональное расположение Каспийского моря, особенности батиметрии и влияния речного стока создают большое разнообразие условий среды, влияющих на сезонную и многолетнюю динамику фитопланктона. Традиционно при изучении гидрологических и биологических процессов в Каспийском море принято рассматривать три субрегиона. Разделение акватории на Северный, Средний и Южный Каспий (рис. 1) в целом отражает географическую зональность бассейна и будет использовано для анализа региональных особенностей сезонной динамики хлорофилла.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе выполненных расчетов по данным сканеров цвета были построены карты среднемесячных значений ХЛ, а также диаграммы изменчивости хлорофилла в Северном, Среднем и Южном Каспии за весь период дистанционных наблюдений. Осредненные данные позволяют выделить основные, наиболее устойчивые закономерности сезонной изменчивости хлорофилла, которые определяются сезонной динамикой развития фитопланктона на акватории Каспийского моря. Среднеклиматическое распределение концентраций хлорофилла на акватории моря по месяцам и диаграммы сезонной изменчивости хлорофилла в выделенных субрегионах Каспия показаны на рис. 2, 3.

Анализ данных показывает, что сезонная изменчивость хлорофилла в Северном, Среднем и Южном Каспии в значительной степени различны и имеют пространственные особенности внутри каждого выделенного субрегиона.

СЕВЕРНЫЙ КАСПИЙ

В Северном Каспии в течение всего года наблюдается зона экстремально высоких концентраций хлорофилла ($2\text{--}8\text{ мг/м}^3$), которая формируется на северо-западе региона. От лета к осени область высокого содержания ХЛ расширяется на юг по всему периметру зоны речного влияния, а также распространяется в южном направлении вдоль западного побережья Каспия (рис. 2). Характерно, что наибольший уровень концентраций ХЛ приурочен к северо-западной части Северного Каспия, прилегающей к дельте Волги. На востоке субрегиона, находящегося под влиянием стока Урала, во все сезоны года концентрации хлорофилла существенно ниже ($0.7\text{--}4.0\text{ мг/м}^3$). Зона максимальных концентраций располагается

