## Том 501, номер 1, 2021

### ГЕОЛОГИЯ

Образование основных тектонических структур и магматических провинций Арктики в позднем мелу-кайнозое с позиций субдукционно-конвективной модели ее эволюции	
Л. И. Лобковский, Э. В. Шипилов, Н. О. Сорохтин	5
Петромагнитный портрет девонского разреза о. Столб (дельта р. Лены)	
Д. В. Метелкин, А. И. Чернова, В. А. Верниковский, Н. Э. Михальцов, В. В. Абашев	11
МИНЕРАЛОГИЯ	
Редкие арсенаты РЗЭ черновит-(Y) и гаспарит-(Ce) в Sn–W грейзеновых месторождениях Карадубского рудного поля (Хингано-Олонойский район, Приамурье, Россия)	
Н. В. Гореликова, П. Г. Коростелев, Б. И. Семеняк, В. Г. Гоневчук, В. И. Таскаев, В. А. Рассулов, Н. С. Бортников	18
Вариации химического состава и редкие парагенезисы множественных включений магнезиохромита в алмазах Якутии	
А. М. Логвинова, А. О. Серебрянников, Н. В. Соболев	26
ПЕТРОЛОГИЯ	
Валанжинский умеренно-щелочной магматизм Рассохинского и Арга-Тасского террейнов (северо-восток России)	
С. Н. Сычев, О. Ю. Лебедева, А. К. Худолей, С. Д. Соколов, А. В. Рогов, В. С. Маклашин, П. А. Львов	34
ВУЛКАНОЛОГИЯ	
Строение верхней коры вулкана Камбальный (Южная Камчатка) по результатам шумовой сейсмической томографии	
Н. Н. Беловежец, Я. М. Бережнев, И. Ю. Кулаков, Н. М. Шапиро, И. Ф. Абкадыров, С. Н. Рычагов, Е. И. Гордеев	43
ЛИТОЛОГИЯ	
Позднечетвертичное осадконакопление в высокогорном озере Хикушка (Восточный Саян): роль климатического и вулканического факторов	
П. А. Солотчин, М. И. Кузьмин, Э. П. Солотчина, Е. В. Безрукова, В. Д. Страховенко, А. А. Щетников, А. Н. Жданова	49
ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	

Первые находки ископаемых макроскопических водорослей в опорном разрезе венда южной части Сибирской платформы

С. В. Рудько, А. В. Колесников, М. А. Федонкин

## ГЕОФИЗИКА

Влияние нелинейных процессов на временной лаг между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере	
К. Е. Мурышев, А. В. Елисеев, И. И. Мохов, А. В. Тимажев, М. М. Аржанов, С. Н. Денисов	62
Кластеризация афтершоковой активности подземных взрывов в КНДР	
В. В. Адушкин, И. О. Китов, И. А. Санина	69
Особенности фазовых структур внутренних гравитационных волн от движущихся источников возмущений	
В. В. Булатов, Ю. В. Владимиров, И. Ю. Владимиров, Е. Г. Морозов	73
ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ	
Изменения протяженности снежного покрова в Евразии по спутниковым данным в связи с полушарными и региональными температурными изменениями	
И. И. Мохов, М. Р. Парфенова	78
ГЕОГРАФИЯ	
Влияние ультрадисперсной гуминовой суспензии сапропеля на рост, фотосинтетическую активность и накопление меди горохом ( <i>Pisum sativum</i> L.)	
В. А. Румянцев, Я. В. Пухальский, С. И. Лоскутов, А. С. Митюков, Ю. В. Хомяков, Г. Г. Панова	86
Климатические поля морских течений и ветрового волнения Азовского моря	
Б. В. Дивинский, Р. Д. Косьян, В. В. Фомин	94
Крупномасштабные особенности синхронной изменчивости зимней поверхностной температуры в Баренцевом и Чёрном морях	
А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, В. Л. Посошков, А. Е. Анисимов	108
ГЕОЭКОЛОГИЯ	
Изучение последствий аварийного разлива дизельного топлива в Норильске	
Ю. С. Глязнецова, И. А. Немировская, М. В. Флинт	113

## **CONTENTS**

## Vol. 501, no. 1, 2021

## GEOLOGY

Submersion of the Crust and Formation of the Main Tectonic Structures and Magmatic Provinces of the Arctic in the Late Cretaceous-Cenozoic from the Position of the Subduction-Convective Model of its Evolution	
L. I. Lobkovsky, E. V. Shipilov, and N. O. Sorokhtin	5
The Petromagnetic Portreite of the Devonian Section Stolb Is. (Lena River Delta)	
D. V. Metelkin, A. I. Chernova, V. A. Vernikovsky, N. E. Mikhaltsov, and V. V. Abashev	11
MINERALOGY	
Rare Arsenates of Ree and Y at the Ores of the Greisen Deposit Verkhnee within the Khingan-Olono District (Primorye, Russia)	
N. V. Gorelikova, P. G. Korostelev, B. I. Semenayk, V. G. Gonevchuk, V. I. Taskaev, V. A. Rassulov, and N. S. Bortnikov	18
Compositional Variations and Rare Parageneses of Multiple Magnesiochromite Inclusions in Yakutian Diamonds	
A. M. Logvinova, A. O. Serebryannikov, and N. V. Sobolev	26
PETROLOGY	
Valanginian Subalkaline Magmatism of the Rassokha and Arga-Tas Terranes (North-East Russia)	
S. N. Sychev, O. Yu. Lebedeva, A. K. Khudoley, S. D. Sokolov, A. V. Rogov, V. S. Maklashin, and P. A. Lvov	34
VOLCANOLOGY	
Structure of the Upper Crust Beneath the Kambalny Volcano (South Kamchatka) Revealed from Ambient Noise Tomography	
N. N. Belovezhets, Y. M. Berezhnev, I. Yu. Koulakov, N. M. Shapiro, I. F. Abkadyrov, S. N. Rychagov, and E. I. Gordeev	43
LITHOLOGY	
New Data on Late Quaternary Sedimentation in High-Mountain Khikushka Lake (Eastern Sayan): Role of Climatic and Volcanic Factors	
P. A. Solotchin, M. I. Kuzmin, E. P. Solotchina, E. V. Bezrukova, V. D. Strakhovenko, A. A. Shchetnikov, and A. N. Zhdanova	49
PALEONTOLOGY	
First Finds of Fossil Macroscopic Algae in the Reference Section of the Vendian	

in the South of Siberian Platform

S. V. Rud'ko, A. V. Kolesnikov, and M. A. Fedonkin

## GEOPHYSICS

Influence of Nonlinear Processes on the Time Lag Between Changes in Global Temperature and Carbon Dioxide Content in the Atmosphere	
K. E. Muryshev, A. V. Eliseev, I. I. Mokhov, A. V. Timazhev, M. M. Arzhanov, and S. N. Denisov	62
Clusterization of Aftershock Activity of Underground Explosions in the DPRK	
V. V. Adushkin, I. O. Kitov, and I. A. Sanina	69
Phase Structure Features of Internal Gravity Waves Generated by a Moving Source	
V. V. Bulatov, Yu. V. Vladimirov, I. Yu. Vladimirov, and E. G. Morozov	73
ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS	
Changes in the Snow Cover Extent in Eurasia by Satellite Data in the Relationship with Hemispheric and Regional Temperature Changes	
I. I. Mokhov and M. R. Parfenova	78
GEOGRAPHY	
Influence of Ultradisperse Humic Sapropel Suspension on Growth, Photosynthetic Activity, and Copper Accumulation in Peas ( <i>Pisum sativum</i> L.)	
V. A. Rumyantsev, Ya. V. Puhalsky, S. I. Loskutov, A. S. Mityukov, Yu. V. Khomyakov, and G. G. Panova	86
Climatic Fields of Sea Currents and Wind Waves of the Sea of Azov	
B. V. Divinsky, R. D. Kosyan, and V. V. Fomin	94
Large-Scale Features of Synchronous Variability of Winter Surface Temperature in the Barents and Black Sea	
A. A. Sizov, T. M Bayankin, V. L Pososhkov, and A. E. Anisimov	108
GEOECOLOGY	
Study of Effects of Emergency Diesel Fuel Spill in Norilsk	
Yu. S. Glyaznetsova, I. A. Nemirovskaya, and M. V. Flint	113

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 1, с. 5–10

УДК 551.242.11

## ОБРАЗОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ-КАЙНОЗОЕ С ПОЗИЦИЙ СУБДУКЦИОННО-КОНВЕКТИВНОЙ МОДЕЛИ ЕЕ ЭВОЛЮЦИИ

© 2021 г. Академик РАН Л. И. Лобковский<sup>1,2,\*</sup>, Э. В. Шипилов<sup>3,\*\*</sup>, Н. О. Сорохтин<sup>1</sup>

Поступило 24.06.2021 г. После доработки 30.06.2021 г. Принято к публикации 05.07.2021 г.

В рамках разработанной в последние годы в ИО РАН при участии ГИН РАН и ИНГиГ СО РАН новой геодинамической модели мел-кайнозойской эволюции Арктики, в которой основную роль играет верхнемантийная конвекция, сопряженная с Тихоокеанской зоной субдукции, предлагается механизм погружения земной коры, приводящий к образованию океанических котловин и осадочных бассейнов, а также возникновения крупных магматических провинций в Арктике. Данный механизм связан с установлением более сложного по сравнению с первоначальным вариантом режима верхнемантийной конвекции, который характеризуется, наряду с существованием длинной горизонтально вытянутой конвективной ячейки (создающей эффект конвейерного волочения литосферы), возникновением внутренних изометричным ячеек (создающих эффект верхнемантийных плюмов). Эти изометричные ячейки приводят к образованию магматических провинций, если в условиях растяжения литосферы возникают разломы, обеспечивающие излияния магмы на поверхность. Если геомеханические условия в литосфере препятствуют излиянию магматического вещества, то при остывании находящаяся в подошве утоненной литосферы магматическая линза должна испытывать фазовый переход с появлением тяжелых эклогитовых пород, что и будет приводить к образованию глубоководных котловин и глубоких осадочных бассейнов в Арктике.

*Ключевые слова:* Арктика, Тихоокеанская субдукция, верхнемантийные конвективные ячейки, магматические провинции, фазовые переходы, глубоководные котловины, осадочные бассейны **DOI:** 10.31857/S2686739721110074

В работах [1–4] была изложена новая региональная геодинамическая модель, описывающая на качественном уровне меловую и кайнозойскую эволюцию литосферы Арктики и Северо-Восточной Азии. Модель основана на представлении о существовании горизонтально протяженной конвективной ячейки в верхней мантии, сопряженной с конвейерным механизмом субдукции Тихоокеанской литосферы. Это представление возникло в результате анализа данных по сейсмотомографическому просвечиванию мантии, опубликованных в ряде работ [5, 6] для Северо-Восточной и Восточной Азии с прилегающими окраинными морями северо-западной части Тихого океана. В недавно опубликованных статьях [7, 8] предложенная субдукционно-конвективная модель эволюции Арктики получила независимое подтверждение по результатам геохимических исследований состава базальтов хребта Гаккеля, которые, как и предсказывалось ею, имеют четкий след Тихоокеанской субдукции. В работе [9] был сделан следующий шаг в разработке предложенной геодинамической модели, а именно: выполнено математическое моделирование гидродинамической системы верхнемантийной циркуляции, термомеханически связанной с процессом субдукции, на основе уравнений движения вязкой жидкости. Было построено аналитическое решение залачи и проведены численные расчеты термической конвекции, сопряженной с субдуцированной плитой, движущейся вдоль подошвы верхней мантии в сторону континента. Выполненные исследования подтвердили, что для чисел Рэлея порядка 1000 существует режим горизонтальной однояче-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

 $<sup>^{2}</sup>$ 

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Полярный геофизический институт, Мурманск, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: llobkovsky@ocean.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: shipilov@pgi.ru



Рис. 1. Основные геоструктуры и провинции юрскомелового магматима Арктического региона. 1-3 магматизм: 1 – преимущественно юрско-раннемеловой, 2 – преимущественно ранне-среднемеловой, 3 – преимущественно позднемеловой, 4 – структурные элементы: a – депоцентр бассейнов,  $\delta$  – зоны сдвига; I-V-магматические провинции: I - Баренцевоморская, II - Восточно-Сибирского моря, III - бассейна Свердруп (Канадский Арктический архипелаг), IV хр. Альфа-Менделеева и севера Канадского бассейна, - Северо-Гренландская; 1-15 - геоструктурные элементы: 1 - Канадский бассейн и его спрединговый центр, 2 – бассейн Подводников-Макарова, 3 – Евразийский бассейн со спрединговым центром хр. Гаккеля, 4 – хр. Альфа-Менделеева, 5 – хр. Ломоносова, 6 – хр. Нортвинд, 7 – Чукотско-Канадская зона сдвига (трансформа) и ее возможные продолжения, 8 – Северо-Чукотский прогиб, 9 – прогиб Колвилл, 10 - Хатангско-Ломоносовская зона сдвига, 11 - Шпицбергенско-Северогренландская зона сдвига и ее возможное продолжение, 12 - спрединговый центр хр. Книповича, 13 – арх. Шпицберген, 14 арх. Земля Франца-Иосифа, 15 – о. Исландия.

истой конвекции в протяженном (длиной несколько тысяч километров) верхнемантийном слое, примыкающем к зоне субдукции. Эта конвекция за счет возвратного подлитосферного течения перемещает континентальную литосферу в сторону океана, вызывая миграцию в том же направлении островной дуги. Таким образом, было получено математическое подтверждение предложенного в работах [1–4] механизма растяжения литосферы Арктики, ответственного за обширную область рифтогенеза в Амеразийском и спрединга в Евразийском бассейнах. Кроме того, математическое моделирование показало, что при увеличении значений числа Рэлея горизонтальная одноячеистая структура конвекции осложняется появлением серии изометричных ячеек, восходящие течения которых можно трактовать как верхнемантийные плюмы, приводящие к проявлению магматизма. Последний результат позволяет существенно расширить применение количественной модели эволюции литосферы Арктики, объясняя не только общий характер ее движения и деформаций (рифтогенез, спрединг и т.д.), но и возникновение хорошо известных ареалов проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма, к которым относятся следующие магматические провинции: Баренцевоморская, Свердрупская, северная оконечность Гренландии, архипелаг Де-Лонга, а также Центрально-Арктическая, охватывающая поднятие Альфа-Менделеева, прилегающие сегменты котловин Канадской и Макарова-Подводников, север Чукотского бордерленда и его отроги [10] (рис. 1).

Следует отметить, что разработанная геодинамическая модель была нацелена. главным образом, на объяснение горизонтальных движений литосферы и возникновение магматических ареалов в Арктическом регионе и практически не затрагивала вопросов, связанных с вертикальными движениями коры и литосферы, которые, собственно, и приводят к образованию глубоководных котловин и глубоких осадочных бассейнов, а также определяют морфологически приподнятое положение магматических провинций в Арктике. Чтобы объяснить природу вертикальных движений литосферы, оставаясь в рамках разработанной геодинамической модели, ее эволюции предлагается привлечь тектоно-магматический механизм погружения коры и образования осадочных бассейнов, описанный ранее в работах [11-13]. Суть его заключается в том, что при растяжении и утонении литосферы под ее приподнятой подошвой образуется двухфазная область частично расплавленного астеносферного вещества (астеносферный выступ) с достаточно большой степенью плавления (порядка 3-5%) в силу эффекта декомпрессии и наличия небольшого количества воды в верхней мантии, существенно (на первые сотни градусов) снижающей температуру солидуса пород литосферы [14] (рис. 2а). Наличие воды в верхней мантии Арктического региона в рамках нашей концепции связано с ее поступлением вместе с водосодержащими породами океанской коры через Тихоокеанскую зону субдукции в процессе развития верхнемантийной циркуляции. Из-за вертикальной фильтрации расплава в верхней двухфазной области астеносферного выступа образуется линза расплава базальтового состава, которая в дальнейшем может привести к двум различным геодинамическим ситуациям [11–13] (рис. 2б). Если над линзой в утоненной литосфере возникнут разломы, доходящие до поверхности, то в этом случае произойдет излияние базальтов и



**Рис. 2.** Схема различных вариантов пострифтовой тектоно-магматической эволюции внутриплитной системы литосфера–астеносфера и ее поверхностных проявлений. (а) – рифтовая стадия эволюции – образование астеносферного выступа с фильтрацией магматического расплава; (б) – стадия аккумуляции расплава в верхней части астеносферного выступа и образование магматической линзы; (в) – стадия полного опустошения магматической линзы, сопровождаемая мощным вулканизмом, а также внедрением и кристаллизацией расплава в внутри коры; (г) – стадия фазового превращения магматической линзы в эклогитовую линзу, ее последующего погружения и образования глубокого осадочного бассейна; (д) – стадия частичного опорожнения магматической линзы и фазового превращения оставшейся ее части в эклогиты, сопровождаемая умеренным вулканизмом, относительно небольшим погружением коры и образованием океанической котловины или относительно неглубокого осадочного бассейна. *1* – осадочный чехол. *2* – континентальная кора, *3* – нижнекоровый слой пониженной вязкости, *4* – подкоровая литосфера, *5* – частично расплавленный астеносферный слой мантии, *6* – верхняя мантия, *7* – линза дериватов базальтоидного состава, *8* – эклогиты, *9* – магматические интрузии и вулканизм основного состава, *10* – направление погружения литосферы, *11* – направление течения расплавов, *12* – вектор растяжения континентальной коры.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

#### ЛОБКОВСКИЙ и др.

130-160 млн лет



**Рис. 3.** Геодинамическая эволюция арктического региона в мезозое: (а) – поздняя юра–ранний палеоцен, (б) – средний палеоцен–современность. *1* – осадочный чехол, *2* – кора континентального типа, *3* – кора океанического типа, *4* – подкоровая литосфера, *5* – астеносфера мантии, *6* – верхняя мантия, *7* – продукты дезинтеграции и плавления океанической литосферы, *8* – вулканизм островодужного типа, *9* – трещинный вулканизм платформенного типа, *10* – разрывные нарушения, *11* – векторы направлений воздымания и проседания литосферной плиты, *12* – конвективные течения в мантии, *13* – направление движения океанической литосферы.

образование магматической провинции (рис. 2в). Если такие выволяшие разломы не образуются. то с течением времени при общем охлаждении базальтовая линза должна претерпеть фазовый переход в эклогитовые породы с резким увеличением плотности примерно на 0.5 г/см<sup>3</sup> [15]. В результате появится большая дополнительная сила тяжести, которая приведет к общему погружению коры и образованию либо океанических котловин, либо осадочных бассейнов в зависимости от конкретной геодинамической обстановки (рис. 2г). Возможен и часто встречающийся промежуточный вариант, когда часть расплава поднимается в верхние этажи коры и застывает в виде интрузий, а оставшаяся в подлитосферной линзе часть базальтов превращается в эклогиты, приводя к общему погружению коры [11–13] (рис. 2д). Следует отметить, что описанный механизм, по сути, аналогичен изложенному в работе [16] механизму погружения коры за счет эклогитизации нижней части континентальной коры под действием флюидов из верхней мантии. При этом наша геодинамичесмкая модель дает четкий ответ на вопрос о происхождении воды в верхней мантии, так как в процессе верхнемантийной циркуляции за счет вовлечения в нее субдуцируемой литосферы происходит постоянный приток в мантию воды и флюидов, выделяемых из вещества частично субдуцирумой океанической коры. В принципе, можно представить, что действуют оба механизма эклогитизации и, соответственно, резкого утяжеления литосферы: 1) на нижнем мантийном уровне под утоненной литосферой эклогитизация происходит при остывании магматической линзы основного состава и 2) на верхнем коровом уровне она развивается при проникновении флюидов в нижнюю кору.