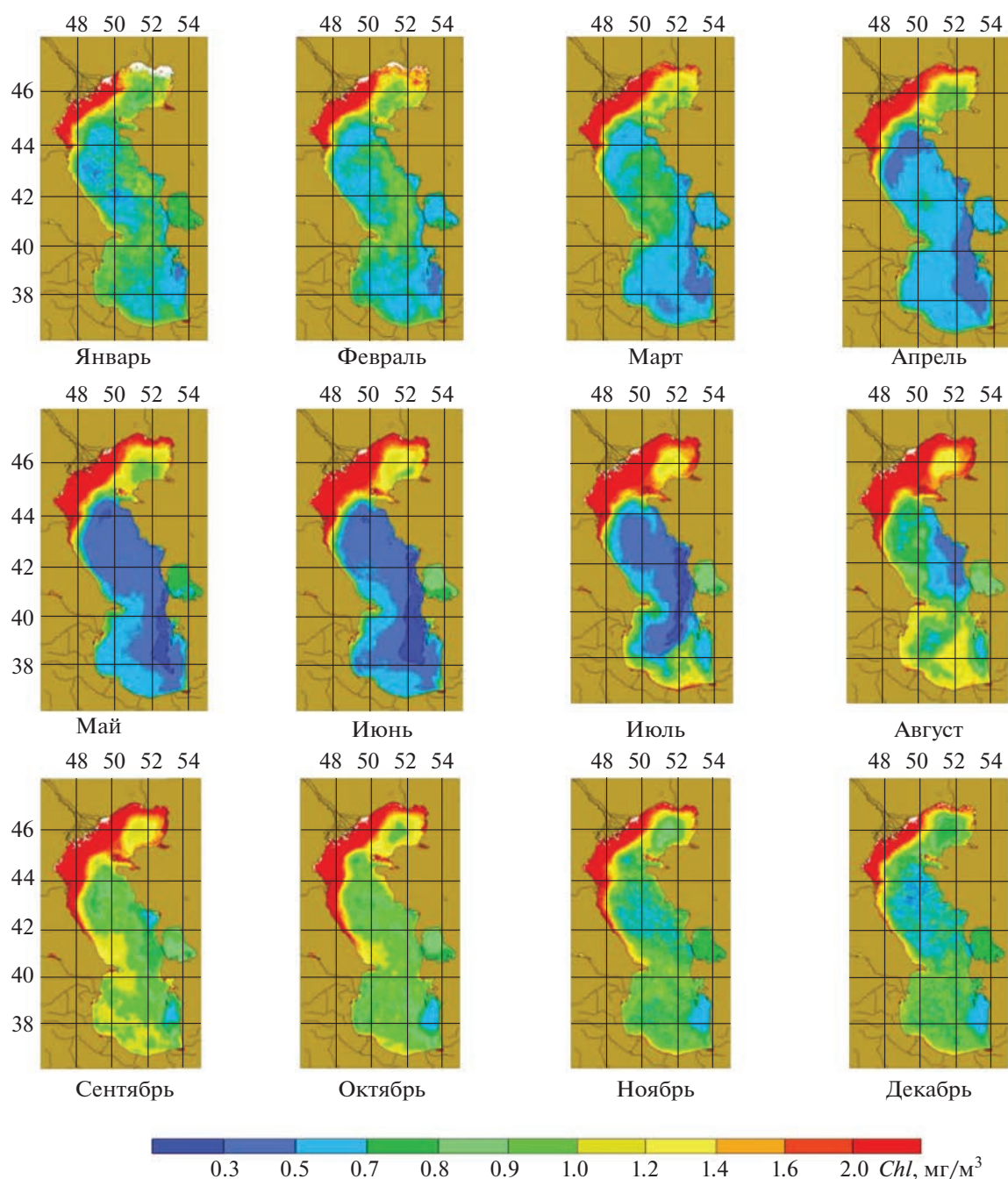


Рис. 2. “Среднеклиматическое” распределение концентрации хлорофилла в водах Каспийского моря за период 1998–2021 гг.

здесь в мелководной зоне по периметру акватории. В целом для Северного Каспия наибольшая площадь зоны высоких концентраций ХЛ ($>2 \text{ мг/м}^3$) отмечается в июле–августе. Таким образом, в северной части Каспия наиболее продуктивным является теплый период года. Возрастание концентраций происходит синхронно с ростом температуры, а летний пик развития фитопланктона формируется в период наиболь-

шего прогрева поверхностного слоя (рис. 3). Причиной может быть постоянное поступление органического вещества и биогенных элементов с речными водами, создающее условия для бурного развития фитопланктона. По-видимому, преобладание сине-зеленых водорослей в фитопланктоне мелководной зоны определяет специфику сезонного развития фитоценоза в Северном Каспии. В условиях стабилизации и прогрева водной

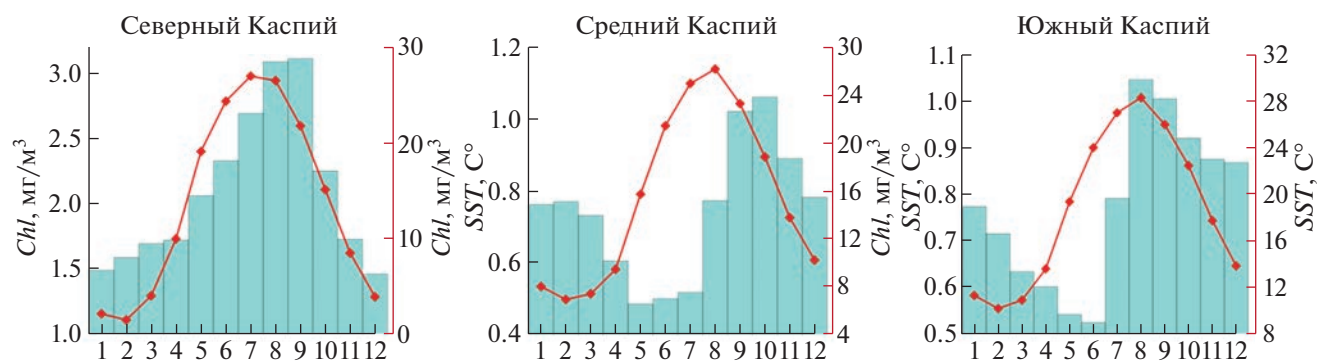


Рис. 3. Среднемесячные величины концентрации хлорофилла “а” (мг/м^3) и температуры $^{\circ}\text{C}$ (красная линия) в Каспийском море (средние значения за период с 1998 по 2021 г.).