Применим описанный механизм, связанный с магматическими линзами, к Арктическому региону, рассматривая упрощенную геодинамическую ситуацию для позднемелового периода эволюции (в интервале 130–60 млн лет) с несколькими конвективными изометричными ячейками в пределах Арктического бассейна, осевые зоны которых расположены под следующими структурами в направлении с запада на восток: Баренцевоморская магматическая провинция, включающая острова Земли Франца Иосифа и Шпицбергена; котловины Макарова и Подводников; поднятие Альфа-Менделеева с обильным базальтоидным магматизмом; Северо-Чукотский осадочный бассейн с глубоко погруженным фундаментом (рис. 3а).

Интенсивность этих конвективных ячеек может меняться во времени, приводя к различным и разновозрастным тектоно-магматическим проявлениям. На осях восходящих потоков каждой ячейки, согласно нашей модели, возникают области существенно расплавленной астеносферной среды, которые венчают магматические линзы базальтового состава. Дальнейшая эволюция этих линз и расположенных над ними структур коры зависит, как было отмечено выше, от возможности и режима переноса магматического расплава в верхние структурные этажи коры. Рассмотрим эти режимы для каждой из четырех ячеек, начиная с Баренцевоморской магматической провинции. В данном случае имело место массированное излияние дериватов базальтового расплава из крупномасштабной магматической линзы в позднемезозойское время, в результате которого возникли высоко стоящие структуры коры в виде островов Земли Франца Иосифа и Шпицбергена. Однако значительная часть базальтовых расплавов осталась под утоненной литосферой и в дальнейшем в процессе остывания и метаморфизма перешла в эклогиты, что способствовало погружению коры и образованию Баренцевоморского осадочного бассейна. Вторая конвективная ячейка расположена под котловинами Макарова и Подводников, и в данном случае вещество крупной магматической линзы, несмотря на условия рифтогенеза, не смогло вылиться на поверхность. При последующем остывании литосферы оно перешло в эклогитовую фацию с большим удельным весом вещества, что привело к погружению коры и образованию этих котловин уже в кайнозойский этап развития (рис. 3б). Третья конвективная ячейка связана с широким поднятием Альфа-Менделеева, которое образовалось вследствие интенсивного излияния покровного базальтового магматизма и полного истощения подлитосферной магматической линзы, что обеспечило относительно высокое изостатическое поднятие рельефа дна (рис. 3а, 3б). Наконец, последняя, самая восточная конвективная ячейка мантии, расположенная под Северо-Чукотским осадочным бассейном, по всей видимости, привела к сильному утонению литосферы в условиях стесненного рифтогенеза (типа "пул-апарт") и образованию значительной по объему магматической линзы в низах литосферы. Эта линза сохранила большую часть своего объема и со временем превратилось в тяжелую эклогитизированную породную ассоциацию при остывании среды,

сформировав очень глубокий осадочный бассейн (рис. 3а, 3б). Отдельного рассмотрения заслуживает кайнозойский этап эволюции Арктики (рис. 3б). Он характеризуется развитием преимущественно одноячеистой структуры верхнемантийной конвекции, при которой восходящая ветвь ячейки приходится на область Евразийского бассейна, раскрывшегося в результате раскола и асимметричного спрединга литосферы, характеризуемого непрерывным излиянием магматической линзы на поверхность и ее постоянной подпиткой снизу поступающим веществом астеносферы (рис. 3б).

Таким образом, предложенная субдукционноконвективная модель эволюции Арктики, дополненная рассмотренным здесь тектоно-магматическим механизмом вертикальных движений коры, позволяет объяснить основные закономерности эволюции литосферы Арктики в позднем мелу—кайнозое и образование присущих ей тектонических структур.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств тем государственного задания № 0128-2021-0004 Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Верниковский В.А. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2011. № 1 (1). С. 104–115.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и прилегающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–30.
- Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20– 38.
- 4. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
- 5. *Zhao D.* Global Tomographic Images of Mantle Plumes and Subducting Slabs: Insight into Deep Earth Dynamics // Phys. Earth Planet. Int. 2004. V. 146. № 1. P. 3–34.

https://doi.org/10.1016/J.Pepi.2003.07.032

6. Zhao D., Tian Y., Ley J., Liu L., Zheng S. Seismic Image and Origin of the Changbai Intraplate Volcano in East

Asia: Role of Big Mantle Wedge above the Stagnant Pacific Slab // Phys. Earth Planet. Int. 2009. V. 173. P. 197–206. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.009

- Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobsen Y., Capitano F., Dich H., Cawood P. An Early Cretaceous Subduction-modified Mantle underneath the Ultraslow Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Science Advances. 2020. 6:eabb4340 https://doi.org/10.1126/sciadv.abb4340
- 8. Yang A., Langmuir C., Cai Y., Goldstein S., Michael P., Chen Z. The Subduction Influence on Ocean Ridge Basalts and its Significant // Research Square. 2021. https://doi.org/10.21203/rs.3rs-132754/v1
- 9. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и Северо-Восточной Азии // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
- Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм Арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления. //Арктика: экология и экономика. 2016. № 2 (22). С. 72–81.

- Лобковский Л.И., Исмаил-Заде А.Т., Наймарк Б.М. и др. Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов // ДАН. 1993. Т. 330. № 2. С. 256–260.
- Lobkovsky L.I., Volozh Yu.A., Cloeting S., et al. Extensional Basins of the Former Soviet Union Structure, Basin Formation Mechanisms and Subsidence History // Tectonophysics. 1996. V. 266. № 1–4. P. 251–285.
- Lobkovsky L.I., Ismail-Zadeh A.N., Krasovsky S.S., et al. Gravity Anomalies and Possible Formation Mechanism of the Dnieper-Donets Basin // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 281–292.
- 14. *Litasov K.D., Shatskiy A.* Carbon-bearing Magmas in the Earth's Deep Interiors. Chapter 2. P. 43–71. In: Magmas under Pressure. Advances in High-pressure Experiments on Structure and Properties of Melts.Ed. by Y. Kono, C. Sanloup. Elsevier. 2018.
- Ringwood A.E., Green D.H. An Experimental Investigation of the Gabbro-eclogite Transformation and Some Geophysical Implications // Tectonophysics. 1966. V. 3. P. 383–427.
- 16. Артюшков Е.В., Поселов В.А. Образование глубоководных впадин в Российском секторе Амеразийского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 680–684.

## SUBMERSION OF THE CRUST AND FORMATION OF THE MAIN TECTONIC STRUCTURES AND MAGMATIC PROVINCES OF THE ARCTIC IN THE LATE CRETACEOUS-CENOZOIC FROM THE POSITION OF THE SUBDUCTION-CONVECTIVE MODEL OF ITS EVOLUTION

#### Academician of the RAS L. I. Lobkovsky<sup>a,b,#</sup>, E. V. Shipilov<sup>c,##</sup>, and N. O. Sorokhtin<sup>a</sup>

<sup>a</sup> P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
<sup>b</sup> Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russian Federation
<sup>c</sup> Polar Geophysical Institute, Murmansk, Russian Federation
<sup>#</sup>E-mail: llobkovsky@ocean.ru
<sup>##</sup>E-mail: shipilov@pgi.ru

Within the framework of a new geodynamic model of the Cretaceous-Cenozoic evolution of the Arctic developed in recent years at the IO RAS with the participation of GIN RAS and INGiG SB RAS, in which the upper mantle convection associated with the Pacific subduction zone plays the main role, a mechanism of subsidence of the earth's crust, leading to the formation of oceanic depressions and sedimentary basins, as well as the emergence of large magmatic provinces in the Arctic. This mechanism is associated with the establishment of a more complex, in comparison with the initial version, mode of upper mantle convection, which, along with the existence of a long horizontally elongated convective cell (creating the effect of conveyor dragging of the lithosphere), is characterized by the appearance of internal isometric cells (creating the effect of upper mantle plumes). These isometric cells lead to the formation of magmatic provinces if, under conditions of stretching of the lithosphere, faults arise that provide outflow of magmat to the surface. If the geomechanical conditions in the lithosphere prevent the outflow of magmatic matter, then upon cooling, the magmatic lens located at the base of the thinned lithosphere should undergo a phase transition with the appearance of heavy eclogite rocks, which will lead to the formation of deep-water basins and deep sedimentary basins in the Arctic.

*Keywords:* Arctic, Pacific subduction, upper mantle convective cells, magmatic provinces, phase transitions, deep-sea basins, sedimentary basins

——— ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.83

## ПЕТРОМАГНИТНЫЙ ПОРТРЕТ ДЕВОНСКОГО РАЗРЕЗА О. СТОЛБ (ДЕЛЬТА р. ЛЕНЫ)

# © 2021 г. Д. В. Метелкин<sup>1,2,\*</sup>, А. И. Чернова<sup>2,1</sup>, академик РАН В. А. Верниковский<sup>2,1</sup>, Н. Э. Михальцов<sup>2,1</sup>, В. В. Абашев<sup>2,1</sup>

Поступило 07.07.2021 г. После доработки 23.07.2021 г. Принято к публикации 28.07.2021 г.

Позднедевонский разрез небольшого острова Столб в дельте реки Лены знаменит тем, что в его нижней части зафиксировано массовое исчезновение значительного числа таксонов, которое может быть отражением глобальной биотической катастрофы Upper Kellwasser. Нашей задачей было создание петромагнитного эталона для названной территории и поиск "магнитных следов" предполагаемого биотического события. Полученный в итоге петромагнитный "портрет" свидетельствует о стабильном режиме осадконакопления и исключает влияние региональных тектонических факторов, которые могли бы способствовать резкому изменению условий среды обитания в бассейне. В то же время палеомагнитная запись не соответствует ожидаемой для этих координат Сибири и указывает на вероятный аномальный характер геомагнитного поля, на фоне которого получило распространение массовое вымирание Upper Kellwasser.

Ключевые слова: петромагнетизм, палеомагнетизм, девон, Upper Kellwasser, Арктика, дельта Лены

DOI: 10.31857/S2686739721110098

Небольшой по размерам остров Столб расположен на входе в разветвленную сеть дельты реки Лены, где она разделяется на три главные протоки: Оленекскую, Бол. Трофимовскую и Быковскую, примерно в 150 км от места впадения в море Лаптевых (рис. 1). Этот скальный выступ высотой 114 м, расположенный практически в центре реки, рассматривается как останец Хараулахского хребта, маркирующего фронтальную зону надвиговой структуры Верхоянского складчатого пояса. Геологический разрез о. Столб общей мощностью около 200 м сложен выдержанной по составу и строению толщей карбонатно-силикатных обломочных пород, преимущественно тонкопесчаной и крупноалевритовой размерности с редкими маломощными прослоями интракластовых гравелитобрекчий [1]. Детальные литологоседиментологические и биостратиграфические исследования позволили расчленить разрез на

<sup>1</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия 37 пачек мощностью от 0.6 до 16 м (для большинства пачек мощность составляет первые метры), обосновать франско-фаменский возраст и относительно глубоководный тип осадконакопления в пределах дистальной части шельфа [1]. При этом в основании разреза, внутри пачки 3 обнаружен пакет темно-серых и черных углеродистоглинистых пород, который по литолого-стратиграфическим признакам может быть сопоставлен с одним из самых крупных в фанерозое биотических кризисов – Upper Kellwasser. Ареал распространения его следов, возможные глобальные и региональные причины дискутируются [2]. В качестве главной версии называется изменение климата, вызванное бурным развитием континентальной растительности и, соответственно, перераспределением СО<sub>2</sub>, что в итоге привело к появлению аноксических условий, которые зафиксированы, главным образом, в шельфовых бассейнах Северной Америки, Западной Европы, Южного Китая, Гондванской группы континентов, находившихся в южных субтропиках и вблизи экватора [2]. Сибирская континентальная окраина согласно палеогеографическим построениям не попадает в эту полосу [2-4]. Несколько другой сценарий резкого изменения среды обитания на фоне постепенных климатических преобразова-

<sup>\*</sup>E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru



Рис. 1. Вид на о. Столб с западной стороны.

ний включает региональный тектонический фактор, прежде всего, смену характера континентального сноса в бассейны осадконакопления. Проверить эту гипотезу можно на основе изучения вариаций скалярных петромагнитных параметров. Наиболее чутким инструментом являются магнитная восприимчивость (k), величина естественной остаточной намагниченности (NRM), фактор Кенигсбергера (Qn), которые в отличие от векторных палеомагнитных характеристик (включая смену магнитной полярности) не зависят от режима генерации геомагнитного поля, а связаны с концентрацией Fe-содержащих частиц. В частности, в ряде изученных разрезов Европы, Северной Америки, Африки именно петромагнитная, а не магнитополярная запись позволяет проводить детальные, в том числе, межрегиональные корреляции [5].

С целью создания петромагнитного эталона рубежа франа-фамена для территории Северного Хараулаха и оценки перспективности его использования для решения вопросов стратиграфии района, а также поиска "магнитных следов" биотической катастрофы проведен анализ вариаций основных петромагнитных характеристик в разрезе о. Столб. Стандартный набор петромагнитных параметров мы дополнили изучением векторных палеомагнитных характеристик и анизотропии магнитной восприимчивости (AMS), которая в осадочных породах служит не только для оценки сохранности магнитной текстуры осадка, но и может помочь в определении направления сноса магнитного материала [6, 7].

Нам удалось охарактеризовать 30 пачек разреза (рис. 2). Каждое определение на представленных графиках является средней величиной для соответствующего литологического уровня и рассчитано не менее чем по 9 образцам. Вариации по разрезу величин NRM (~10<sup>-3</sup> А/м) и k (~10<sup>-5</sup> ед. СИ) незначительные (рис. 2). Исключение представляет пачка 26, расположенная в разрезе значимо выше события Upper Kellwasser. Здесь установлено резкое (на порядок) кратковременное изменение NRM и k. Оба указанных параметра в основном меняются синхронно. Об этом свидетельствуют слабые вариации величины Qn, которая представляет отношение NRM и k. Величина Qn по всему разрезу в среднем составляет ~0.5. Максимальные значения Qn (~1.5 и более) отвечают пачкам 5 и 26 (рис. 2).

Вариации Оп косвенно отражают соотношение ориентационной (детритной) и химической намагниченности в образцах. При ориентационной намагниченности, связанной в большей степени с аллотигенным магнетитом, как наиболее сильным и частым ферромагнетиком в осадках, наблюдается положительная корреляция k и NRM. Поэтому мы предполагаем, что пик концентрационно-зависимых параметров для пород пачки 26 прежде всего соответствует кратковременному увеличению доли аллотигенного Fe-coдержащего материала, который не связан с событиями глобального характера, а имеет узкорегиональные причины, например, обособление богатой магнетитом кислой вулканокластики в источнике сноса [1].







**Рис. 3.** Типичные магнитные текстуры отложений о. Столб. Стереограммы отображают распределения осей эллипсоида AMS: К1 – максимальной, К2 – средней, К3 – минимальной. На графиках изображена зависимость фактора формы T от степени анизотропии Рj.

Повышенные Qn при отрицательной коррелянии значений k и NRM, как в пачке 5 и некоторых других, может говорить о большем вкладе химической намагниченности, обусловленной присутствием аутигенных магнитных минералов, например, грейгита и пирротина. Их образование в морских мелко- и тонкозернистых осадках со значительным количеством органики, илистой фракции, отмечающей восстановительные условия окружающей среды, очень характерно [8]. И хотя стабильность этих минералов дискуссионная, тем не менее они сохраняются в карбонатноглинистых породах даже эдиакарского возраста [9]. В разрезе о. Столб на фоне карбонатно-кластических (в том числе и обломочных доломитов) отмечаются битумные прослойки, рассеянное углеродистое вещество и примеси глинистого материала [1], что свидетельствует об условиях, подходящих для образования указанных сульфидов железа и дефицита кислорода, способствующего формированию аноксийных условий в бассейне. Тем не менее пачка 3 на общем фоне не выделяется (рис. 2), и четких литологических критериев или последовательности смены слойков, в которых бы фиксировалось закономерное изменение соотношения аллотигенных и аутигенных магнитных частиц, обнаружить не удалось. Главным фактором, контролирующим этот процесс, вероятно, была скорость осадконакопления, которая постоянно варьировала. Даже при ее незначительном росте значимо уменьшается концентрация органического вещества и соответственно увеличивается доля детрита. Периодам относительно спокойного осадконакопления соответствует увеличение концентрации углеродистого материала, органики и соответственно более активное замещение привнесенного магнетита сульфидами железа, в итоге вклад аутигенных частиц растет.

Для анализа магнитной текстуры пород, определяемой по результатам исследования AMS, используется параметр Рј, характеризующий общую степень анизотропии и Т, описывающий форму эллипсоида AMS [7]. Они рассчитываются по формулам:  $Pj = exp{sqrt}[2*(n1-n)^2 + (n2-n)^2 +$  $+ (n3-n)^{2}$ ] и T = (2\*n2 - n1 - n3)/(n1 - n3), где n1, n2, n3 - натуральные логарифмы нормированных на общую величину магнитной восприимчивости значений К1, К2, К3, соответствующих главным осям эллипсоида (K1 > K2 > K3), а  $n = (n1*n2*n3)^{1/3}$ . Значение Pj = 1 соответствует магнитно-изотропной среде и увеличивается по мере роста степени анизотропии, как правило, вследствие стрессового воздействия. Параметр формы T > 0 указывает на сплюснутый эллипсоид AMS, T < 0 при его вытянутой форме. Зафиксированные в изученном разрезе  $P_j$  в среднем 1–1.06, а Т преимущественно положительный (рис. 2), что, в целом, соответствует слоистым осадкам, которые не подверглись стрессовым деформаци-



**Рис. 4.** Характерные ортогональные диаграммы, стереограммы и соответствующие графики зависимости величины намагниченности от температуры по результатам температурного размагничивания. На ортогональных диаграммах темные точки отвечают проекции вектора на горизонтальную плоскость, светлые – на вертикальную плоскость; на стереограммах – темные точки соответствуют проекции вектора на нижнюю полусферу, светлые – на верхнюю полусферу; система координат стратиграфическая.

ям. Обнаруженные магнитные текстуры мы группируем в 4 типа (рис. 3) и связываем их с различными условиями седиментации, диагенеза и/или различиями в составе магнитных минералов [7].

Первый, наиболее распространенный тип отвечает первичной магнитной текстуре, когда максимальная ось К1 ориентирована вдоль слоистости, а минимальная ось К3 перпендикулярна слоистости (рис. 3а).

Для пачек с явными структурно-текстурными признаками быстрого перемешивания осадка вследствие подводного оползания (пачки 2, 3, 20 и др.), характерен второй тип магнитной текстуры, когда эллипсоид AMS ориентирован косо по отношению к измеренной слоистости (рис. 3б). При этом максимальные оси также как и в первом типе всегда направлены на восток, юго-восток (в среднем по всем пачкам D = 93.8°, I =  $= 8.1^{\circ}$ ). Согласно теоретическим данным, это может отвечать преобладающему направлению палеотранспорта или ориентировке палеосклона [6]. Соответственно кластический материал в позднедевоский бассейн, в основном, поступал с палеоконтинента [10], а не с противоположной стороны, где по некоторым моделям предполагается гипотетическая суша [11].

Преимущественно в верхней части разреза встречается третий тип магнитной текстуры, когда средняя и вертикальная оси расположены субвертикально или наклонно (рис. 3в), при этом сохраняется сплюснутая форма эллипсоида.

Наконец, четвертый тип магнитной текстуры зафиксирован лишь в нескольких пачках, отличается нейтральным или вытянутым эллипсоидом AMS с T от 0 до -1 и наиболее высокими значениями степени анизотропии – до 10% (рис. 3г). Возникновение двух последних типов текстур может быть обусловлено подводно-оползневыми процессами, значительной биотурбацией, либо наличием аутигенных магнитных сульфидов, для которых характерно преобладание магнитокристаллической анизотропии над анизотропией формы [7, 12].

Результаты температурной чистки и компонентного анализа NRM свидетельствуют, что наиболее стабильной компонентой является характеристическая, температура деблокирования которой близка температуре Кюри магнетита. Как правило, основная часть (до 90%) NRM разрушается при нагреве от 520 до 570°С (рис. 4). Мы полагаем, что эта компонента имеет ориентационную природу, т.е. образовалась за счет ориентировки частиц магнитного детрита по направлению геомагнитного поля во время осадконакопления.

Во многих образцах падение величины NRM также отмечается в диапазоне температур 300-350°С, что подтверждает предположение о наличии сульфидов железа (пирротина и, возможно, грейгита), имеюших обычно химический тип намагничивания. При этом направление данной компоненты статистически не отличается от характеристического. Учитывая сведения о сохранности осадочной магнитной текстуры, можно предполагать, что возникновение химической намагниченности обусловлено преобразованием детритового магнетита и происходило вскоре после его попадания в осадок, до или во время диагенетических преобразований, литификации и окончательной фиксации намагниченности, т.е. по сути не отличается от первичной. Однако палеомагнитный полюс (Plat =  $35.5^{\circ}$ , Plong =  $221.2^{\circ}$ ,  $A95 = 6.3^{\circ}$ ), рассчитанный по совокупности характеристических направлений в 21 пачке разреза  $(n = 206, Ds = 73.7^{\circ}, Is = 51.6^{\circ}, K = 204.8, \alpha 95 =$  $= 2.1^{\circ}$ ), заметно отличается от ожидаемого для позднего девона Сибири [3]. Кроме того, все палеомагнитные направления в изученном разрезе о. Столб имеют исключительно положительное наклонение, тогда как в мировых аналогах франско-фаменский интервал отличается частой сменой полярности. Эти факты требуют дополнительного исследования, однако современные данные все больше подтверждают предположение о крайней нестабильности, аномально сложной конфигурации геомагнитного поля в девоне, вследствие резкого снижения величины его дипольного момента [13-15]. И хотя причины коррелятивной связи между событиями в магнитосфере и биосфере до конца неясны, само ее наличие отрицать сложно [16]. Так, признаки заметного снижения величины палеонапряженности отмечаются на переломном в эволюции жизни рубеже палеозоя-мезозоя [17], на других эволюционных границах, отвечающих моментам геодинамических перестроек [16].

Таким образом, петромагнитный "портрет" девонского разреза о. Столб исключает влияние региональных тектонических факторов, которые могли бы обеспечить создание аноксических условий в позднедевонском осадочном бассейне Сибирской окраины. Вариации петромагнитных характеристик незначительные и определяются, главным образом, соотношением аллотигенных и аутигенных магнитных минералов, которое контролировалось незначительными колебаниями объема поступающей терригенной примеси и разной степенью диагенетических преобразований в преобладающей восстановительной среде. Соответственно, к массовому вымиранию организмов определенно привели глобальные изменения, обеспечившие создание такой среды. При этом полученные векторные палеомагнитные характеристики указывают на вероятный аномальный характер геомагнитного поля во время формирования изученного разреза в девоне, что может быть отражением глобальной геодинамической перестройки, которая затронула не только магнитосферу, но и получило распространение в биосфере, в том числе, сопровождало массовое вымирание Upper Kellwasser.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ проекты 19-17-00091 и 21-17-00052.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Сараев С.Видр. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1013–1027.
- Carmichael S.K., Waters J.A., Konigshof P., et al. // Global and Planetary Chang. 2019. V. 183. 102984. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102984
- 3. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.
- 4. *Golonka J.* // Global and Planetary Change. 2020. V. 186. 103129.
- https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103129 5. Crick R.E., Ellwood B.B., Feist R., et al. // Palaeogeog-
- raphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. V. 181. P. 67–90.
- 6. *Baas J.H., Hailwood E.A., McCaffrey W.D., et al. //* Earth Science Reviews. 2007. V. 82. P. 101–142.
- 7. *Tarling D.H., Hrouda F.* The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
- 8. Большаков В.А., Долотов А.В. // Физика Земли. 2012. № 6. С. 56-73.
- 9. *Dong J., Zhang S., Jiang G., Li H., Gao R. //* Precambrian Research. 2015. V. 225. P. 77–85.
- 10. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Миллер Э.Л., Худолей А.К. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1530–1542.
- 11. Сенников Н.В., Хабибулина Р.А., Гонта Т.В., Обут О.Т. // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 12. С. 1692–1715.
- Aubourg C., Robion P. // Geophysical Journal International. 2002. V. 151. P. 729–737.
- 13. Бураков К.С., Диденко А.Н., Печерский Д.М. // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. 1984. № 8. С. 45–59.
- Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R., et al. // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. P. 1265–1286.
- Шацилло А.В., Павлов В.Э. // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.
- 16. Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 10-30.
- Eliseev A.A., Shcherbakova V.V., Metelkin D.V., et al. // Russian Geology and Geophysics. 2021. https://doi.org/10.2113/RGG20204330

## THE ROCK MAGNETIC PORTRAIT OF THE DEVONIAN SECTION OF STOLB ISLAND (LENA RIVER DELTA)

D. V. Metelkin<sup>*a,b,#*</sup>, A. I. Chernova<sup>*b,a*</sup>, Academician of the RAS V. A. Vernikovsky<sup>*b,a*</sup>, N. E. Mikhaltsov<sup>*b,a*</sup>, and V. V. Abashev<sup>*b,a*</sup>

<sup>a</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation

> <sup>b</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru

The Late Devonian section of the small Stolb Island in the Lena River delta is famous because of the mass disappearance of a considerable number of taxa in its lower part, which may be a reflection of the Upper Kell-wasser global biotic catastrophe. Our task was to create a rock magnetic reference for this section and search for "magnetic traces" of the inferred biotic event. The resulting rock magnetic "portrait" indicates a stable sedimentation mode and excludes the influence of regional tectonic factors that could contribute to an abrupt change in the habitat conditions in the basin. At the same time, the paleomagnetic record does not correspond to the expected one for these coordinates of Siberia and points to the probable anomalous nature of the geomagnetic field, against which the Upper Kellwasser mass extinction took place.

Keywords: rock magnetism, paleomagnetism, Devonian, Upper Kellwasser, Arctic, Lena Delta

——— МИНЕРАЛОГИЯ ——

УДК 548/549 75:552.331(571.6)

## РЕДКИЕ АРСЕНАТЫ РЗЭ ЧЕРНОВИТ-(Y) И ГАСПАРИТ-(Ce) В Sn—W ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАРАДУБСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКИЙ РАЙОН, ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

© 2021 г. Н. В. Гореликова<sup>1,\*</sup>, П. Г. Коростелев<sup>2</sup>, Б. И. Семеняк<sup>2</sup>, В. Г. Гоневчук<sup>2</sup>, В. И. Таскаев<sup>1</sup>, В. А. Рассулов<sup>3</sup>, академик РАН Н. С. Бортников<sup>1,4,\*\*</sup>

Поступило 17.07.2021 г. После доработки 27.07.2021 г. Принято к публикации 29.07.2021 г.

В Sn–W грейзеновых месторождениях Карадубского рудного поля выявлены редкие арсенаты РЗЭ черновит-(Y) и гаспарит-(Ce), ассоциирующие с топазом, флюоритом, флюоцеритом и бастнезитом. Они замещают ранние ксенотим-(Y) и монацит-(Ce). Черновит-(Y) и гаспарит-Ce из Sn–W-грейзенов отличается по химическому составу от этих же минералов, ранее описанных в других местах. Черновит-(Y) отличается минимальным содержанием Y – всего 0.47 до 0.26 атомов в формуле (аф), относительно повышенным содержанием легких P3Э - 0.111 - 0.254 аф. Гаспарит-(Ce) обладает высоким содержанием Nd – 0.28 аф. Арсенаты P3Э образовались при замещении ксенотима-(Y), монацита-(Ce) и флюорита, содержащего P3Э, в сильно окислительных условиях.

Ключевые слова: гаспарит-(Се), черновит-(Ү), арсенаты РЗЭ, флюоцерит, бастнезит, флюорит, грейзены

DOI: 10.31857/S2686739721110062

#### введение

Минералы редкоземельных элементов (РЗЭ) представляют своеобразную группу природных соединений, образующихся в различных геологических обстановках. Некоторые из них, такие, как фосфаты, карбонаты, оксиды, силикаты, часто встречаются в щелочных породах, и в виде акцессорных минералов в гранитоидах, пегматитах и грейзенах. Эти минералы характеризуются неограниченным изоморфизмом и могут использоваться как индикаторы геологических процессов. Некоторые из них очень редки: известно всего несколько находок. К ним относятся арсенаты РЗЭ: известно 14 минеральных видов из этой группы.

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Дальневосточный Геологический институт,

Среди них преобладают Се-содержащие минералы (11 минералов) [1–3] и только 3 – La-содержащие арсенаты [4, 5] и 1 иттриевый арсенат [6].

Редкие арсенаты РЗЭ гаспарит-(Се) и черновит-(Ү) в ассоциации с фосфатами, фторидами, фтор-карбонатами РЗЭ: монацитом-(Се), ксенотимом-(Ү), флюоцерит и бастнезит выявлены нами в топаз-флюоритовых грейзенах Карадубского рудного поля, расположенного в верховьях р. Карадуб в Еврейской автономной области. Это первая находка арсенатов РЗЭ в Sn–W-грейзеновых месторождениях.

#### ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Sn—W-редкометалльные месторождения расположены на северо-восточной окраине Хингано-Олонойской вулкано-структуры, сформированной на этапе меловой тектоно-магматической активизации Буреинского супертеррейна [7]. Вулкано-структура сложена породами трех свит (снизу-вверх): станолирской – лавы основного и среднего состава, их туфы и лавобрекчии; солонечной – риолиты, дациты и их туфы и обманийской – риолиты, их лавобрекчии, игнимбриты и туфы. Вулканогенные породы прорваны интрузиями гранитов, гранит-порфиров и дайками порфиритов, плагиопорфиров и диабазов. Месторождения приурочены к кольцевым вулкано-

Дальневосточное отделение Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Всероссийский Институт минерального сырья, Москва. Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Всероссийский научно-исследовательский

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

<sup>\*</sup>E-mail: ngor@igem.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: bns@igem.ru

тектоническим структурам, располагающимся в виде цепочек вдоль линейных глубинных разломов.

#### УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ

Минералы РЗЭ обнаружены в рудах месторождений (Верхнее, Обещающее, Каменистое и др.), которые не имеют аналогов среди известных оловорудных месторождений: они отличаются высокими концентрациями F (флюорит, топаз), повышенным содержанием In и редких (Ta, Nb, РЗЭ и др.) и радиоактивных (Th) металлов [8]. Наиболее детально изучены руды месторождений Верхнее и Обещающее. Руды всех изученных месторождений обогащены РЗЭ, но в разной степени. Самые высокие содержания этих элементов выявлены в грейзенах и жилах месторождения Верхнее, менее всего их – в грейзенах месторождения Каменистое. Рудные тела – трубообразные зоны эксплозивных брекчий, расположенных в вулканических жерлах. Они сложены топазовослюдистыми грейзенами с чехлами кварц-турмалиновых и хлоритовых метасоматитов, содержащих высокие концентрации флюорита и относительно низкие касситерита и сульфидов. Флюорит обнаружен в кварц-топазовых зонах в виде рассеянной вкрапленности, а также в кварц-топазовом агрегате, цементирующем обломки риолитов в брекчиях [8].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для диагностики и изучения минералов использованы различные аналитические методы. Первоначально РЗЭ в минералах были определены методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, X-Series II) и методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель "Axios" МАХ (PANalytical). Оптические свойства и минеральный состав агрегатов изучены с помощью оптического микроскопа "Olympus" ВХ-1 и рентеноспектрального микроанализа (РСМА) на микроанализаторе JXA-8200/GEOL, оснащенного 5 волновыми спектрометрами и ЭДС-приставкой. Неоднородность минералов РЗЭ и их агрегатов исследована с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM 5610 (СЭМ). При исследовании с помощью РСМА зерна и агрегаты зерен минералов РЗЭ предварительно изучались в отраженных электронах, чтобы выбрать однородные участки, размеры которых достаточны для проведения измерений. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, экспозиция – 10 сек. В качестве стандартов использовались природные минералы и синтетические соединения: CeP<sub>5</sub>O<sub>14</sub>

(Се $L\alpha$ ), F-апатит (Р $K\alpha$ ), пирит (Fе $K\alpha$ ), сфен (Са- $K\alpha$ ), LaF<sub>3</sub>(La $L\alpha$ , F $K\alpha$ ), Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Y $L\alpha$ ), спессартин (Mn $K\alpha$ ), ThO<sub>2</sub> (Th $M\alpha$ ), SmPO<sub>4</sub> (Sm $L\alpha$ ), NdPO<sub>4</sub> (Nd $L\alpha$ ) PrPO<sub>4</sub> (Pr $L\alpha$ ), GaAs(As $L\alpha$ ), DyPO<sub>4</sub> (Dy $L\alpha$ ), GdPO<sub>4</sub> (Gd $L\alpha$ ), ErPO<sub>4</sub>(Eu $L\alpha$ ), YbPO<sub>4</sub> (Yb $L\alpha$ ), TbPO<sub>4</sub> (Tb $L\alpha$ ), HoPO<sub>4</sub> (Ho $L\beta$ ) (в скобках – используемая аналитическая линия). Концентрации элементов рассчитывались с применением метода ZAF-коррекции.

Размеры зерен и агрегатов арсенатов РЗЭ очень мелкие (10–120 мкм), они неоднородны, поэтому рентгеновские характеристики минералов получить не удалось. Их диагностика осуществлена по данным РСМА.

#### МИНЕРАЛЫ РЗЭ

Методом РСМА изучено около 15 прозрачных и прозрачно-полированных шлифов топаз-флюорит-кварцевых грейзенов месторождений Верхнее и Обещающее, содержащих минералы РЗЭ. Наиболее полно улалось изучить минералы РЗЭ из руд месторождения Верхнее, поскольку в них были обнаружены зерна и агрегаты зерен, позволившие получить удовлетворительные анализы. Редкоземельные элементы первоначально были обнаружены во флюорите с ярко выраженной осцилляторной зональностью зерен (рис. 1а) с помощью ICP-MS и РФА. Оказалось, что содержание РЗЭ в разных зонах флюорита различно: наиболее обогащены РЗЭ зоны зеленого и бурого цветов, а обеднена зона сиреневого цвета. Их содержание в минерале изменялось (в частях на миллион): Y – 19,48 – 2260, La – 1.49 – 246, Ce – 3.37 – 552, Pr – 0.48 – 83.8, Nd – 1.77 – 436.7, Sm – 1.25 - 210.4, Eu - 0.47 - 8.77, Gd - 4.46 - 333.6, Тb – 1.5 – 46.9 и Dy – 11.94 – 412.6. Методы ICP-MS и РФА не являются локальными, поэтому нельзя исключить, что высокие содержания РЗЭ во флюорите обусловлены присутствием в нем мельчайших включений минералов РЗЭ. Изучение обогащенных РЗЭ зон с помощью оптического микроскопа и РСМА выявило включения зерен и агрегатов минералов РЗЭ во флюорите.

Среди минералов РЗЭ были идентифицированы ксенотим-(Y) – Y(PO<sub>4</sub>) и монацит -(Ce) – Ce (La, Y, Th) (PO<sub>4</sub>), которые в незначительных количествах встречены в топаз-флюоритовых агрегатах. Они слагают скопления мелких (0.01–0.001 мм) зерен. Реже встречаются флюоцерит-(Ce) – (Ce, La, Nd) F<sub>3</sub> и бастнезит-(Ce) – (Ce, La, Nd)(CO<sub>3</sub>)F. В ассоциации с ними обнаружены крайне редкие арсенаты РЗЭ: черновит-(Y) и гаспарит-(Ce), которые известны всего в нескольких местах. Они будут описаны более детально, так как это первая находка этих минералов в Sn–W-грейзенах, а их химический состав отличается от состава этих минералов, ранее описанных в других частях све-



**Рис. 1.** Условия нахождения и срастания минералов РЗЭ в рудах месторождения Верхнее: а – флюорит с осцилляторной зональностью, содержащий включения минералов РЗЭ преимущественно в зонах зеленого и бурого цветов, фото штуфа; б – агрегаты арсенатов РЗЭ (ярко-красные зерна) в трещинках флюорита, снимок в проходящем свете под микроскопом, поле зрения 0.350 × 0.265 мм; в – каймы арсенатов РЗЭ, включая черновит-(Y), вокруг кристаллов ксенотима-(Y); г – вкрапленность и гнезда зерен черновита-(Y) в зональном флюорите на контакте с кварцем; д – агрегаты гаспарита-(Ce) во флюорите; е – кайма гаспарита–(Ce) вокруг зерен монацита–(Ce) с осцилляторной зональностью, в – е – снимки в отраженных электронах, полученные с помощью JXA-8200/ GEOL, ИГЕМ РАН. Ars – арсенаты РЗЭ, Cher-черновит-(Y), Fl – флюорит, Gasp – гаспарит-(Ce), Ks – ксенотим-(Y), Mon – монацит-(Ce), Q – кварц.

та. Арсенаты РЗЭ образуют мелкие зерна изометричной, призматической или тонкоигольчатой формы размером 10—120 мкм. Кристаллы отличаются высоким рельефом, они бесцветные либо оранжево-коричневые с оттенками различной интенсивности (рис. 16). Арсенаты РЗЭ слагают тонкие каймы замещения вокруг зерен монацита-(Се) и ксенотима-(Ү), часто образуют тонкие прожилки и обособления с серицитом, кварцем, магнетитом, рутилом во флюорите и кварц-топазовых агрегатах.

#### ЧЕРНОВИТ-(Ү)

Черновит-(Y) образует агрегаты изометричных зерен размером от 20 до 70 мкм, замещает кристаллы ксенотима-(Y), образуя каймы вокруг ранних кристаллов ксенотима-(Y), вкрапленность мелких зерен и агрегатов зерен (рис. 1в, 1г), слагает тонкие прожилки во флюорите и кварцево-слюдистой породе.

Под микроскопом в проходящем свете минерал наблюдался в виде бесцветных, светло-желтых до ярко-коричневых таблитчатых и призматических зерен, сходных оптически с зернами ксенотима. Минерал обладает очень высоким рельефом, по оптическим свойствам он одноосный (+). В отраженном свете под микроскопом минерал светло-серый.

Результаты РСМА черновита-(Y) выявили значительные изменения в его химическом составе (табл. 1). Содержание  $Y_2O_3$  колеблется от 12.85 до 27.04 мас. %. Связано это с тем, что в минерале кроме видообразующего металла Y обнаружены лантаноиды (11 из 14 металлов), в нем присутствуют как легкие РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm), так и тяжелые РЗЭ (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb). Содержание Eu, Lu, Tm оказалось ниже минимального предела обнаружения. Наиболее высокие содержания (мас. %) из РЗЭ следующие:  $Dy_2O_3$  (3.82– 9.14),  $Gd_2O_3$  (5.63–11.70),  $(Sm_2O_3$  (1.90–7.17) и  $Ce_2O_3$  (1.02–5.76). Содержание других лантаноидов (La\*) не выше примерно 2 мас. % La<sup>\*</sup><sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Минерал содержит также Th (ThO<sub>2</sub> – 1.96–8.34 мас. %). В минерале обнаружены F (до 2 мас. %) и P (<1 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Fe, Ca, Mn и Si. Заметно изменяется содержание As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 32.36 до 41.35 мас. %.

Результаты РСМА хорошо пересчитываются на идеализированную формулу (Y, Ln)  $AsO_4$ , но сумма металлов в позициях A и B в формуле  $ABO_4$ больше 2 атомов, что является обычным (2.05– 2.10 атома) для окислов этого типа [9]. Во всех анализах Y является преобладающим элементом, но его содержание менее 0.5 атомов на формулу (аф) позиции A. Следует отметить относительно высокое содержание легких РЗЭ – от 0.111–0.254 аф. В одном из анализов содержание Y, легких РЗЭ и легких лантаноидов практически эквивалентно, соответственно, 0.26, 0.254 и 0.272 аф.