толщи в летний период создаются благоприятные условия для бурного развития сине-зеленых, для которых высокая температура является стимулирующим фактором.

Дополнительным источником биогенных элементов, поддерживающим высокий уровень развития фитопланктона в летний период, может также служить бактериальная минерализация органического вещества морской воды и осадков, интенсивность которой также зависит от температуры.

В холодный период с декабря по март концентрации хлорофилла, отражающие уровень развития фитопланктона в Северном Каспии, минимальны для субрегиона. Относительно низкая продуктивность в зимний период (см. рис. 2), помимо температурных условий, во многом связана с активным штормовым перемешиванием и заморзанием большей части Северного Каспия.

СРЕДНИЙ КАСПИЙ

Воды Среднего Каспия вовлечены в циркуляцию Дербентского циклонического круговорота. Средний Каспий в целом менее продуктивный район по сравнению с Северным и Южным регионами. Содержание хлорофилла изменяется здесь в пределах $0.25\text{--}1.0\text{ мг/м}^3$, редко превышая 2.0 мг/м^3 . Наибольшая по площади часть субрегиона представлена глубоководными районами, расположенными над Дербентской котловиной. По спутниковым данным в глубоководных районах концентрации хлорофилла возрастают от августа к октябрю и достигают пиковых значений в сентябре–октябре в период ослабления инсоляции и начала активного ветрового перемешивания. В пространственном аспекте зона вегетации фитопланктона распространяется на акватории Среднего Каспия от лета к осени с запада на восток (см. рис. 2). При этом за двадцатилетний период в Среднем Каспии неоднократно наблюдались зимние цветения фитопланктона, что отразилось на

картах среднеклиматической изменчивости ХЛ (см. рис. 2). Некоторые из зимне-весенних цветений, наблюдаемых в Среднем Каспии, например в 2012 (рис. 4), по уровню концентраций ХЛ были сопоставимы с осенними пиками развития фитопланктона. Для годовой сукцессии фитопланктона в поверхностном слое Среднего Каспия, особенно в глубоководной части субрегиона, характерен период летней стагнации, который продолжается с мая по июль и отражается в минимальных концентрациях ХЛ, рассчитанных по данным дистанционного зондирования (см. рис. 3). Западная часть Среднего Каспия, особенно ее прибрежная зона, отличается более высокой продуктивностью и более высокими концентрациями ХЛ по сравнению с глубоководной частью акватории в течение всего года. В наибольшей степени это проявляется с августа по ноябрь, когда вдоль всего западного побережья с севера на юг простирается зона высоких концентраций ХЛ ($1.0\text{--}2.0\text{ мг/м}^3$), которая достигает Южного Каспия. При этом прибрежная зона на западе Среднего Каспия сохраняет основные черты сезонной изменчивости хлорофилла и развития фитопланктона, характерные для глубоководной зоны. Характерной чертой пространственной изменчивости фитопланктона в Среднем Каспии является образование зоны аномально низких концентраций ХЛ в летний период в восточной части моря (см. рис. 2). Одной из причин данной аномалии является активный сезонный апвеллинг, формирующийся вдоль восточного побережья моря [19].

Причины данного аномального явления до конца не выяснены и требуют дополнительных гидробиологических и гидрохимических исследований. В зоне интенсивного западного апвеллинга происходит замещение вод поверхностного слоя холодными глубинными водами, обедненными фитопланктоном. Высокая турбулентность в районах подъема вод может препятствовать фиксации клеток в зоне светового оптимума. Аномально низкая температура поднимающихся

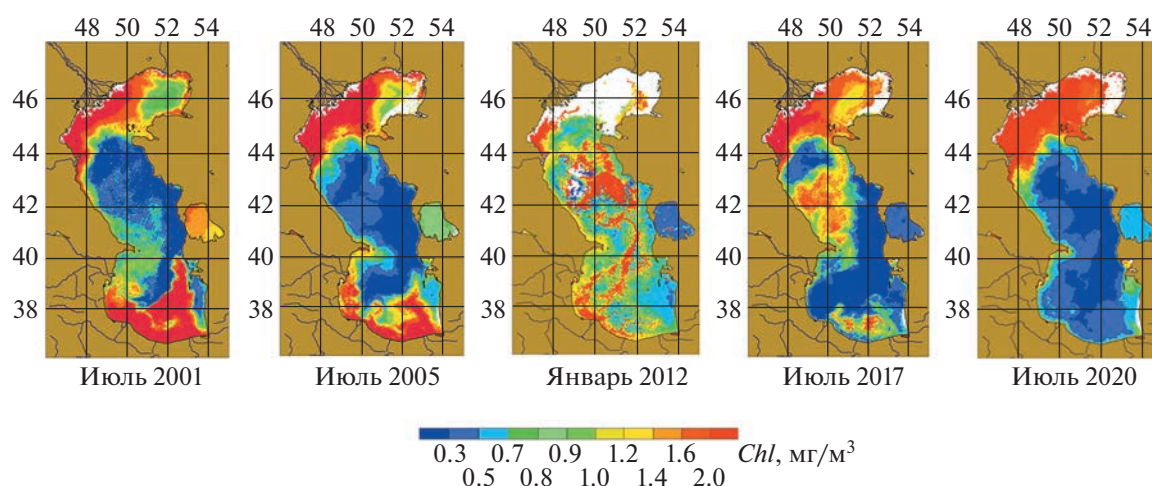


Рис. 4. Аномальное развитие фитопланктона в Каспийском море по данным MODIS.

глубинных вод также является фактором, ограничивающим развитие фитопланктона, адаптированного к летним условиям. Кроме того, фитопланктон в районе апвеллинга может развиваться в глубинных слоях в зоне термоклина и не фиксироваться дистанционными методами исследований, о чем свидетельствуют немногочисленные натурные наблюдения в летний период [9]. Об интенсивности апвеллинга можно судить по падению температуры поверхностного слоя в период наибольшего развития апвеллинга (май–июль) более чем на 10 градусов. Воды апвеллинга включаются в общую циклоническую циркуляцию Среднего Каспия и влияют на характеристики водных масс региона. Данная гидрологическая ситуация, по-видимому, негативно влияет на развитие фитопланктона в поверхностном слое на востоке Среднего Каспия. В результате полоса низких концентраций ХЛ ($0.2\text{--}0.4\text{ мг/м}^3$) в некоторые годы простирается с востока на запад до середины акватории Среднего Каспия и захватывает значительную часть субрегиона.

ЮЖНЫЙ КАСПИЙ

Для экосистемы Южного Каспия характерно наибольшее развитие фитопланктона в августе–сентябре, что соответствует наибольшему прогреву поверхностного слоя. Концентрации хлорофилла в летний период достигают $1.0\text{--}2.0\text{ мг/м}^3$ (см. рис. 2, 3). При этом западная и южная часть субрегиона отличаются более высокими продукционными показателями в течение года. В южном субрегионе с апреля по июнь, как и в Среднем Каспии, наблюдается период снижения количественного развития фитопланктона в поверхностном слое. В начале лета на развитие фитопланктона также влияет интенсивный апвеллинг, формирующийся вдоль восточного побережья

моря. В результате на юго-востоке субрегиона, как и в Среднем Каспии, в период наибольшего развития апвеллинга (май, июнь) наблюдаются минимальные концентрации хлорофилла. При этом за двадцатилетний период на юге Каспия наблюдался ряд аномальных летних цветений фитопланктона (рис. 4), в том числе сине-зеленых водорослей (2005 г.).

В холодный период года от зимы к весне концентрации хлорофилла в Южном Каспии, как правило, снижаются до значений 0.6 мг/м^3 . При этом в осенне-зимний период на юге Каспия сохраняется достаточно высокий уровень концентраций хлорофилла, что связано с периодической зимней вегетацией фитопланктона в ноябре–декабре. Анализ многолетних данных показывает, что за двадцатилетний период наблюдений в южном субрегионе, как и в Среднем Каспии, наблюдались зимние цветения, соизмеримые по уровню концентраций ХЛ с летними пиками развития фитопланктона.