Эмпирические формулы, пересчитанные на 4 атома (O + F) в формуле  $ABO_4$ : 1 - 4 - черновит-(Y), 5 - 8 - гаспарит-(Ce):

$$(1) (Y_{0.46}La_{0.003}Ce_{0.012}Nd_{0.017}Sm_{0.215}Dy_{0.099}Gd_{0.077}Er_{0.026}Yb_{0.006}Ho_{0.013}Tb_{0.019}Th_{0.015}Mn_{0.003}Ca_{0.005})_{\Sigma 0.970} \cdot \\ \cdot ((As_{0.945}P_{0.052}Si_{0.031})_{\Sigma 1.05}(O_{3.941}F_{0.059})_{\Sigma 4.00}$$

 $(2) (Y_{0.487}La_{0.008}Ce_{0.004}Nd_{0.055}Sm_{0.044}Dy_{0.109}Gd_{0.122}Er_{0.025}Yb_{0.006}Ho_{0.015}Tb_{0.025}Th_{0.025}Ca_{0.076})_{\Sigma 1.001} \cdot \\ \cdot (As_{0.93}P_{0.07}Si_{0.03})_{\Sigma 1.03}(O_{3.947}F_{0.053})_{\Sigma 4.00}$ 

- $(3) (Y_{0.484}La_{0.02}Ce_{0.004}Nd_{0.052}Sm_{0.044}Dy_{0.109}Gd_{0.121}Er_{0.025}Yb_{0.006}Ho_{0.015}Tb_{0.025}Th_{0.025}Ca_{0.075})_{\Sigma 1.006} \cdot \\ \cdot ((As_{0.94}P_{0.071}Si_{0.03})_{\Sigma 1.043}(O_{3.792}F_{0.208})_{\Sigma 4.00}$
- $(4) (Y_{0.260}La_{0.02}Ce_{0.078}Nd_{0.116}Sm_{0.044}Dy_{0.046}Gd_{0.013}Er_{0.078}Yb_{0.049}Ho_{0.078}Tb_{0.008}Th_{0.082}Ca_{0.075})_{\Sigma 0.947} \\ \cdot ((As_{0.91}P_{0.08}Si_{0.04})_{\Sigma 1.03}(O_{3.721}F_{0.279})_{\Sigma 4.00}$

 $(5) (Ce_{0.44}Nd_{0.16}La_{0.26}Pr_{0.03}Y_{0.01}Sm_{0.02}Ca_{0.13})_{\Sigma 1.05}(As_{1.00}P_{0.01}Si_{0.02})_{\Sigma 1.03}(O_{3.95}F_{0.05})_{\Sigma 4.00}$ 

 $(6) (Ce_{0.37}Nd_{0.28}La_{0.13}Pr_{0.03}Sm_{0.06}Y_{0.02}Th_{0.03}Ca_{0.12})_{\Sigma 1.04}((As_{0.94}P_{0.03}Si_{0.02})_{\Sigma 0.99}(O_{3.93}F_{0.07})_{\Sigma 4.00})$ 

 $(7) (Ce_{0.426}Nd_{0.1}La_{0.243}Pr_{0.039}Y_{0.008}Sm_{0.002}Dy_{0.002}Gd_{0.032}Th_{0.044}Ca_{0.133}Fe_{0.038})_{\Sigma 1.067} \cdot \\ \cdot (As_{0.98}P_{0.01}Si_{0.02})_{\Sigma 1.01}(O_{3.92}F_{0.08})_{\Sigma 4.00}$ 

 $(8) (Ce_{0.422}Nd_{0.112}La_{0.249}Pr_{0.005}Y_{0.008}Sm_{0.011}Dy_{0.002}Gd_{0.033}Th_{0.019}Ca_{0.138}Fe_{0.0002})_{\Sigma 0.9992} \cdot \\ \cdot (As_{0.98}P_{0.02}Si_{0.03})_{\Sigma 1.03}(O_{3.92}F_{0.08})_{\Sigma 4.00}$ 

#### ГАСПАРИТ-(Се)

Гаспарит-(Се) обнаружен в рудах грейзеновых месторождений Верхнее и Обещающее в виде кайм замещения монацита-(Се) (рис. 1д) и тонких прожилков и мелких агрегатов во флюорите и топаз-мусковит-кварцевом грейзене (рис. 1е). Это вторая находка этого минерала в России. Впервые на территории нашей страны он был описан в минерализованной зоне разлома Озерный, республика Коми [10].

Под микроскопом в проходящем свете гаспарит-(Се) имеет яркую красно-коричневую окраску, которая меняется в разных кристаллах (рис. 16), проявляет характерный призматический габитус,

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

#### ГОРЕЛИКОВА и др.

Содержание		Чернов	зит-(Ү)		Гаспарит-(Се)					
окислов, мас. %	1	2	2 3 4 5 6 7		8					
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.35	39.87	32.36	35.07	41.07	38.66	39.34	38.33		
$P_2O_5$	0.32	0.42	0.34	0.85	0.36	0.69	1.35	1.55		
SiO <sub>2</sub>	0.22	0.25	0.20	0.30	0.45	0.50	0.85	1.25		
FeO	1.02	0.15	0.72	3.82	Н.м.п.о	Н.м.п.о	0.11	0.01		
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.11	0.00	0.00		
CaO	1.55	1.72	1.82	1.82 3.03 2.75		2.39	2.88	2.84		
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.52	1.14	1.33 14.63 7.74		7.74	15.28	14.86		
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	2.64	5.26	5.74 25.		21.92	26.97	25.39		
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.45	0.91	1.32	1.93	1.98	1.83	2.31		
$Nd_2O_3$	1.46	3.57	8.40	8.72	9.56	16.79	6.51	6.88		
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.90	3.13	7.17	3.42	1.12	3.46	0.68	0.70		
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.04	22.16	12.85	13.09	0.40	0.84	0.33	0.45		
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.14	8.22	7.64	3.82	>0.1	>0.1	0.15	0.15		
$Gd_2O_3$	6.96	8.39	11.70	5.63	>0.1	>0.1	2.24	2.21		
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	2.12	1.81	1.11	>0.1	>0.1	0.01	0.15		
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.47	0.32	0.44	>0.1	>0.1	0.00	0.01		
Ho <sub>2</sub> O3	1.26	1.06	0.84	0.66	>0.1	>0.1	0.00	0.11		
Tb <sub>2</sub> O3	1.73	1.65	1.62	0.70	>0.1	>0.1	0.00	0.05		
ThO <sub>2</sub>	1.96	2.66	3.24	8.34	0.08	3.25	0.46	1.84		
F	0.85	0.77	2.83	4.08	0.89	1.38	1.50	1.50		
Σ	99.90	99.90	99.95	99.75	99.0	99.7	99.73	101.46		
F=O	0.42	0.35	1.40	2.04	0.44	0.65	0.75	0.75		
Сумма $REE_2O_3$	55.8	54.34	51.56	44.98	53.32	55.12	53.43	53.18		
Сумма	99.48	99.55	98.55	97.71	98.55	99.05	98.97	100.71		

Таблица 1. Результаты РСМА черновита-(Y) и гаспарита-(Ce) из грейзенов месторождения Верхнее и их эмпирические формулы

Примечание. 1, 2 – агрегаты черновита-(Y) в зеленом флюорите; 3 – кайма черновита-(Y) вокруг ксенотима-(Y); 4 –зерна черновита-(Y) в прожилках флюорит-топазового грейзена; 5 – зерна гаспарита в грейзене; 6 – кайма гаспарита-(Се) вокруг монацита-(Се); 7, 8 – агрегаты гаспарита-(Се) в прожилках флюорита. Н.м.п.о. – ниже минимального предела обнаружения.

очень высокий рельеф, отличается металлоидным блеском и слабо анизотропный. ве (табл. 1). В гаспарите-(Се) присутствуют три главных металла (La, Ce, Nd) из группы лантаноидов. Их содержание значительно изменяется (мас. %): Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 21.92 до 26.97, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 7.74 до

Результаты РСМА гаспарита-(Се) выявили значительные изменения в его химическом соста-

15.28, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6.51 до 16.79. Лантаноиды Pr, Sm и Gd содержатся в количествах менее 2–3 мас. % (Ln<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Концентрация других лантаноидов меньше 1 мас. % La<sup>\*</sup><sub>2</sub>O<sub>3</sub> или ниже минимального предела обнаружения, Y содержится в виде примеси (Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0.8 мас. %). В минерале обнаружены Th (~3 мас. % ThO<sub>2</sub>), Ca (~3 мас. % CaO), F (до 1.5 мас. %). Содержание As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> изменяется от 38.33 до 41.07. Выявлено присутствие P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 1.5 мас. %). Результаты РСМА хорошо пересчитываются на идеализированную формулу Ce(La<sup>\*</sup>)AsO<sub>4</sub>.

Следует отметить, что РСМА не выявил присутствие Еи в черновите-(Y) и гаспарите-(Ce), тогда как этот элемент обнаружен в анализах флюорита.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Черновит-(Y) и гаспарит-Се из Sn–W-грейзенов месторождений Карадубского рудного поля существенно отличается по химическому составу от этих же минералов, ранее описанных в других местах.

Черновит-(Y) отличается тем, что в нем выявлено минимальное содержание У – всего 0.47 до 0.26 аф, тогда как в других месторождениях черновит-(Y) содержит от 0.47 до 1.04 аф [3, 11], как правило, выше 0.5 аф. Столь низкое содержание Y (0.392 аф) было выявлено в Nb-содержащем черновите-(Y) из гранитов Циннвальда [3]. Его отличают относительно повышенные содержания легких РЗЭ – 0.111 – 0.254 аф. Более высокие (0.293 аф) обнаружены в Nb-содержащем черновите-(Y) [12]. В большенстве же образцов легкие РЗЭ не были обнаружены или их содержание было ниже 0.2 аф [3, 9, 11, 13–15]. Нами не обсуждаются результаты анализов черновита-(Y) [10], поскольку они неудовлетворительно пересчитываются на формулу АВО<sub>4</sub>, так как сумма атомов в позициях А и В значительно превышает 2. Лишь в одном анализе черновита-(Y) было установлено более высокое содержание легких РЗЭ – 0.41 аф [11]. В изученных образцах в черновите-(Y) выявлены максимальные концентрации Sm – до 0.215 аф, Gd – до 0.121 аф и Dy – до 0.11 аф. Ранее Се (до 0.02) в этом минерале был установлен только в образце из Тисовец-Рейково [12]. В изученном образце выявлен Р, но его содержания (0.1 атом) значительно ниже, чем в черновите-(Y) из других мест [3, 9, 11, 12, 14, 15]. В изученном черновите-(Y) присутствует фтор, ранее обнаруженный в минерале из онгонитов на Дальнем Востоке, Россия [15].

Гаспарит-(Се) обладает самым высоким содержанием Nd (0.28 аф) в этом минерале. Более высокое содержание Nd (0.6 аф) выявлено только

в гаспарите из Mn-Fe-месторождений долины Корсаглиа, Италия (Corsaglia valley) [13], который может рассматриваться как возможный новый минерал гаспарит-(Nd). В изученном гаспарите-(Се) более низкие содержания  $\Pr(0.005 - 0.4 \text{ a}\phi)$ , тогда как в других находках количество этого металла, как правило, выше 0.02 аф, достигая 0.181 аф [13]. Различие касается также изоморфных металлов: в нем практически отсутствуют Р и V, значительные концентрации которых выявлены в минерале из других мест [13]. Ранее описанный гаспарит-(Се) в России [10] уступает гаспариту-(Се) Карадубского рудного поля более низким суммарным содержанием РЗЭ и особенно Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Изученный гаспарит-(Се) является уникальным благодаря высоким суммарному содержанию РЗЭ и концентрации Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и  $La_2O_3$  в нем. Содержание  $La_2O_3$  в нем ниже, чем установлено в минерале из ряда мест [5, 12, 13].

Черновит-(Ү) и гаспарит-(Се) – крайне редкие минералы. Еще реже они обнаруживается в рудах месторождений. Это первая находка арсенатов РЗЭ черновита-(Y) и гаспарита-(Ce) в Sn-Wгрейзеновых месторождениях. Они уже встречались в кислых и щелочных магматических породах. Прежде черновит-(Ү), реже гаспарит-(Се), были обнаружены в гидротермально-измененных риолитовых кварцевых порфирах [6], в Au-Pd-РЗЭ-минерализованных зонах в риолитах и кристаллических сланцах [10, 11], риолитах [9], субвулканических гранитах А-типа [12], метасоматических преобразованиях в Li–F-гранитах [15], онгонитах и связанных с ними циннвальдит-топаз-кварцевых грейзенах [15], Li-Sn-гранитах [3], щелочных гранитах [11]. Нередко арсенаты РЗЭ образовывались в Мп-Fe-месторождениях [4, 5, 13].

Черновит-(Ү) и гаспарит-(Се) отложились в результате преобразования акцессорных минералов монацита и ксенотима из кислых пород при постмагматических процессах, наложенных на кислые магматические породы: монацит-(Се) и ксенотим-(Ү) замещались соответственно гаспаритом-(Се) и черновитом-(Ү) [3, 12]. Черновит-(Y) и гаспарит-(Се) в грейзеновых месторождениях Карадубского рудного поля также образовались при замещении ранних монацита и ксенотима, о чем свидетельствуют их реакционные каемки вокруг зерен и агрегатов этих минералов. Замещение первичных минералов РЗЭ могло привести к высвобождению этих элементов и отложению их в виде арсенатов в трещинках из растворов. содержащих As<sup>+5</sup> в сильно окислительных условиях. Возможно, минералы образовывались в сходных физико-химических условиях, но различаются РЗЭ, содержащимися в них: гаспарит-(Се) обогащен легкими РЗЭ, тогда как черновит-(Ү) – тяжелыми РЗЭ. Следовательно, изоморфные замещения в структуре арсенатов РЗЭ скорее всего контролируются особенностями фракционирования РЗЭ в системе минерал—флюид, чем соотношением РЗЭ в минералообразующем флюиде, и поведением РЗЭ в реакциях растворения монацита-(Се) и ксенотима-(Y) и отложения гаспарита-(Се) и черновита-(Y).

В Карадубском рудном поле Хингано-Олонойском районе Дальнего Востока выявлен особый тип минерализации в Sn–W-грейзенах с высоким содержанием лантаноидов, в которых установлены редкие арсенаты, фтор-карбонаты и фториды РЗЭ: гаспарит-(Се), черновит-(Ү), флюоцерит-(Се) и бастнезит-(Се), образовавшиеся в процессе реакционного замешения ксенотима-(Ү) и монацита-(Се) под воздействием флюидов. Арсенаты РЗЭ могли отлагаться в сильно окислительных условиях из флюидов, в которых мышьяк присутствовал в виде As<sup>5+</sup>. Химический состав арсенатов РЗЭ гаспарита-(Се) и черновита-(Ү) сушественно отличается от такового минералов из других мест, что значительно расширяет существующие представления об изоморфизме РЗЭ в них.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН по теме "Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза" № 121041500220-0. РФА и РСМА исследования выполнены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Armbruster T., Buhler C., Graeser S., Stalder H.A., Amthauer G. Cervadonite-(Ce), a New Alpine Fissure Mineral // Schweizeriche Min. und Pet. Mitteilungenen. 1988. V. 68. P. 125–132.
- Brahim A., Mongi F.M., Amor H. Cerium Arsenate, CeAsO<sub>4</sub> // Acta Crys. 2002. E58. P. 98–99.
- Förster H.-J., Ondrejka M., Uher P. Mineralogical Responses to Subsolidus Alteration of Granitic Rocks by Oxidizing As-bearing Fluids: REE Arsenates and Asrich Silicates from the Zinnwald Granite, Eastern Erzgebirge, Germany // Canadian Mineralogist. 2011. V. 49. P. 913–930.
- Graeser S., Scwander H. Gasparite-(Ce) and Monazite (Nd): Two New Minerals to the Monazite Group from the Alps // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1987. V. 67. P. 103–113.
- Vereshchagin O.S., Britvin N., Perova E.N., Brusnitsyn A.I., Polekhovsky Y.S., Shilovskikh V.V., Bocharov V.N., Burgt Ate van der, Cuchet S., Meisser N. Gasparite-(La), La(AsO<sub>4</sub>), a New Mineral from Mn Ores of the Ushkatyn-III Deposit, Central Kazakhstan, and Metamorphic Rocks of the Wanni Glacier, Switzerland // American Mineralogist. 2019. V. 104. P. 1469–1480.

- Голдин Б.А., Юшкин Н.П., Фишман М.В. Новый иттриевый минерал – черновит // Записки ВМО. 1967. II серия. Ч. 96. Вып. 6. С. 699–704.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелев П.Г. Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Выпуск 1. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 35–54.
- Коростелев П.Г., Семеняк Б.И., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Недашковский А.П., Синяков Е.Я. Некоторые особенности вещественного состава руд месторождений Хингано-Олонойского района // Рудные месторождения континентальных окраин. Выпуск 1. Владивосток: Дальнаука, 2000 С. 202–225.
- Breiter K., Corjakova R., Skoda R. The Involvement of F, CO<sub>2</sub> and As in the Alteration of Zr-Th-REE-bearing Accessory Minerals the Hora State Kateriny A-type Granite, Chech Republic // Can. Miner. 2009. V. 47. P. 1375–1398.
- Moralev G.V., Borisov A.V., Surenkov S.V., Nagaaeva S.P., Tarbaev M.B., Kuznetsov S.K., Onishenko S.A., Epifanova L.I., Soboleva A.A. Distribution and Modes of Occurrences of REE at the Chudnoe and Nesterovskoe Occurences of Au-Pd-REE Ore Mineralization in the Maldnyrd Range, Nether-Polar Urals // Geochemistry Inter. 2005. V. 43. № 11. P. 1078–1097.
- Силаев В.И., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф., Макеев А.Б., Юхтанов П.П. Система черновита: новый взгляд через полвека после открытия минерала // Известия Коми НЦ УрО. Серия "Науки о Земле". 2020. № 1 (41). С. 69–79.
- Ondrejka M., Uher P., Pršek J., Ozdín D. Arsenian Monazite-(Ce) and Xenotime-(Y), REE Arsenates and Carbonates from the Tisovec-Rejkovo Rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and Substitutions in the (REE, Y)XO4 System (X = P, As, Si, Nb, S) // Lithos. 2007. V. 95. P. 116–129.
- Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P. Occurrence of REE-arsenates from Fe-Mn Deposit, Ligurian Brianconnais Domain, Maritime Alps, Italy // Can. Miner. 1999. V. 37. P. 961–972.
- Mills S., Kartashov P.M., Kampf A.R., Raudsepp M. Arsenoflorencite-(La), a New Mineral from the Komi Republic, Russian Federation: Description and Crystal Structure // European Journal of Mineralogy. 2010. 22. P. 613–621.
- Алексеев В.И., Марин Ю.Б.. Черновит-(Y) и другие мышьяковистые минералы в редкометалльных гранитах и грейзенах Дальнего Востока // Записки РМО. № 6. 2012. С. 118–125.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

## RARE ARSENATES OF REE AND Y AT THE ORES OF THE GREISEN DEPOSIT VERKHNEE WITHIN THE KHINGAN-OLONO DISTRICT (PRIMORYE, RUSSIA)

N. V. Gorelikova<sup>*a*,#</sup>, P. G. Korostelev<sup>*b*</sup>, B. I. Semenayk<sup>*b*</sup>, V. G. Gonevchuk<sup>*b*</sup>, V. I. Taskaev<sup>*a*</sup>, V. A. Rassulov<sup>*c*</sup>, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov<sup>*a*,*d*,##</sup>

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

<sup>b</sup> Far East Geological Institute of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>c</sup> All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russian Federation

<sup>d</sup> Karpinskiy All-Russian Scientific-Research Geological Institute, St.-Peterburg, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: ngor@igem.ru <sup>##</sup>E-mail: bns@igem.ru* 

Rare arsenates of rare earths chernovite-(Y) and gasparite-(Ce) associated with topaz, fluorite, fluocerite and bastnesite, are revealed at the rare-metal ores of Sn-W deposits from the Karadub ore region. They replace early xenotime-(Y) and monazite-(Ce). Chernovite-(Y) and gasparite-(Ce) differ on chemical composition from such minerals reported at the other occurrences earlier. Chernovite-(Y) is characterized by a low (minimal) content of Y – only 0.47 up to 0.26 apfu. Gasparite-(Ce) has a high content of Nd – 0.28 apfu. Arsenates form during the replacement of xenotime-(Y), monazite-(Ce) and REE-bearing fluorite at the oxidizing conditions.