В Среднем Каспии зимние цветения более выражены в декабре–марте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изучены наиболее общие закономерности сезонной изменчивости хлорофилла в поверхностном слое Каспийского моря. Выявлены различия в режиме сезонной изменчивости хлорофилла в Северном, Среднем и Южном, которые определяются особенностями развития фитопланктона в субрегионах. Для северного Каспия характерно поступательное возрастание концентраций хлорофилла с увеличением температуры моря до максимальных значений в августе–сентябре. В Среднем и Южном Каспии отмечаются основной летне-осенний пик вегетации с

максимальными концентрациями ХЛ, вторичный пик развития фитопланктона в зимний период и летнее снижение концентраций в мае–июле. При этом максимум концентраций ХЛ в Среднем Каспии достигается на спаде летней температуры, а в Южном в период максимального прогрева поверхностного слоя.

В отдельные годы зафиксированы значительные отклонения в изменчивости ХЛ и фитопланктона от среднелиматической. Среди них главную роль играют летние цветения в Южном Каспии, зимние цветения фитопланктона в Среднем и Южном Каспии, а также развитие фитопланктона в зонах западного (июль 2017 г.) и восточного апвеллингов (рис. 4).

Зимние цветения диатомовых являются характерной чертой сезонной сукцессии фитопланктона в Черном море, которое находится в том же климатическом поясе, что и Каспийский регион. Разрушение сезонного термоклина в период зимней конвекции, которое приводит к обогащению поверхностного слоя биогенными элементами, — одна из основных причин активной вегетации фитопланктона в холодный период [15, 20]. При этом в отличие от Черного моря при наличии зимней конвекции зимние цветения в Каспии наблюдаются нерегулярно. Данные аномальные явления необходимо изучить более подробно с привлечением данных натурных наблюдений за состоянием сообществ фитопланктона в зимний период. На данном этапе исследований можно констатировать, что наиболее масштабное зимнее цветение фитопланктона, захватившее в 2012 г. акватории Среднего и Южного Каспия, развивалось в условиях минимальных за двадцатилетний период температур. Особого внимания также требует выяснение гидрометеорологических условий инициации летних цветений и причин разнонаправленного воздействия восточного и западного апвеллингов Каспийского моря на продукционные показатели фитопланктона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Д.И. Глуховцу за полезное обсуждение результатов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме госзадания № FMWE-2021-0004, финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 20-35-90125, № 20-54-56053 и гранта ННФИ № 99003103.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Серых И.В., Лебедев С.А. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Каспийского моря (1980–

2020) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 277–291.

2. Иванов А.Ю., Востоков С.В., Ермошкин И.С. Картографирование пленочных загрязнений морской поверхности по данным космической радиолокации (на примере Каспийского моря) // Океанология 2004. № 4. С. 82–92.
3. Татаринцева Т.А., Ардабьева Ф.Г., Терлецкая О.В., Тиненкова Д.Х., Малиновская Л.В., Тарасова Л.И., Петренко Е.Л. Среднеземноморские вселенцы в планктоне и донной фауне Каспийского моря / Виды-вселенцы в европейских морях России. Сб. научн. тр. ММБИ. Апатиты 2000. С. 169–183.
4. Востоков С.В., Ушивцев В.Б., Лисицын Б.Е., Соловьев Д.М. Летнее состояние популяции гребневика *Mnemiopsis leidyi* — вселенца в Каспийском море и его связь с условиями среды обитания // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 101–109.
5. Востоков С.В., Гаджиев А.А., Востокова А.С., Рабазанов Н.И. Гребневик *Beroe cf. ovata* в Каспийском море. Начало нового этапа эволюции Каспийской экосистемы? // Юг России: экология, развитие. 2020. № 4. С. 21–35.
6. Pautova L.A., Kravchishina M.D., Silkin V.A., Lisitzin A.P. The phenomenon of bloom development of the invasive potentially toxic dinoflagellate *Gonyaulax polygramma* in deep water areas of the Caspian Sea // Doklady Earth Sciences. 2017. 474 (2). P. 657–661. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17060071>
7. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В., Зернова В.В., Силкин В.А. Особенности вертикальной структуры летнего фитопланктона глубоководных районов Каспийского моря // ДАН. 2015. № 4. С. 479.
8. Татаринцева Т.А. Нахождение нового в Каспийском море вида *Nitzschia seriata* Cleve (Bacillariophyta) // Биологические науки. 1992. № 6. С. 55–77.
9. Востоков С.В., Паутова Л.А., Салинг И.В., Востокова А.С., Устарбекова Д.А., Лобачев Е.Н., Абтахи Б., Шозаи М.Г. Фитопланктон Среднего Каспия: анализ изменений структуры сообщества за последние десятилетия // Юг России: экология, развитие. 2022. Т. 17. № 3. С. 112–124. <https://doi.org/10.18470/1992-1098-2022-3-112-124>
10. Modabberi A., Noori R., Madani K., Houshang A., Ali E., Mehr D., Hooshyaripor F., Kløve B. Caspian Sea is eutrophying: the alarming message of satellite data // Environ. Res. Lett. 2020. 15. 124047.
11. Nezlin N.P. Patterns of Seasonal and Interannual Variability of Remotely Sensed Chlorophyll The Caspian Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry Kostianoy A.G and Kosarev A.N (Berlin: Springer). 2005. P. 143–157.