*Keywords:* Karadub region, Verkhnee deposit, greisens, fluorite, rare earths, yttrium, arsenates of rare earths, arsenic, gasparite-Ce, chernovite-Y, fluocerite, bastnesite

—— МИНЕРАЛОГИЯ ——

УДК 550.4:551.2+548.4+549.21.211+549.731.15

## ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И РЕДКИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МНОЖЕСТВЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ МАГНЕЗИОХРОМИТА В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ

#### © 2021 г. А. М. Логвинова<sup>1</sup>, А. О. Серебрянников<sup>1</sup>, академик РАН Н. В. Соболев<sup>1,\*</sup>

Поступило 14.07.2021 г. После доработки 04.08.2021 г. Принято к публикации 09.08.2021 г.

Изучены зональность алмазов с помощью катодолюминесценции (КЛ) и химический состав минеральных включений в шести типичных алмазах из кимберлитов Якутии. Алмазы пришлифованы на специальном оборудовании до выведения на поверхность включений, размерами 10–200 мкм. Включения характеризуются морфологией, отражающей влияние вмещающих алмазов. Множественные включения и сростки магнезиохромита, оливина, пиропа и флогопита расположены как в центральных, так и периферических зонах алмазов. В трех алмазах зафиксированы значимые различия в составе магнезиохромитов в разных зонах роста, а в трех других таких различий не обнаружено. Подавляющее большинство (5 из 6 изученных алмазов) по особенностям состава магнезиохромита, оливина и флогопита относятся к преобладающему в алмазах из различных алмазоносных провинций Земли дунит-гарцбургитовому парагенезису. В одном из алмазов впервые зафиксирован лерцолитовый парагенезис, идентифицированный по составу включения пиропа в магнезиохромите. Сложная история роста алмазов и вариации химического состава включенных минералов свидетельствуют о возможности сосуществования сингенетических и протогенетических включений в одном и том же кристалле алмаза.

*Ключевые слова:* зональность алмазов, катодолюминесценция, минеральные включения в алмазах, магнезиохромит, оливин, пироп, флогопит, дунит-гарцбургитовый парагенезис, лерцолитовый парагенезис

DOI: 10.31857/S2686739721110086

Хромшпинелиды являются постоянными акцессорными минералами широкой серии ультраосновных пород, представленных дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами и верлитами в различных геологических обстановках и относящихся к различным фациям глубинности. Наряду с оливином и пиропом они относятся к наиболее характерным минералам кимберлитов и зафиксированы практически во всех кимберлитовых телах не только Якутии [1, 2], но и всех алмазоносных провинций земного шара, а также в алмазоносных лампроитах Австралии [3]. В отличие от оливина, полностью серпентинизированного в подавляющем большинстве кимберлитовых тел. хромшпинелиды, составляющие незначительную часть концентрата тяжелой фракции кимберлитов, обычно фиксируются, в основном, в виде редких неизмененных, либо частично измененных [1] зерен, а также с отчетливыми реакционными соотношениями с пиропом [4]. Уже первые обстоятельные исследования особенностей состава хромшпинелидов, ассоциирующих с алмазами в монокристаллах и поликристаллических агрегатах, а также в ксенолитах ультраосновных пород и концентратах кимберлитов Якутии, впервые выполненные почти для 1000 образцов с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом, позволили выявить исключительное разнообразие в содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO и TiO<sub>2</sub>, не имеющее аналога ни в одном типе горных пород [1, 2]. В концентратах алмазоносных кимберлитов существенная роль принадлежит высокохромистым магнезиохромитам, аналогичным по соста-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: sobolev@igm.nsc.ru

ву включениям в алмазах и поликристаллических агрегатах алмаза [1, 2].

По аналогии с оливинами магнезиохромиты относятся к наиболее распространенным включениям в алмазах, что подтверждено многолетними исследованиями как визуальными, так и инструментальными, и продемонстрировано в серии обобщений [1–3, 5].

Дополнительным следствием повышенного внимания к хромшпинелидам являются попытки выявления взаимной ориентировки с алмазом, соответствующей эпитаксиальному критерию, методом монокристальной рентгеновской дифрактометрии минералов, включенных в алмазах. Такие попытки проводились в ряде работ [6–9] и не привели к положительному результату, хотя в ранних обобщениях в отдельных случаях указывается на закономерную ориентировку включений и алмаза [5]. Новейшими исследованиями было установлено, что только отдельные включения магнезиохромита в нескольких алмазах демонстрируют в разнообразных комбинациях включений перидотитового парагенезиса ориентировку, близкую к ориентировке алмаза-матрицы [9]. Аналогичные результаты были получены авторами работ [7, 8], причем было впервые отмечено [8], что вокруг каждого включения имеется тонкая пленка флюида, вероятно, препятствующая получению положительного результата, что было также показано для наноразмерных включений оливина [6].

В настоящем сообщении приводятся новые данные по исследованию вариаций химического состава множественных включений магнезиохромитов и ассоциирующих минералов в шести кристаллах алмаза из четырех главных коренных месторождений алмаза Якутии: кимберлитовых трубок Мир, Интернациональная, Юбилейная и Комсомольская.

Алмазы, имеющие размеры до 2 мм, содержащие визуально непрозрачные ограненные множественные включения, отобраны для наших исследований из специальных фондов. Алмазы относятся к разновидности I [5] и представлены плоскогранными октаэдрами, частично кристаллами комбинационной формы, образованными в результате ступенчато-пластинчатого развития граней {111}, и додекаэдроидом (рис. 1, 2).

В процессе работы всего исследовано 23 кристалла алмаза размером до 2 мм с множественными включениями магнезиохромита. Исследование выведенных в единую полировку с алмазомматрицей включений выявило тенденцию изменения химического состава в зависимости от нахождения их в разных ростовых зонах алмаза. В большинстве случаев состав включений практически не различался, только в трех кристаллах алмаза были зафиксированы включения магнезиохромита, расположенные согласно катодолюминесценции (КЛ-изображениям) в разных зонах. Из-за ограниченности требуемого объема публикации в статье приведены 6 образцов с наиболее показательным соотношением зоны локализации включений в кристалле-матрице и их химического состава.

Для исследования состава минеральных включений кристаллы алмаза-матрицы (рис. 1, 2) были пришлифованы на специальном оборудовании с использованием шлифовального круга с порошковым алмаз-железным напылением до выведения включений, имеющих размеры от 10 до 200 мкм в единую полировку с алмазом-матрицей. Этот весьма трудоемкий процесс требует множества дополнительных специальных приспособлений, включающих наличие специальных зажимных цанг разного размера, нескольких зажимных устройств, фиксирующих цангу и, непосредственно, сам алмаз в определенном положении и т.д. и навыков в его проведении.

Отдельные зоны роста исследованных алмазов, а также зоны с преимущественным расположением включений выявлены методом катодолюминесценции с использованием сканирующеэлектронного микроскопа LEO-1430 го С энерголисперсионным рентгеновским спектрометром. Химический состав минеральных включений определялся с помощью микроанализаторов с электронным зондом Camebax-micro фирмы "САМЕСА" и ЈХА-8100 фирмы "JEOL" с применением стандартной методики. Особое внимание уделялось определению микропримесей, таких, как Ni, Zn, Mn, Si и V в хромшпинелидах [10]. Аналитические исследования проводились в "ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН".

Различная ростовая история изученных шести кристаллов алмаза отражена на рис. 1 (б, д, з, л) и рис. 2 (б, д) в КЛ-изображениях различной интенсивности. Номера, представленные на КЛизображениях алмазов, а также в правой части рисунков вместе с символами включенных минералов демонстрируют общий вид и расположение включений на пришлифованной поверхности каждого алмаза-матрицы. Морфология зерен включенных минералов отражает влияние вмещающих алмазов в разной степени: от полного или почти полного сохранения первичной огранки (обр. Mts-31, I-5-15, Yubk-235) до почти полностью резорбированных зерен (обр. Kms-81, I-5-23, Mts-30).

В отличие от рис. 1, на котором показаны множественные включения магнезиохромита в четырех образцах алмаза, причем в двух из них (Kms-84 и Mts-31) в магнезиохромите зафиксированы также включения оливина, рис. 2 демонстрирует редкие парагенезисы магнезиохромита:

#### ЛОГВИНОВА и др.



**Рис. 1.** Общий вид кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок Комсомольская (Kms-81), Мир (Mts-31), Интернациональная (I-5-15 и I-5-23) перед шлифованием (а, г, ж, к), КЛ изображения тех же алмазов с номерами пришлифованных включений (б, д, з, л); положение пришлифованных включений в каждом алмазе (в, е, и, м). Условные обозначения: Mchr – магнезиохромит, Ol – оливин. Номера включений соответствуют номерам анализов в табл. 1.



**Рис. 2.** Общий вид двух кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок Юбилейная (Yubk-235) и Мир (Mts-30) перед шлифованием (a, r), КЛ-изображения тех же алмазов с номерами пришлифованных включений, положение пришлифованных включений в каждом алмазе. Условные обозначения: Prp — пироп, Phl — флогопит. На рис. (в, е) пунктиром и стрелками показано положение увеличенных врезок редких включений.

с пиропом лерцолитового парагенезиса (обр. Yubk-235) и с флогопитом (обр. Mts-30). Химические составы ассоциирующих минералов представлены в табл. 1. Номера анализов идентичны номерам включений на рис. 1 и 2.

Уникальным по представительности доступных для анализа включений магнезиохромита и оливина является обр. Mts-31 (рис. 1г, 1д, 1е), в котором на пришлифованной поверхности видны четыре включения магнезиохромита, причем три из них содержат оливин в виде включений и сростка. Анализы включений представлены в табл. 1 и характеризуются близкими составами оливина (см. табл. 1) с Fo 93.4-93.6, но с различиями в составах магнезиохромита от 60.1-61.1 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 8.47-8.78 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> во внутренней зоне алмаза (ан. 2 и 5) до 63.1-63.2 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 6.82-6.88 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> во внешней зоне (ан. 1 и 3). Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> приведено только для изолированного включения оливина (ан. 4), во избежание влияния фона от ассоциирующих магнезиохромитов.

Достаточно четкие различия в содержании  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$ , а также Mg# характерны для обр. Kms-81 с уменьшением Mg# и увеличением Cr# к внешней части образца.

Остальные два образца, представленные на рис. 1, I-5-15 (ж, з, и) и I-5-23 (к, л, м) содержат по

три включения магнезиохромита, приуроченных к внутренним зонам алмазов. Составы включений в каждом из образцов (см. табл. 1) практически не различаются.

В двух алмазах, представленных на рис. 2, обнаружены редкие включения. В образце Yubk-235 (рис. 2а, 2б, 2в) выявлен пироп в магнезиохромите. В отличие от преобладающих в алмазах высокохромистых субкальциевых пиропов, относящихся к дунит-гарцбургитовому парагенезису без клинопироксена с существенной примесью кноррингитового (MgCr) компонента, являющихся четким индикатором присутствия алмазов при поисковых работах [11], обнаруженный пироп по соотношению содержания (мас. %)  $Cr_2O_3$ 6.05 и CaO 5.37 (см. табл. 1) относится к лериолитовому парагенезису [1], а хромшпинелид, ассоциирующий с ним, существенно отличается по составу (<60 мас. %) от типичных магнезиохромитов, включенных в алмазы [1, 12, 13], характеризующихся содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, превышающим 60-62 мас. % (рис. 3). Такой парагенезис зафиксирован в алмазе впервые.

Ранее нами была предпринята попытка оценки распространенности включений в крупных алмазах из трех промышленных месторождений Якутии кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Айхал из специальных фондов [14]. Масса каждого из этих кристаллов превышает 10.8 карата.

#### ЛОГВИНОВА и др.

1. Магнезиохромит																
Образец	№ вкл-ния	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	Cr#	M	g#	
Kms-81	1	0.11	0.35	6.34	63.9	14.8	0.17	12.8	0.08	0.07	0.24	98.86	87.1	63	3.2	
	2	0.06	0.41	7.91	61.2	14.8	0.18	13.4	0.08	0.07	0.25	98.36	83.8	65	5.8	
Mts-31	1	0.05	0.19	6.88	63.2	16.7	0.19	12.0	0.08	0.06	0.36	99.71	86.0	59	9.4	
	2	0.08	0.20	8.78	60.1	16.6	0.17	12.6	0.11	0.09	0.39	99.12	82.1	61	.9	
	3	0.04	0.17	6.82	63.1	16.4	0.18	12.0	0.10	0.06	0.34	99.21	86.1	59	9.8	
	5	0.08	0.19	8.47	61.1	16.5	0.19	12.5	0.07	0.05	0.29	99.44	82.8	61	.4	
I-5-15	1	0.12	0.11	6.82	63.0	16.7	0.18	12.1	0.07	0.07	0.34	99.51	86.1	60	0.0	
	2	0.01	0.10	7.17	63.1	16.7	0.16	12.4	0.05	0.06	0.34	100.2	85.5	61	.1	
	3	0.06	0.09	7.16	62.9	16.8	0.17	12.2	0.08	0.07	0.31	99.84	85.5	60	).3	
I-5-23	1	0.12	0.08	6.82	63.0	16.6	0.19	12.1	0.04	0.06	0.32	99.33	86.1	60	).1	
	2	0.08	0.06	6.68	62.7	17.1	0.17	12.0	0.09	0.06	0.32	99.26	86.3	59	9.8	
	3	0.09	0.05	6.87	62.9	16.6	0.18	12.2	0.10	0.06	0.31	99.36	86.0	60	).6	
Yubk-235	1	0.17	0.87	14.2	54.8	13.0	0.11	15.5	0.03	0.06	0.20	98.94	72.1	71	.4	
	2	0.19	0.82	13.2	55.7	12.8	0.11	15.2	0.08	0.08	0.16	98.34	73.9	70	).9	
	3	0.15	0.83	14.4	53.9	12.7	0.13	15.7	0.06	0.08	0.17	98.12	71.5	72	2.9	
Mts-30	1	0.03	0.43	7.69	60.9	17.3	0.18	12.3	0.07	0.09	0.35	99.34	84.2	60	).5	
	2	0.09	0.44	7.69	60.5	17.0	0.18	12.3	0.06	0.08	0.35	98.69	84.1	60	).6	
						2	2. Олив	ин								
Образец	№ вкл-ния	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	N	iO	Сум	има	F	o	
Mts-31	1	40.9	< 0.01	н.о.	_	6.42	0.10	51.0	0.01	0.	36	98.	79	93	3.4	
	3	41.2	< 0.01	н.о.	_	6.34	0.09	51.2	0.01	0.	38	99.	22	93	8.5	
	4	41.0	< 0.01	н.о.	0.15	6.29	0.10	51.1	< 0.01	0.	34	98.	99	93	8.5	
	5	40.8	< 0.01	н.о.	_	6.28	0.09	51.3	0.02	0.	0.35 98.84 9		98.84		8.6	
Kms-81	1	41.6	< 0.01	н.о.	_	5.52	н.о.	52.1	< 0.01	0.	0.34 99.56		94	4.4		
							3. Пир	оп								
Образец	№ вкл-ния	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сум	има	Cı	Cr#		Mg#	
Yubk-235	1	41.3	0.32	19.5	6.05	4.9	0.48	21.4	5.37	99.	.32	17.2 8		88	8.6	
4. Флогопит																
Образец	№ вкл-ния	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	K <sub>2</sub> O	NiO	BaO	Cl	Сумма	Cr#	Mg#	
Mts-30	1	41.5	0.62	12.6	1.79	2.93	< 0.01	24.5	10.6	0.28	0.57	0.18	95.57	8.7	93.7	
Тримечание: Cr# [100Cr/(Cr+Al)]; Mg# [100Mg/(Mg+Fe)]; Mg# = Fo для оливина; н.о. – не определялось.																

Таблица 1. Химический состав минеральных включений в алмазах (мас. %)

Среди крупных алмазов резко возрастает количество октаэдрических кристаллов (более 90%). Для серии образцов при их изучении были выявлены обнажающиеся на поверхности алмаза включения пиропа и хромшпинелида. Фрагменты этих

включений были извлечены из 56 кристаллов алмаза и проанализированы. Основной особенностью состава пиропа является преобладание высокохромистых пиропов, бедных кальцием, что типично для всех алмазов перидотитового параге-



**Рис. 3.** Вариации состава включений магнезиохромита в процессе роста изученных алмазов: Kms-81 (1), Mts-31 (2), I-5-15 (3), I-15-23 (4), Yubk-235 (5), Mts-30 (6). Положение точек состава магнезиохромитов, извлеченных из внешней части четырех образцов крупных алмазов трубки Удачная (7) по [14]. Стрелками указано общее направление понижения температуры роста алмазов. Пунктирная линия оконтуривает область вариаций состава магнезиохромитов в алмазах по [9, 19].

незиса [1, 11, 13, 15]. Хромшпинелиды также характеризуются типичным составом, присущим включениям в алмазах [1, 2, 8, 12]. Вместе с тем отмечено присутствие в отдельных образцах магнезиохромитов аномального состава с содержанием (мас. %)  $Cr_2O_3$  67.3–68.6 и  $Al_2O_3$  2.02–2.68 (Cr# 94.5–95.8 и Mg# 47.2–50.0). Не исключено, что часть необычных составов магнезиохромитов может относиться к вторичным хромшпинелидам, как это показано для образца MP-9 из поликристаллического агрегата алмаза [1].

Флогопит, обнаруженный в образце Mts-30, относится к числу наиболее редких включений в алмазах, подтверждая участие летучих в их образовании [16]. Для трети изученных авторами 34 образцов алмазов с включениями флогопита и биотита [16] флогопит ассоциирует с магнезиохромитом, содержащим Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 61.7 до 66.3 мас. %, причем в трех образцах установлен Cl от 0.25 до 0.49 мас. %. В представленном в настоящей работе обр. Mts-30 также содержится 0.18 мас. % Cl, что вносит дополнительный вклад в дискуссию о роли хлора в образовании кимберлитов и алмазов [16]. Здесь зафиксирована примесь ВаО до 0.57 мас. % (см. табл. 1). По низкому Cr# 8.7, высокому Mg# 93.7 и низкой примеси TiO<sub>2</sub> 0.62 мас. % флогопит относится к дунит-гарцбургитовому парагенезису.

Следует подчеркнуть, что разнообразие выявленных в настоящем исследовании минералов, ассоциирующих с магнезиохромитом в алмазах, не исчерпывается приведенными примерами. В работе [17] описывается пример находки включения перовскита в ассоциации с четырьмя включениями магнезиохромита, содержащими от 64.1 до 64.6 мас. %  $Cr_2O_3$  и оливином (Fo 93), а также титаната серии LIMA в ассоциации с магнезиохромитом, энстатитом и пиропом в полиминеральном включении в алмазе.

Дискуссия, обсуждающая соотношение алмаза и включенных минералов, практически не затрагивает проблему сложного характера роста самих алмазов, выявляемого рядом подходов, в число которых входят катодолюминесценция, анализ изменения состава включенных минералов (см. рис. 3) [12, 18–20], а также сопоставление соотношения алмазов и ассоциирующих минералов в известных ксенолитах алмазосодержащих перидотитов в кимберлитах [9, 15].