12. Гусейнова Н.О., Багомаев А.А., Ахмедова Л.Ш., Курамагомедов Б.М. Изучение апвеллинга по содержанию хлорофилла “а” в фитопланктоне западного Каспия за 2017 г. по данным дистанционного зондирования // Юг России: экология, развитие. 2021. Т. 16. № 4. С. 159–172.
<https://doi.org/10.18470/1992-1098-2021-4-159-172>
13. Moradi M. Comparison of the efficacy of MODIS and MERIS data for detecting cyanobacterial blooms in the southern Caspian Sea // Mar. Poll. Bull. 2014. 87 (1–2), P. 311–322.
14. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. // Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. М.: ООО “ВАШ ФОРМАТ”, 2018. 140 с.
15. Востоков С.В., Лобковский Л.И., Востокова А.С., Соловьев Д.М. Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Черном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла а” // Доклады РАН. Науки о Земле. 2019. № 1. С. 99–103.
16. Востокова А.С., Лобковский Л.И., Востоков С.В. Аномальные явления в развитии фитопланктона Черного моря, зафиксированные методами дистанционного зондирования // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 69–73.
17. Vostokov S.V., Vostokova A.S., Vazyulya S.V. Seasonal and Long-Term Variability of Coccolithophores in the Black Sea According to Remote Sensing Data and the Results of Field Investigations // J. Mar. Sci. Eng. 2022. 10. 97.
<https://doi.org/10.3390/jmse10010097>
18. OceanColorWeb. URL:<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>
19. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Шеремет Н.А. Структура апвеллинга у западного побережья Среднего Каспия (по спутниковым наблюдениям) // Исследование Земли из космоса. 2005. № 4. С. 76–85.
20. Silkin V.A., Pautova L.A., Giordano M., Chasovnikov V.K., Vostokov S.V., Podymov O.I., Pakhomova S.V., Moskalenko L.V. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea // Mar. Pollut. Bull. 2019. 138. P. 274–284.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11.042>

STUDY OF SEASONAL AND LONG-TERM CHLOROPHYLL VARIABILITY IN THE CASPIAN SEA BASED ON REMOTE SENSING DATA

S. V. Vostokov^{a, #}, I. V. Saling^a, A. S. Vostokova^a, A. A. Gadgiev^b, E. N. Lobachev^c, B. Abtahi^d, and M. G. Shojaei^e

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

^bDagestan State University, Makhachkala, Russian Federation

^cCaspian Institute of Biological Resources of the Dagestan Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Russian Federation

^dFaculty of Life Sciences and Biotechnology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

^eFaculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modares University, Noor, Iran

[#]E-mail: Vostokov_S@mail.ru

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy August 22, 2022

The patterns of seasonal and long-term variability of phytoplankton in the Caspian Sea have been studied using SeaWiFS and MODIS-Aqua scanners. Chlorophyll “a” concentration (CHL) in the Caspian Sea were calculated by the regional algorithm developed using an array of in situ measurements in different seasons of the year. Maps of the average monthly CHL values over a twenty-two-year period and seasonal variability diagrams were constructed for the Northern, Middle and Southern Caspian Sea. The features of seasonal variability of phytoplankton are analyzed using CHL data. The fundamental differences were mentioned in seasonal variability of phytoplankton in the Northern, Caspian Middle and Southern Caspian. The regularities of the spatial dynamics of CHL throughout the Sea, resulting from seasonal succession of phytoplankton have been studied. The years with significant deviations of the seasonal dynamics of CHL from the average climatic one was identified.

Keywords: remote sensing, chlorophyll, seasonal variability, phytoplankton, Caspian Sea