В период роста индивидуальных кристаллов алмаза происходит постепенное снижение температуры, что убедительно показано применением Zn-геотермометра для хромшпинелидов, включенных в алмазы с определением температурного интервала при росте конкретного кристалла алмаза до 400°С при понижении температуры, а интервал >100°С является обычным [9, 12, 19], что успешно использовано в работе [19].

Присутствие в неизмененном образце мегакристаллического алмазоносного дунита включений магнезиохромита и оливина в алмазе, полностью включенном в оливине, позволяет рассматривать оливин в качестве сингенетического включения по отношению к алмазу [15]. То же самое относится к магнезиохромиту, изменяющему свой состав в процессе роста алмаза, хотя в ряде работ часть таких включений характеризуется в качестве протогенетических [7–9]. Для обсуждаемой коллекции шести алмазов следует учитывать количество зон роста и размеры кристаллов, которые (2 мм) являются минимальными для установления вероятной эволюции состава включений в процессе роста. К сожалению, незначительный размер изученных нами алмазов, не превышающий 2 мм, позволяет отметить только тенденцию к понижению температуры во время роста, показанную на рис. 3 стрелками. Эта тенденция полностью соответствует выявленной закономерности понижения температуры в процессе роста индивидуальных алмазов [9, 12, 14, 19, 20].

На конкретном примере алмаза из трубки Удачная [20] продемонстрировано, что применение метода дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) в сочетании с трехмерным катодолюминесцентным изображением является исключительно важным при решении вопроса о времени роста включения. Получено доказательство сингенетического характера магнезиохромита в алмазе из трубки Удачная [20].

Сложная история роста алмаза, сопровождаемая его зональностью, с вариациями состава включений оливина и, особенно, магнезиохромита в разных зонах свидетельствует о связи роста алмаза с ростом и переменным составом минеральных включений и возможности сосуществования сингенетических и протогенетических минеральных включений в одном и том же алмазе.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам, замечания которых позволили существенно улучшить статью.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ (проект № 20-05-00293).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Sobolev N.V.* Deep Seated Inclusions in Kimberlites and Composition of the Upper Mantle. 1977. American Geophysical Union. Washington DC. 279 p.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г. и др. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. 16 (11). С. 7–24.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., et al. Chromite Macrocrysts in Kimberlites and Lamproites: Geochemistry and Origin // Proc. of the Fifth Intern. Kimb. Conf. Brazil. 1994. V. 1. P. 366–387.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Доклады АН СССР. 1964. Т. 158 (1). С. 108–111.
- 5. *Orlov Y.L.* The Mineralogy of the Diamond. 1977. John Wiley and Sons. NY. 235 p.

- Hwang S.L., Shen P., Yui T.F., et al. Low Energy Phase Boundary Pairs and Preferred Crystallographic Orientations of Olivines in Nanometer-sized Fluid Inclusions of Aykhal diamond // Lithos. 2018. V. 322. P. 392–404.
- Nestola F., Zaffiro G., Mazzucchelli M.L., et al. Diamond-inclusion System Recording Old Deep Lithosphere Conditions at Udachnaya (Siberia) // Sci. Rep. 2019. V. 9. 12586.
- Nimis P, Angel R.J., Alvaro N., et al. Crystallographic Orientations of Magnesiochromite Inclusions in Diamonds: What Do They Tell Us? // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. V. 174:29.
- Соболев Н.В., Сереткин Ю.В., Логвинова А.М. и др. Кристаллографическая ориентировка и геохимические особенности минеральных включений в алмазах // Геология и геофизика. 2020. Т. 61 (5–6). С. 774–793.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно зондовые определения состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (8). С. 1473–1482.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. и др. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады Ан СССР. 1969. Т. 189 (1). С. 162–165.
- Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., et al. Trace Elements in Garnets and Chromites: Diamond Formation in the Siberian Lithosphere // Lithos. 1993. V. 29 (3–4). P. 235–256.
- Туркин А.И., Соболев Н.В. Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (12). С. 1506–1523.
- 14. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М. и др. Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // ДАН. 2001. Т. 376 (3). С. 382–386.
- Илупин И.П., Ефимова Э.С., Соболев Н.В. и др. Включения в алмазе из алмазоносного дунита // Доклады АН СССР. 1982. Т. 264 (2). С. 454–456.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (12). С. 1588–1606.
- Sobolev N.V., Yefimova E.S. Composition and Petrogenesis of Ti-oxides Associated with Diamonds // Intern. Geol. Rev. 2000. V. 42 (8). P. 758–767.
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., et al. Diamonds and the Geology of Mantle Carbon // Rev. Mineral. Geochem. 2013. V. 75. P. 355–421.
- 19. *Bulanova G.P.* The Formation of Diamond // J. Geochem. Explor. 1995. V. 53. P. 1–23.
- Wiggers de Vries D.F., Drury M.R., de Winter D.A.M., et al. Three-dimensional Cathodoluminescence Imaging and Electron Back Scatter Diffraction: Tools for Studying the Genetic Nature of Diamond Inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 161. P. 565–579.

## COMPOSITIONAL VARIATIONS AND RARE PARAGENESES OF MULTIPLE MAGNESIOCHROMITE INCLUSIONS IN YAKUTIAN DIAMONDS

#### A. M. Logvinova<sup>a</sup>, A. O. Serebryannikov<sup>a</sup>, and Academician of the RAS N. V. Sobolev<sup>a,#</sup>

<sup>a</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: sobolev@igm.nsc.ru</sup>

Diamond zonation by cathodoluminescence (CL) and chemical compositions of mineral inclusions in six typical diamonds from Yakutian kimberlites are studied. Diamonds were polished by special device up to appearance of mineral inclusions of 10–200 micrometers in size on the surface of diamond plates. Inclusions morphology is affected by diamond matrices. Multiple inclusions as well as intergrowths of magnesiochromites, olivines, pyrope and phlogopite are located either in central or in peripheral diamond zones. Significant differences in magnesiochromite compositions are detected in different growth zones of three diamonds but three other diamonds have similar compositions in central zones. Complicated growth of included minerals allows to conclude on the possibility of coexistence of syngenetic and protogenetic inclusions within single diamond.

*Keywords:* diamonds zonation, cathodoluminescence (CL), mineral inclusions in diamonds, magnesiochromite, olivine, pyrope, phlogopite, dunite-harzburgitic paragenesis, lherzolitic paragenesis УДК 550.4:551.763.12(571.56)

## ВАЛАНЖИНСКИЙ УМЕРЕННО-ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ РАССОХИНСКОГО И АРГА-ТАССКОГО ТЕРРЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2021 г. С. Н. Сычев<sup>1,2,3,\*</sup>, О. Ю. Лебедева<sup>1,2</sup>, А. К. Худолей<sup>1,2</sup>, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов<sup>3</sup>, А. В. Рогов<sup>2</sup>, В. С. Маклашин<sup>2</sup>, П. А. Львов<sup>2</sup>

Поступило 13.05.2021 г. После доработки 07.06.2021 г. Принято к публикации 08.06.2021 г.

По результатам U–Th–Pb (SIMS)-метода определения возраста цирконов из магматических тел трахитов и трахидолеритов верхнеагынджинского комплекса, расположенных в пределах Рассохинского островодужного и Арга-Тасского океанического террейнов, сделан вывод о валанжинском возрасте их образования. По возрасту и составу изученные валанжинские вулканиты Рассохинского и Арга-Тасского террейнов близки к вулканитам основания Алазейско-Индигирской зоны. Пространственное положение валанжинских трахитов и трахидолеритов вдали от основного поля распространения вулканитов Алазейско-Индигирской зоны не позволяет рассматривать их как надсубдукционные образования андийской окраины, а позволяет предположить, что их образование было связано с растяжением в пределах этой зоны. Тектоническая позиция магматических тел валанжина позволяет интерпретировать их как комплексы, сшивающие два разных в геодинамическом отношении террейна.

*Ключевые слова:* умеренно-щелочные породы, U–Th–Pb (SIMS)-метод, валанжин, Рассохинский и Арга-Тасский террейны

DOI: 10.31857/S2686739721090188

Рассохинский (Рассошинский) островодужный и Арга-Тасский океанический террейны расположены в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области, в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы, простираются в северо-западном направлении и граничат на югозападе с Омулевским террейном пассивной континентальной окраины [1]. Рассохинский террейн сложен кембрийско-ордовикскими и девонраннеюрскими вулканогенными и осадочными образованиями, Арга-Тасский – базальтами и сланцами позднего палеозоя-раннего мезозоя [2]. Комплексы Рассохинского и Арга-Тасского террейнов перекрыты с угловым несогласием средне-позднеюрскими вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса (рис. 1). В верховьях реки Агынджа и на реке Рассоха присутствуют вулканические тела, рассекающие ордовикские и пермские породы, возраст которых ранее считался близким ко времени образования вмещающих толщ [3, 4]. Настоящая работа содержит новые оценки возраста цирконов, полученные U–Th– Pb-методом (SIMS), позволившие впервые для данной территории установить раннемеловой возраст магматических тел трахитов и трахидолеритов верхнеагынджинского комплекса, сформировавшихся на постамальгамационных стадиях развития коллажа террейнов Северо-Востока России.

Изученные магматические тела в районе реки Агынджа на геологических картах 80-х годов относились к средне-позднеордовикским и позднесилурийским образованиям [3, 4]. Нами при геолого-съемочных работах на потенциально золото-медно-порфировых объектах в верховьях реки Агынджа и в районе Рассохинского (Рассошинского) гранитного массива были опробованы породы повышенной щелочности для выяснения их возраста и петрологических характеристик. В каньоне р. Агынджа вскрывается вулканогенноосадочный разрез, прорванный многочисленными телами щелочных пород основного и среднего состава [5]. Вмещающие осадочные породы оха-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский

геологический институт им. А. П. Карпинского,

Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: s.sychev@spbu.ru



**Рис. 1.** Расположение вулканитов валанжинского возраста в пределах Рассохинского и Арга-Тасского террейнов на схеме тектонического районирования (по [4], с изменениями). 1-5 – Региональные подразделения: 1 – Омулёвский террейн (терригенно-карбонатные среднеордовикско-нижнекаменноугольные отложения); 2 – Рассохинский террейн (кембрийско-ордовикские и девон-нижнеюрские вулканогенные и осадочные образования); 3 – Арга-Тасский террейн (глубоководные базальты и сланцы верхнего палеозоя, а также девонские палеорифтовые образования); 4 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс (средне-верхнеюрские вулканиты); 5 – Ожогинская впадина (палеогенческие тела трахитов и трахидацитов; 6-9 – Магматические образования: 6 – гранитоидные массивы; 7 – субвулканические тела трахитов и трахидацитов; 8 – покровы трахитов; 9 – дайки трахидолеритов и долеритов; 10 – геологические границы; 11 – региональные разрывные нарушения и их номера. КОМ – Колымо-Омолонский микроконтинент, АИВЗ – Алазейско-Индигирская вулканическая зона, РМ – Рассохинский (Рассошинский) массив.

рактеризованы палеонтологически и имеют средне-позднеордовикский возраст [6]. К востоку от Рассохинского массива все покровные образования ранее относились к позднему палеозою [3, 4].

Образцы для исследований отобраны из субвулканического тела трахитов (обр. 3036/9) мощностью около 30 м, расположенного в нижней части каньона, вблизи контакта с конгломератами, и из дайки трахидолеритов (обр. 3038/14) мощностью около 1 м, находящейся в 400 м выше по течению от каньона. В левом борту р. Рассоха, в 2.5 км ниже по течению от устья ручья Готический обнаружен покров трахитов мощностью около 600 м; из средней части покрова отобрана проба (обр. 3054/6).

U-Th-Pb (SIMS)-определение возраста цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ.

Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с



**Рис. 2.** Диаграммы с конкордией и морфологические формы цирконов. а – субвулканическое тело трахитов; б – дайка трахидолеритов; в – покров трахитов; г – цирконы из магматических тел с местоположением точек локального анализа, которые приведены в табл. 1.

зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) измерений на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U–Th–Pb-отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье [7]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID. U–Th–Pb-отношения нормализовались на значение 0.0668 для отношения  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [8]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 $\sigma$ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2 $\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX.

Результаты приведены на рис. 2 и в табл. 1.

Изучение на электронном микроскопе CamScan MX 2500S показало, что большинство кристаллов циркона имеют субидиоморфную форму, нередко с хорошо сохранившимися гранями. В режиме катодолюминесценции в них отчетливо проявляется осцилляторная зональность, ха-
а-тасского терреинов														
$^{206}\mathrm{Pb}_\mathrm{c},\%$	U, ppm	Th, ppm	<sup>206</sup> Pb*, ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	млн лет	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	млн лет	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	%Ŧ	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	÷	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	十%	Rho
	Cyc	бвулкан	ическо	е тело т	грахито	в, обр.	3036/9	(65°19′6.	6″ с.ш	, 148°3	′47.4″ e	з.д.)		
0.17	1565	1574	28.1	133	±2	200	±53	0.0501	2.3	0.14	2.9	0.0208	1.8	0.6
0.12	2139	1974	39.1	136	±2	166	±46	0.0494	2	0.14	2.6	0.0213	1.8	0.7
0.00	2518	2716	46.1	136	±2	112	±34	0.0483	1.5	0.14	2.3	0.0213	1.8	0.8
0.00	964	889	17.7	136	$\pm 3$	142	±55	0.0489	2.3	0.14	3	0.0214	1.8	0.6
0.14	2525	3303	46.7	137	±2	115	±43	0.0483	1.8	0.14	2.6	0.0215	1.8	0.7
0.41	2942	2175	55.7	140	$\pm 3$	170	±68	0.0495	2.9	0.15	3.4	0.0219	1.8	0.5
0.26	4111	5502	77.9	140	$\pm 3$	142	$\pm 38$	0.0489	1.6	0.15	2.4	0.0220	1.8	0.7
0.00	5946	6985	113	141	$\pm 3$	110	±22	0.0482	0.9	0.15	2	0.0221	1.8	0.9
0.51	7658	3308	159	153	$\pm 3$	156	±44	0.0492	1.9	0.16	2.6	0.0240	1.8	0.7
2.14	7028	5263	152	157	$\pm 3$	144	±110	0.0489	4.7	0.17	5.1	0.0247	1.8	0.4
0.30	5380	5014	116	160	$\pm 3$	183	±43	0.0497	1.8	0.17	2.6	0.0251	1.8	0.7
		Дайка	трахид	олерит	ов, обр	. 3038/1	4 (65°1	8′51.9″ c.	ш., 148	°2′50.4	" в.д.)			I
0.03	3331	4405	58.5	131	±2	119	$\pm 30$	0.0484	1.3	0.14	2.2	0.0204	1.8	0.8
0.68	3315	4526	60	133	±2	118	±54	0.0484	2.3	0.14	2.9	0.0209	1.8	0.6
0.78	2374	2524	43.2	134	±2	145	±75	0.0489	3.2	0.14	3.7	0.0210	1.8	0.5
0.43	3747	3858	69.6	137	±2	119	±46	0.0484	1.9	0.14	2.6	0.0215	1.8	0.7
0.03	5637	9407	105	138	±2	139	±22	0.0488	0.9	0.15	2	0.0217	1.8	0.9
1.15	1950	2377	36.8	138	$\pm 3$	183	$\pm 100$	0.0497	4.5	0.15	4.8	0.0217	1.8	0.4
0.14	3789	5507	71.2	139	±2	145	±32	0.0489	1.4	0.15	2.2	0.0218	1.8	0.8
1.06	3431	2922	65.2	140	$\pm 3$	130	±66	0.0486	2.8	0.15	3.3	0.0219	1.8	0.5
0.02	4480	5815	84.6	140	±2	133	±24	0.0487	1	0.15	2	0.0220	1.8	0.9
0.00	4662	4883	89.7	143	$\pm 3$	76	±26	0.0475	1.1	0.15	2.1	0.0224	1.8	0.9
0.02	7946	9931	156	146	$\pm 3$	125	±18	0.0485	0.8	0.15	1.9	0.0229	1.8	0.9
0.63	11059	12302	229	153	$\pm 3$	139	±35	0.0488	1.5	0.16	2.3	0.0239	1.8	0.8
	1	Пс	кров тр	рахитон	в, обр. З	3054/6 (	65°7 <b>′</b> 41	.7″ с.ш.,	149°8′1	6.8″ в.,	ц.)		I	
1.18	718	420	12.8	130	$\pm 3$	215	±230	0.0504	9.8	0.14	10	0.0204	1.9	0.2
0.05	3387	2489	61.5	135	±2	131	±31	0.0487	1.3	0.14	2.2	0.0211	1.8	0.8
0.38	939	566	17.1	135	$\pm 3$	107	±94	0.0481	4	0.14	4.4	0.0212	1.8	0.4
0.61	400	169	7.34	136	$\pm 3$	260	±180	0.0514	7.6	0.15	7.9	0.0213	2	0.3
0.18	729	428	13.4	136	$\pm 3$	230	±71	0.0508	3.1	0.15	3.6	0.0213	1.9	0.5
0.32	767	374	14.1	136	$\pm 3$	150	±93	0.0490	4	0.14	4.4	0.0213	1.9	0.4
0.62	398	172	7.46	139	$\pm 3$	103	±170	0.0481	7	0.14	7.3	0.0217	2	0.3
0.57	1306	1210	24.5	139	$\pm 3$	124	$\pm 100$	0.0485	4.3	0.15	4.6	0.0217	1.8	0.4
0.29	572	305	10.8	140	$\pm 3$	132	±97	0.0487	4.1	0.15	4.6	0.0219	1.9	0.4
0.56	9327	10857	184	146	$\pm 3$	92	±32	0.0479	1.3	0.15	2.2	0.0229	1.8	0.8
	0.17 0.12 0.00 0.00 0.14 0.41 0.26 0.00 0.51 2.14 0.30 0.03 0.68 0.78 0.43 0.03 0.68 0.78 0.43 0.03 1.15 0.14 1.06 0.02 0.00 0.02 0.63 1.18 0.05 0.38 0.61 0.18 0.32 0.62 0.57 0.29 0.56	Relief repeated           Reference         Reference           0.17         1565           0.12         2139           0.00         2518           0.00         2518           0.00         964           0.14         2525           0.41         2942           0.26         4111           0.00         5946           0.51         7658           2.14         7028           0.30         5380           0.03         3331           0.68         3315           0.78         2374           0.43         3747           0.03         5637           1.15         1950           0.14         3789           1.06         3431           0.02         7946           0.63         11059           1.18         718           0.05         3387           0.38         939           0.61         400           0.18         729           0.32         767           0.62         398           0.57         1306           0.29	Кого террейнов           Se         E         E           Se         E         E           Se         Se         Se           Se         Se         Se           O.17         1565         1574           O.12         2139         1974           O.00         2518         2716           O.00         964         889           0.14         2525         3303           0.41         2942         2175           0.26         4111         5502           0.00         5946         6985           0.51         7658         3308           2.14         7028         5263           0.30         5380         5014           Jaŭka         0.03         3331           4405         0.68         3315           0.68         3315         4526           0.78         2374         2524           0.43         3747         3858	Кото терреинов           Set         Et         Et         *.           Set           *.         *.           Set           *.         *.            CyoByJKall           28.1            0.17         1565         1574         28.1            0.12         2139         1974         39.1           0.00         2518         2716         46.1           0.00         964         889         17.7           0.14         2525         3303         46.7           0.41         2942         2175         55.7           0.26         4111         5502         77.9           0.00         5946         6985         113           0.51         7658         3308         159           2.14         7028         5263         152           0.30         5380         5014         116           D.78         2374         2524         43.2           0.43         3747         3858         69.6           0.03         5637         9407         10	Кото терреинов           No.         Ea         * û         Dec           0.17         1565         1574         28.1         133           0.12         2139         1974         39.1         136           0.00         2518         2716         46.1         136           0.00         2518         2716         46.1         136           0.00         964         889         17.7         136           0.14         2525         3303         46.7         137           0.41         2942         2175         55.7         140           0.26         4111         5502         77.9         140           0.51         7658         3308         159         153           2.14         7028         5263         152         157           0.30         5380         5014         116         160 <i>Laïka traxuatoreput</i> 0.03         3331         4405         58.5         131           0.68         3315         4526         60         133           0.78         2374         2524         43.2         134           0.43	КОО ТЕРРЕННОВ           %         III         III         %         IIII         IIIII         IIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIIII	Кото перреинов         Балонов         Балонов	Reference $\frac{\%}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{1}{4}$ $\frac{\pi}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{6}{90}$ $\frac{\mu}{4}$ $\frac{112}$ $\frac{133}{12}$ $\frac{122}{200}$ $\frac{153}{233}$ 0.1221391974 39.1136 $\pm 2$ 112 $\pm 34$ $\frac{100}$ $\pm 3$ 142 $\pm 53$ 0.002518 271646.1 46.1136 $\pm 2$ 112 $\pm 34$ $\frac{100}$ $\pm 33$ 142 $\pm 55$ 0.14 2525330346.7 5507137 $\pm 2$ 115 $\pm 43$ 0.41 2942 217555.7 55.7140 $\pm 3$ 142 $\pm 38$ $110$ $\pm 22$ 0.51 7658 7658 3308 5014159153 $\pm 3$ 156 $\pm 44$ $214$ 0.14 7028 788 788 7840160 58.5 513 513131 $\pm 2$ 119 $\pm 30$ $\pm 30$ $0.683315\pm 4526133\pm 2118\pm 540.78782747743358740769.6741133\pm 310\pm 660.02133\pm 22145\pm 3221.1519500.2377736.8138124130\pm 3\pm 66133\pm 33\pm 240.000.46620.02$	Kolo reppendix         Kolo reppendix           80 60 607         En         En         * 607         En         Fight 607         An         An           80 607         007         1565         1574         28.1         133         ±2         200         ±53         0.0501           0.12         2139         1974         39.1         136         ±2         116         ±46         0.0494           0.00         2518         2716         46.1         136         ±2         112         ±34         0.0483           0.00         964         889         17.7         136         ±3         142         ±38         0.0483           0.14         2525         303         46.7         137         ±2         115         ±43         0.0483           0.41         2942         2175         55.7         140         ±3         142         ±38         0.0492           1.14         7028         5263         152         157         ±3         144         ±110         0.0489           0.33         331         445         5.66         133         ±2         119         ±30         0.0484           0.53	Kolo representation $\frac{8}{900}$ $\frac{10}{11}$ $\frac{1}{900}$	Kolo representor         Kolo representor           No.         La         La <thla< th="">         La         <thla< th="">         &lt;</thla<></thla<>	Koro representation         Koro representation	Kario repreniruos         Kario repreniruos	Koro represense         Koro repr

**Таблица 1.** Результаты U–Th–Pb (SIMS)-исследования цирконов из магматических пород Рассохинского и Арга-Тасского террейнов

Примечание. Pb<sub>c</sub> и Pb<sup>\*</sup> – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Изотопные отношения скорректированы по измеренному  $^{204}$ Pb. Конкордантный возраст на рис. 2а рассчитан по замерам 1.1–7.1, на рис. 2б по замерам 1.1–4.1 и 6.1–9.1, на рис. 2 в по замерам 1.1–9.1. Расчет конкордантного возраста возможен только при исключении замеров: для обр. 3036/9 – 8.1–11.1; 3038/14 – 5.1, 10.1–12.1; 3054/6 – 10.1. Из расчетов убраны результаты анализов с U > 5000 ppm, в соответствии с [9].

**Таблица 2.** Содержания главных (мас. %) и примесных (г/т) элементов в породах. Зеленым цветом отмечены субвулканические тела в районе р. Агынджа, розовым — дайковые тела в районе р. Агынджа, желтым — покров в районе р. Рассоха

Образ	вец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	п.г	ι.п.	Сум	има
3036/	/9	61.9	0.63	16.2	5.2	0.02	2.42	0.75	2.8	8.08	0.14	1.	83	99	.9
3044/	/16	65.2	0.58	16	3.8	0.05	0.98	1.34	3	6.96	0.11	2.	3	10	0
3042/	/2	63.7	0.48	15.7	3.9	0.05	1.54	0.93	2.9	7.95	0.13	2.	2.54 99.7		.7
3036/	/12	68.8	0.45	11.4	3.32	0.13	1.39	2.07	1.4	7.37	0.1	3.18		99.7	
1035/	/2	61.9	0.52	16	4.15	0.08	1.18	2.01	0.6	10.2	0.17	3.	09	99.9	
1036/	/1	67.9	0.54	16.5	2.01	<.01	0.37	0.1	1.6	9.09	0.06	2.	1	10	0
3039/	/10	64.8	0.56	16.3	4.09	0.03	1.29	0.99	2.8	6.61	0.17	2.	07	99	.7
3039/	/4	63.5	0.51	15.4	4.83	0.1	1	2.22	2.7	6.25	0.15	3.	39	10	0
3039/	/20	62.4	0.46	14.5	6.15	<.01	1.21	1.28	0.3	9.15	0.14	4.	42	10	0
3038/	/14	45.6	1.37	16.6	10.1	0.18	8.99	9.19	2.3	1.81	0.11	3.	2	99	.5
3045/	/3	46.1	1.66	16.5	10.9	0.21	8.24	8.95	2.6	1.76	0.16	2.	53	99	.6
75/	/1	48.4	2.39	15.2	12.7	0.23	5.88	7.75	3.9	0.91	0.35	1.	97	99	.8
3039/	/2	45.4	1.54	15.8	10.6	0.18	8.29	9.62	2.4	0.35	0.21	5.	27	99	.6
3038/	/13	44.9	1.14	16.5	9.31	0.16	7.53	10.2	2	0.86	0.23	7.	21	100	
3036/	/2	47.2	2.54	14.8	12.4	0.23	5.6	8.55	3.6	2.09	0.47	1.	65	99	
3041/	/1	48.6	2.06	16	11	0.13	4.94	8.24	2.9	0.56	0.33	5.	06	99	.9
3054/	/4	60.8	1.04	16.9	6.75	0.21	0.85	1.91	6.5	3.71	0.24	0.	98	99	.9
3054/	/6	60.9	1.43	16.5	5.75	0.13	1.28	2.44	7.2	2.62	0.62	1.02		100	
3054/	/7	73	0.38	11.4	5.1	0.14	0.88	0.92	4	3.25	0.08	0.82		100	
3054/	/2	64	0.73	16.3	5.27	0.13	0.84	1.76	7.3	2.54	0.15	0.71		99.8	
Образец	Sc	V	Cr	Со	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Nb	Та	Ba	Pb	Th
3036/9	11.9	6.1	3.13	5.28	1.8	110	86.4	42	286	7.2	12	1	512	8	12.7
3044/16	12.6	7.6	7.96	2.19	4	121	79.7	51	334	9.5	15	0.9	260	9	14.1
3042/2	10.4	17.1	7.6	4.05	3.2	149	90.7	35	269	7.7	12	0.8	622	26.2	13.6
3036/12	8.9	5.9	6.46	3.92	43	05.2			207			0.8	022		
1035/2	12.8	216			ч.5	95.5	50.6	33	205	6	9	0.8	668	3.6	9.4
1026/1		24.6	3.09	2.72	4.3	95.5 155	50.6 55.7	33 34	206 266	6 7	9 12	0.8 0.6 0.8	668 537	3.6 15.7	9.4 13.4
1036/1	10.2	24.6 22.2	3.09 1.78	2.72 <0.5	4.3 <1.0	95.5 155 162	50.6 55.7 51.9	33 34 23	206 266 277	6 7 7.8	9 12 12	0.8 0.6 0.8 0.8	668 537 674	3.6 15.7 24.2	9.4 13.4 12.3
1036/1 3039/10	10.2 12.4	24.6 22.2 24.1	3.09 1.78 4.38	2.72 <0.5 3.27	4.3 <1.0 4.2	95.5 155 162 137	50.6 55.7 51.9 48.9	33 34 23 38	206 266 277 282	6 7 7.8 8.2	9 12 12 13	0.8 0.6 0.8 0.8 0.9	622 668 537 674 478	3.6 15.7 24.2 6.7	9.4 13.4 12.3 14.3
1036/1 3039/10 3039/4	10.2 12.4 12.7	24.6 22.2 24.1 23.6	3.09 1.78 4.38 3.38	2.72 <0.5 3.27 1.77	4.3 <1.0 4.2 2	93.3 155 162 137 109	50.6 55.7 51.9 48.9 118	33 34 23 38 33	206 266 277 282 275	6 7 7.8 8.2 6.6	9 12 12 13 11	0.8 0.6 0.8 0.8 0.9 0.9	622 668 537 674 478 472	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20	10.2 12.4 12.7 8.7	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9	4.3 <1.0 4.2 2 17.3	<ul> <li>95.5</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> </ul>	206 266 277 282 275 225	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2	9 12 12 13 11 10	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.6	622 668 537 674 478 472 323	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158	<ul> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> </ul>	206 266 277 282 275 225 61	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1	9 12 12 13 11 10 1	0.8 0.6 0.8 0.8 0.9 0.9 0.6 0.1	622 668 537 674 478 472 323 98.8	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118	<ul> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8	9 12 13 11 10 1 1	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118 36.1	<ul> <li>93.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4	<ul> <li>9</li> <li>12</li> <li>12</li> <li>13</li> <li>11</li> <li>10</li> <li>1</li> <li>1</li> <li>5</li> </ul>	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.4	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118 36.1 158	93.3 155 162 137 109 103 34.3 45.2 14.5 5.9	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228	33 34 23 38 33 21 24 28 38 30	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156 96	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3	9 12 13 11 10 1 1 5 3	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.4 0.1	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1 28.9	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118 36.1 158 127	<ul> <li>93.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> <li>30</li> <li>20</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6	<ul> <li>9</li> <li>12</li> <li>12</li> <li>13</li> <li>11</li> <li>10</li> <li>1</li> <li>1</li> <li>5</li> <li>3</li> <li>4</li> </ul>	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127 261	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13 3036/2	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1 28.9 40	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191 286	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210 104	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5 35.8	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118 36.1 158 127 44.7	<ul> <li>93.3</li> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> <li>29.1</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406 374	33 34 23 38 33 21 24 28 38 30 20 38	206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5 144	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6 3.8	<ul> <li>9</li> <li>12</li> <li>12</li> <li>13</li> <li>11</li> <li>10</li> <li>1</li> <li>1</li> <li>5</li> <li>3</li> <li>4</li> <li>5</li> </ul>	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2 0.4	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127 261 600	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6 5.9	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1 2.5
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13 3036/2 3041/1	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1 28.9 40 38.8	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191 286 304	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210 104 112	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5 35.8 29.2	<ul> <li>4.3</li> <li>&lt;1.0</li> <li>4.2</li> <li>2</li> <li>17.3</li> <li>158</li> <li>118</li> <li>36.1</li> <li>158</li> <li>127</li> <li>44.7</li> <li>32.4</li> </ul>	<ul> <li>93.3</li> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> <li>29.1</li> <li>9.4</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406 374 449	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> <li>30</li> <li>20</li> <li>38</li> <li>34</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5 144 135	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6 3.8 3.7	9 12 13 11 10 1 1 5 3 4 5 4	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2 0.4 0.3	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127 261 600 277	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6 5.9 4.2	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1 2.5 1.9
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13 3036/2 3041/1 3054/4	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1 28.9 40 38.8 11.1	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191 286 304 10	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210 104 112 7.87	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5 35.8 29.2 2.89	4.3 <1.0 4.2 2 17.3 158 118 36.1 158 127 44.7 32.4 8.9	<ul> <li>93.3</li> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> <li>29.1</li> <li>9.4</li> <li>23.8</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406 374 449 36.1	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> <li>30</li> <li>20</li> <li>38</li> <li>34</li> <li>70</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5 144 135 864	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6 3.8 3.7 17.5	<ul> <li>9</li> <li>12</li> <li>12</li> <li>13</li> <li>11</li> <li>10</li> <li>1</li> <li>1</li> <li>5</li> <li>3</li> <li>4</li> <li>5</li> <li>4</li> <li>5</li> <li>4</li> <li>53</li> <li>4</li> </ul>	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2 0.4 0.3 3.4	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127 261 600 277 108	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6 5.9 4.2 4.4	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1 2.5 1.9 4.9
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13 3036/2 3041/1 3054/4 3054/6	10.2 12.4 12.7 8.7 36.4 37.4 44.9 33.1 28.9 40 38.8 11.1 12.4	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191 286 304 10 5.1	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210 104 112 7.87 3.63	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5 35.8 29.2 2.89 1.26	<ul> <li>4.3</li> <li>&lt;1.0</li> <li>4.2</li> <li>2</li> <li>17.3</li> <li>158</li> <li>118</li> <li>36.1</li> <li>158</li> <li>127</li> <li>44.7</li> <li>32.4</li> <li>8.9</li> <li>4.2</li> <li>2</li> </ul>	<ul> <li>93.3</li> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> <li>29.1</li> <li>9.4</li> <li>23.8</li> <li>27.8</li> <li>20.1</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406 374 449 36.1 72.8	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> <li>30</li> <li>20</li> <li>38</li> <li>34</li> <li>70</li> <li>92</li> </ul>	206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5 144 135 864 537	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6 3.8 3.7 17.5 11.4	<ul> <li>9</li> <li>12</li> <li>12</li> <li>13</li> <li>11</li> <li>10</li> <li>1</li> <li>1</li> <li>5</li> <li>3</li> <li>4</li> <li>5</li> <li>4</li> <li>53</li> <li>43</li> </ul>	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.6 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2 0.4 0.3 3.4 2.4	622 668 537 674 478 472 323 98.8 143 429 127 261 600 277 108 67.5	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6 5.9 4.2 4.4 10.4	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1 2.5 1.9 4.9 3.1
1036/1 3039/10 3039/4 3039/20 3038/14 3045/3 75/1 3039/2 3038/13 3036/2 3041/1 3054/4 3054/6 3054/7	10.2         12.4         12.7         8.7         36.4         37.4         44.9         33.1         28.9         40         38.8         11.1         12.4         3.4	24.6 22.2 24.1 23.6 15.8 197 231 322 218 191 286 304 10 5.1 <2.5	3.09 1.78 4.38 3.38 5.35 306 252 119 292 210 104 112 7.87 3.63 6.51	2.72 <0.5 3.27 1.77 16.9 47.6 45.3 40 44 38.5 35.8 29.2 2.89 1.26 0.79	<ul> <li>4.3</li> <li>&lt;1.0</li> <li>4.2</li> <li>2</li> <li>17.3</li> <li>158</li> <li>118</li> <li>36.1</li> <li>158</li> <li>127</li> <li>44.7</li> <li>32.4</li> <li>8.9</li> <li>4.2</li> <li>2.4</li> </ul>	<ul> <li>93.3</li> <li>95.3</li> <li>155</li> <li>162</li> <li>137</li> <li>109</li> <li>103</li> <li>34.3</li> <li>45.2</li> <li>14.5</li> <li>5.9</li> <li>12.9</li> <li>29.1</li> <li>9.4</li> <li>23.8</li> <li>27.8</li> <li>28.4</li> </ul>	50.6 55.7 51.9 48.9 118 25.1 162 292 356 228 406 374 449 36.1 72.8 39.1	<ul> <li>33</li> <li>34</li> <li>23</li> <li>38</li> <li>33</li> <li>21</li> <li>24</li> <li>28</li> <li>38</li> <li>30</li> <li>20</li> <li>38</li> <li>34</li> <li>70</li> <li>92</li> <li>131</li> </ul>	206 206 266 277 282 275 225 61 102 156 96 97.5 144 135 864 537 1220	6 7 7.8 8.2 6.6 6.2 2.1 2.8 4.4 3 2.6 3.8 3.7 17.5 11.4 27.5	9         12         13         11         10         1         5         4         53         43         56	0.8 0.6 0.8 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.1 0.1 0.1 0.4 0.1 0.2 0.4 0.3 3.4 2.4 4.9	622         668         537         674         478         472         323         98.8         143         429         127         261         600         277         108         67.5         32.1	3.6 15.7 24.2 6.7 13.8 31.4 1.5 2.3 4 2.7 3.6 5.9 4.2 4.4 10.4 4.1	9.4 13.4 12.3 14.3 14.1 11.2 0.1 0.2 3.1 0.3 3.1 2.5 1.9 4.9 3.1 8.4

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1

2021

Таблица 2. Окончание

Образец	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
3036/9	6.91	34	72	8.5	34.	8.5	1.8	7.1	1.21	7.3	1.4	4.9	0.89	5.5	0.79
3044/16	7.69	37	81	10.3	41	9.6	1.5	9	1.34	9.4	1.8	6.1	0.82	6.6	1.02
3042/2	8.29	26	57	6.9	29.	6.7	1.2	6.2	0.88	6	1.2	3.9	0.6	4.2	0.66
3036/12	4.84	26	57	7	29.	6.4	1.6	6	0.88	5.9	1.2	3.9	0.64	3.7	0.68
1035/2	4.89	26	55	6.7	27.	6.3	1.2	6	0.88	6.2	1.3	3.9	0.54	4.2	0.63
1036/1	4.7	25	50	6	23.	5.4	1.1	4	0.6	3.8	0.8	2.6	0.44	3.1	0.5
3039/10	7.38	31	66	8	32	6.6	1.2	6.9	1.01	6.7	1.4	4.6	0.73	4.7	0.79
3039/4	6.54	30	58	7.6	29.	7.4	1.5	5.6	0.96	5.7	1.1	3.5	0.55	4	0.64
3039/20	4.2	23	48	5.9	23	4.8	1	4.1	0.55	3.6	0.8	2.3	0.37	2.5	0.4
3038/14	< 0.1	3	8	1.6	9	2.7	1.3	3.7	0.63	4.2	0.9	2.8	0.37	2.2	0.34
3045/3	< 0.1	5	16	2.6	13	4.4	1.5	4.4	0.67	4.7	1.1	2.9	0.4	2.8	0.4
75/1	0.78	19	44	5.9	27	6.4	2.2	7.1	1.11	6.9	1.5	4.1	0.59	4	0.54
3039/2	0.13	7	18	2.9	14	4.2	1.4	4.7	0.77	5	1.1	3.3	0.5	2.8	0.53
3038/13	0.87	14	30	4.3	18	4.4	1.1	4	0.63	3.9	0.8	2.2	0.3	1.8	0.33
3036/2	0.74	18	41	5.8	27	7	2.6	7.3	1.1	7.1	1.4	4.1	0.59	3.8	0.52
3041/1	0.71	15	35	4.6	23	5.6	1.9	6.2	0.89	6.4	1.3	3.7	0.48	3.4	0.56
3054/4	1.38	50	103	12.8	51	10.3	2.5	11.4	1.66	11.8	2.6	8.3	1.17	8.4	1.21
3054/6	1.03	51	119	14.9	62	13.5	3.9	15	2.13	14.1	2.9	8.8	1.23	8	1.09
3054/7	2.02	64	127	15.7	60	12.4	0.8	12.9	1.97	15.5	3.8	13.5	2.10	15.3	2.37
3054/2	0.89	32	72	8.7	34	7.3	2.3	7.4	1.08	7.4	1.6	4.9	0.77	5.5	0.87

рактерная для магматических цирконов, хотя единичные зерна имеют более сложное строение (рис. 2г). В пользу магматического происхождения свидетельствуют также высокие значения Th/U = 0.42-1.67 в изученных зернах (табл. 1). Метаморфические каймы не наблюдались.

Для цирконов из образцов 3036/9 и 3038/14 (район р. Агынджа) получены конкордантные значения возраста  $137 \pm 2$  и  $136 \pm 2$  млн лет соответственно. Для образца 3054/6 (район р. Рассоха) получен конкордантный возраст  $136 \pm 2$  млн лет. Все три определения возраста укладываются в короткий промежуток времени и отвечают валанжинскому ярусу раннего мела.

Химические анализы 20 проб были выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Результаты анализов приведены в табл. 2 и на рис. 3. По химическому составу породы отнесены к трахитам, трахидацитам, пантеллеритам, трахириодацитам, трахибазальтам и базальтам (рис. 3а). На дискриминантной диаграм-Дж. ме Ta/Yb–Th/Yb Пирса [10] тела субщелочного состава разделаются на две группы. Долериты и трахидолериты попадают в поля пород известково-щелочной и толеитовой серий, а трахиты — в поле известково-щелочной серии активных окраин (рис. 3б). По распределению

РЗЭ, которое имеет фракционированный характер с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ (рис. 3в), а также наличию хорошо выраженных положительных аномалий К, Рb и отрицательных Ba, Sr, Nb, Ta, Ti, Eu (рис. 3г) они сопоставимы с породами окраинно-континентальных надсубдукционных обстановок, например, с вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [11]. В то же время сходные геохимические характеристики были установлены и при изучении вулканических пород, сформировавшихся в обстановке растяжения (рифтогенеза) в тылу Охотско-Чукотского вулканического пояса [12].

По составу изученные раннемеловые вулканиты Рассохинского и Арга-Тасского террейнов близки к вулканитам Алазейско-Индигирской зоны, в основании которой залегает нельканская свита [15]. Эффузивные породы нижней части разреза нельканской свиты соответствуют известково-щелочной серии и являются возрастным аналогом берриас-барремской ожогинской свиты [16]. Полученные нами данные о валанжинском возрасте пород, сшивающих вышеперечисленные террейны, хорошо укладываются в интервал начала формирования Алазейско-Индигирской вулканической зоны. Проблема заключается в



**Рис. 3.** Геохимические характеристики вулканических тел трахитов, трахидацитов, трахидолеритов и долеритов: *1* – субвулканические тела трахитов и трахидацитов в районе р. Агынджа, *2* – дайковые тела трахидолеритов и долеритов в районе р. Агынджа, *3* – покров трахитов в районе р. Рассоха. Красными цифрами показано количество анализов. (а) – классификационная TAS-диаграмма, (б) – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [10]. Поля на диаграмме показывают составы магматических пород, формировавшихся в обстановках островных дуг (IA) и активных окраин континентов (ACM) (по: [13]), DMS – деплетированной мантии, EMS – обогащенной мантии, MORB+WPB – несубдукционных обстановках, в) – хондрит-нормализованные распределения РЗЭ, г) – спайдерграммы. Состав C1-хондрита и примитивной мантии по [14].

пространственном положении субщелочных тел вдали от основного поля вулканитов Алазейско-Индигирской зоны, что не позволяет рассматривать их как надсубдукционные образования андийской окраины. Возможно, их образование было связано с вулканическим поясом, но становление изученных магматических тел проходило в обстановке рифтогенеза в тылу Алазейско-Индигирской вулканической зоны, аналогично описанной в работе [12]. Для рассматриваемой территории на поздних этапах становления отмечаются деформации растяжения раннемелового возраста [16]. Данные низкотемпературных термохронологических исследований обломочных цирконов южной части Приколымского террейна свидетельствуют о том, что в валанжинское время имело место широко распространенное тектоническое событие, которое интерпретируется как надвигообразование, произошедшее во время главного импульса коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона [17]. Рассохинский и Арга-Тасский террейны по отношению к Приколымскому также расположены в его тыловой части. Деформации растяжения произошли после внедрения позднеюрских гранитоидов южной части Главного (Колымского) пояса и формирования Уяндино-Ясачненской магматической ЛУГИ [18].  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar-возрасты в среднем на 10–15 млн лет моложе U-Th-Pb-определений возрастов цирко-

нов из гранитоидов Главного пояса и, в том числе, имеют валанжинский возраст [19]. Время остывания гранитных плутонов оценивается как не более 10 млн лет [20], а чаще оказывается значительно меньшим. Для рассматриваемой части Главного пояса разница между <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar- и U-Th-Pb-возрастами превышает 10 млн лет. и это позволяет предполагать, что сравнительно молодые <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возрасты, среди которых есть и валанжинские, отражают не длительность остывания гранитных интрузий. а более молодое тектоническое событие. Приведенные данные могут указывать на субдукцию вдоль северо-восточной (в современных координатах) части Колымо-Омолонского супертеррейна с растяжением в тыловой части и внедрением тел субщелочного состава, которые предлагается рассматривать как комплексы, сшивающие Рассохинский и Арга-Тасский террейны.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы и изотопно-геохронологические исследования проводились в рамках темы ФГБУ "ВСЕГЕИ". Интерпретация изотопно-геохимических данных выполнена при поддержке проекта РНФ 20-17-00197. Пробоподготовка проведена при участии гранта РФФИ № 19-05-00945.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
- Сурмилова Е.П., Максимова Г.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000 (первое поколение). Серия Среднеколымская, лист Q-55-XXIX, XXX (устье р. Булкут). Объединение "Аэрогеология". Москва, 1985.
- Терехов М.И., Мерзляков В.М., Шпикерман Л.А., и др. Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500000. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989.
- Кропачев А.П., Коновалов А.Л., Федорова Н.П. Медное оруденение на северо-западе Омулевского поднятия / Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 98–110.
- 6. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Савва Н.Е., Гагиев М.Х., Ликман В.Б. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 55–64.
- Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / Application in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
- 8. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: A New

Zircon Standard for U-Pb Geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

- White L.T., Ireland T.R. High-uranium Matrix Effect in Zircon and its Implications for SHRIMP U-Pb Age Determinations // Chemical Geology. 2012. V. 306– 307. P. 78–91.
- Pearce J.A. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins / Continental basalts and mantle xenoliths. Hawkesworth C.J, Norry M.J (eds). Shiva Press, Natwich, 1983. P. 230– 249.
- 11. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249– 290.
- 12. *Цуканов Н.В., Соколов С.Д.* Новые данные о возрасте вулканических комплексов Алазейского плоскогорья (Северо-Восточная Якутия) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 2. С. 3–11.
- 13. *Wilson M.* Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic, 1991. 466 p.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.
- Рогов А.В., Сычев С.Н. Первые данные структурнокинематического анализа пород Рассошинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65–80.
- Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Стокли Д. Первые данные по (U-Th)/Не низкотемпературной термохронологии обломочных цирконов (ZHe) из осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область) / Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 141–144.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic Setting of the Plutonic Belts of Yakutia, Northeast Russia, Based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology and Trace Element Geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
- Harrison T.M., Grove M., McKeegan K.D., Coath C.D., Lovera O.M., Le Fort P. Origin and Episodic Emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya // J. Petrol. 1999. V. 40. P. 3–19.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

### VALANGINIAN SUBALKALINE MAGMATISM OF THE RASSOKHA AND ARGA-TAS TERRANES (NORTH-EAST RUSSIA)

# S. N. Sychev<sup>*a,b,c,#*</sup>, O. Yu. Lebedeva<sup>*a,b*</sup>, A. K. Khudoley<sup>*a,b*</sup>, Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov<sup>*c*</sup>, A. V. Rogov<sup>*b*</sup>, V. S. Maklashin<sup>*b*</sup>, and P. A. Lvov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup> St. Petersburg State University, St.-Petersburg, Russian Federation

<sup>b</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russian Federation

<sup>c</sup> Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. Moscow, Russian Federation

<sup>#</sup>*E*-mail: s.sychev@spbu.ru

According to results of U–Th–Pb (SIMS)-method of determination of the age of zircons from magmatic bodies of trachytes and trachydolerites of Verhneagyndjinskiy complex located within Rassokha island arc and Arga-Tas oceanic terranes was made a conclusion about Valanginian age of its formation. Rassokha and Arga-Tas terranes are close to volcanic rocks of base of the Alazeya-Indigirka zone. The spatial position of Valanginian trachytes and trachydolerites does not allow to consider them as a suprasubduction formations of the Andian-type margin. This is due to the distance of these bodies from the main field of the Alazeya-Indigirka zone. It can be concluded that the formation of these bodies was associated with stretching within this zone. The tectonic position of the Valanginian magmatic bodies allows to interpret them as complexes that stitches two geodynamically different terranes.

Keywords: subalkaline rocks, U-Th-Pb (SIMS)-method, Valanginian, Rassokha and Arga-Tas terranes

УДК 551.21

# СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ВУЛКАНА КАМБАЛЬНЫЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШУМОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

© 2021 г. Н. Н. Беловежец<sup>1,2,\*</sup>, Я. М. Бережнев<sup>1,2</sup>, член-корреспондент РАН И. Ю. Кулаков<sup>1,2,3</sup>, Н. М. Шапиро<sup>4,5</sup>, И. Ф. Абкадыров<sup>3</sup>, С. Н. Рычагов<sup>3</sup>, академик РАН Е. И. Гордеев<sup>3</sup>

Поступило 21.07.2021 г. После доработки 22.07.2021 г. Принято к публикации 22.07.2021 г.

Представлены результаты шумовой сейсмической томографии для вулкана Камбальный (Южная Камчатка), где в марте-апреле 2017 г. наблюдалось мощное фреатическое извержение, первое за всю историю наблюдений. Полученные результаты уточняют строение верхней части постройки вулкана Камбальный и согласуются с независимыми результатами по объемным волнам, а также с геологической информацией. В модели структуры постройки вулкана по сейсмотомографическим результатам по поверхностным волнам выделяются асимметрично расположенные относительно конуса вулкана низкоскоростные аномалии, приуроченные к рыхлым отложениям пирокластики прошлых извержений и к глубинным источникам гидротермальной активности. Возможно, именно миграция флюидов в этих гидротермальных источниках на севере и западе от вулкана и их взаимодействие с магматическим очагом в верхней коре стали причиной эксплозивного извержения.

*Ключевые слова:* сейсмический шум, поверхностные волны, шумовая томография, верхняя кора, скоростные аномалии, Камчатка, вулкан Камбальный

**DOI:** 10.31857/S2686739721110049

Камбальный является самым южным стратовулканом голоценового возраста на Камчатском полуострове. До недавнего времени данные о его исторических извержениях отсутствовали, в связи с чем этот вулкан относился к категории спящих. Возраст самых молодых пирокластических потоков оценивался примерно 600 лет [18]. 25 марта 2017 г. на вулкане Камбальный неожиданно началось извержение, которое сопровождалось интенсивной сейсмичностью [5] и мощной газовой эмиссией [1]. Так, первый взрыв выбросил облако газа и пепла на высоту более 5–6 км

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия [1], после чего в течение суток шлейф от извержения распространился в южном направлении на расстояние около 1000 км, создав определенный риск для воздушных перевозок в регионе [1]. До середины апреля 2017 г. произошло еще несколько взрывов, некоторые из которых превосходили по мощности первый выброс. После этого извержение постепенно завершилось, и дальнейшая активность Камбального проявлялась в умеренной фумарольной эмиссии, продолжавшейся еще несколько месяцев. По ходу этого извержения не были замечены лавовые потоки и какие-нибудь следы выброса ювенильного материала, в связи с чем считается, что это извержение имело фреатическую природу [4].

Вулкан Камбальный расположен на окончании субмеридионального одноименного хребта, который определяется как тектономагматическое поднятие средне-верхнечетвертичного возраста в Паужетской вулканотектонической депрессии [6]. Постройку вулкана слагают породы основного состава, а именно чередующиеся шлаковидные и массивные базальты, агломератовые лавы и пирокластические отложения [8]. Объем пирокластики на Камбальном примерно в два раза больше лавовых потоков, что типично для базальтовых стратовулканов [18]. На вершине вулкана

<sup>11080</sup>сиойрск, 1 оссия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>Институт наук о Земле, CNRS, Университет

Гренобль-Альпы, Гренобль, Франция

<sup>\*</sup>E-mail: BelovezhetsNN@ipgg.sbras.ru

находится кратер размером 750 × 550 м, глубиной до 150 м, открытый на юго-запад. В юго-восточной части вершины к кратеру примыкает воронка взрыва глубиной 10—50 м и размером 200 × 100 м. Данные структуры имеют позднеголоценовый возраст и образовались в результате одного или нескольких направленных взрывов [4]. По ходу недавнего извержения в 2017 г. в районе вершины образовался провал-воронка размером 115 × 100 м.

В окрестности вулкана Камбальный находится множество ареалов гидротермальной активности, которые являются одними из наиболее значимых на Камчатке. Наиболее известным является Паужетское геотермальное поле, расположенное на юго-западе от вулкана на расстоянии около 20 км, где была построена первая в СССР геотермальная электростанция [7]. Мощные термопроявления, которые также рассматриваются высоко перспективными для промышленной эксплуатации, наблюдаются и в районе вулкана Кошелевского на западе от Камбального. Еще один ареал повышенной геотермальной активности обнаруживается на севере Камбального хребта [3].

До недавнего времени геофизическая изученность вулкана Камбальный и окрестностей была сильно ограничена в силу удаленности и труднодоступности данного региона. Так, в этом районе функционирует всего одна постоянная сейсмическая станция Паужетка (PAU) на расстоянии 22 км от вершины вулкана; остальные станции мониторинга расположены на расстояниях более 100 км. В связи с этим детали процесса сейсмической активизации во время извержения не могли быть определены с большой точностью. С целью изучения локальной сейсмичности и определения глубинной структуры под вулканом, с июля 2018 г. по июль 2019 г. на склонах вулкана и его окрестностях была установлена временная сейсмическая сеть, состоящая из десяти трехкомпонентных широкополосных станций (рис. 1). В данной статье представлены первые результаты изучения строения верхней коры под вулканом, полученные методом шумовой томографии.

Сейсмическая шумовая томография — это относительно недавно возникший метод [19], который активно развивался в течение последних 15 лет, и теперь применяется для изучения геологических структур в самых разных масштабах [20]. В частности, он регулярно применяется для изучения приповерхностных слоев в вулканических системах [11, 13, 15]. Основная идея этого метода состоит в том, что кросс-корреляция случайного сейсмического шума, создаваемого равномерно распределенными в пространстве источниками и записанного на двух приемниках, сходится к функции Грина (импульсному отклику среды) между этими двумя приемниками [12]. Таким образом, вычисление кросс-корреляций сейсмического шума теоретически может быть использовано для эмпирического синтеза виртуальных точечных сейсмических источников, находящихся в местоположении каждого из используемых приемников. С учетом реальных свойств сейсмического шума, регистрируемого на поверхности земли [9], восстановление объемных сейсмических волн из кросс-корреляций шума [16] может быть получено только в определенных благоприятных условиях. В то же время фундаментальные моды поверхностных волн могут быть достаточно легко восстановлены для почти всех пар станций. Поэтому в нашей работе мы применяем наиболее разработанный метод поверхностно-волновой шумовой томографии [20].

Выделение записей поверхностных волн из непрерывных сейсмических записей проводилось согласно схеме, предложенной в работе [10]. Основными источниками шума являются прибойные волны Тихого океана и Охотского моря, а также в меньшей степени Северного Ледовитого океана. Обработка данных включала в себя предварительную фильтрацию, внесение инструментальной поправки, удаление среднего, линейного и полиномиальных трендов, полосовую фильтрацию в окне 0.06–4 Гц, понижение частоты дискретизации со 100 до 10 Гц, однобитную нормализацию и спектральное отбеливание в окне фильтрации до и после нормализации во временной области. Далее производилась кросс-корреляция в скользящем окне сейсмических записей на вертикальных компонентах по всем парам станций, имеющихся в наличии. Пример развертки по времени результатов корреляции с августа 2018 г. до середины января 2019 г. для одной пары станций (КМ01-КМ05) показан на рис. 2а. Далее полученные значения функции корреляции осреднялись по всему периоду наблюдения, как показано для выделенной пары станций на рис. 2б.

Полученные корреляционные функции являются аналогами записей поверхностных волн Рэлея, пробегающих от одной станции к другой. Для этих записей проводился спектрально-временной анализ СВАН (FTAN) [14], суть которого состояла в их фильтрации в серии узких последовательных полос частот. Поиск максимума огибающей по полученным сигналам для каждой частоты дает дисперсионные кривые, показывающие зависимость групповой скорости волны Рэлея от частоты. Поскольку количество пар станций было невелико, построение дисперсионных кривых производилось вручную.

Построение распределения глубинного строения под сетью станций по имеющемуся набору дисперсионных кривых производилось на основе двухэтапного алгоритма поверхностно-волновой томографии SURF\_TOMO [17]. На первом этапе



**Рис. 1.** Район вокруг вулкана Камбальный. Рельеф показан изолиниями через 200 м. Фиолетовый квадрат — постоянная станция Паужетка; синие квадраты показывают положение станций временной сети, установленной в 2018—2019 гг. Зеленые ромбы — ареалы геотермальной активности; красные звезды — моногенные конусы. Вкладка показывает положение района исследований (зеленый квадрат) и вулканы Камчатки (красные точки).

строились двумерные карты групповых скоростей для отдельных частот (рис. 3) путем выполнения нескольких итераций с учетом искривления лучей на полученных сейсмических неоднородностях. После этого в каждой точке области строилась локальная дисперсионная кривая, которая в результате итеративной линеаризованной инверсии трансформировалась в одномерное распределение скорости поперечных волн, *V*s. Проведение этой процедуры во всех точках области позволило построить трехмерное распределение *V*s, которое показано на рис. 4 на четырех горизонтальных сечениях на глубинах от 0.5 до 2.5 км.

К сожалению, из-за малого количества станций и низкой плотности данных разрешение томографической модели оказалось не слишком высоким. Тем не менее был проведен ряд синтетических тестов, который показал, что на качественном уровне имеющаяся система наблюдений дает возможность восстанавливать крупные аномалии со сменой знака в районе хребта и вершины вулкана Камбальный, что, в целом, соответствует тем результатам, которые получены после инверсии экспериментальных данных. Следует также отметить, что на качественном уровне распределение скоростных аномалий в настоящем исследовании согласуется с результатами, полученными из томографической инверсии по объемным волнам, построенными по временам вступлений от локальной сейсмичности.

Полученные результаты уточняют строение верхней части постройки вулкана Камбальный и, в целом, согласуются с геологическим данными.



**Рис. 2.** Пример выполнения кросс-корреляции по паре станций KM01 и KM05 в скользящих окнах (а) и результат осреднения для всего периода наблюдений (б).

В распределении групповых скоростей волн Рэлея и скоростей S-волн на юге и западе от вулкана Камбальный расположен сегмент с доминирующими низкими скоростями. Наиболее высокоамплитудная отрицательная аномалия расположена под западным склоном Камбального и под седловиной по направлению к вулкану Кошелева. Низкие скорости там могут соответствовать отложениям слабо сцементированной пирокластики, которая накопилась там по ходу извержений обоих вулканов. Другим вариантом интерпретации в этом случае может быть наличие глубинных гидротермальных процессов на участке между двумя вулканами, которые ответственны за мощные гидротермальные проявления в районе Кошелевского вулкана. Следует отметить, что именно над этой низкоскоростной аномалией расположены моногенные конуса на западном склоне Камбального, что дает основание предположить, что эта аномалия может быть связана с верхней частью магматического канала, ответственного за извержения вулкана в голоцене. В этом случае взаимодействие магматического тела с метеорными водами является причиной гидротермальной активности, а также эпизодических фреатических извержений Камбального, как, например, того, которое случилось весной 2017 г.

На севере от вулкана Камбальный вдоль одноименного хребта также наблюдается низкоско-



**Рис. 3.** Аномалии групповых скоростей волны Рэлея на периодах 1–4 с. Черными треугольниками обозначены сейсмические станции. Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 200 м.



**Рис. 4.** Аномалии скоростей S-волны на четырех горизонтальных сечениях на глубинах от 0.5 до 2.5 км. Черными треугольниками обозначены сейсмические станции. Рельеф изображен с помощью изолиний, проведенных через каждые 200 м.

ростная аномалия, которая также может ассоциироваться с распределением геотермальных источников в верхах коры, формирующих крупный ареал гидротермальных проявлений Камбального и Паужетского полей. Повышенные значения скорости S-волны в западной части стратовулкана и хребта Камбального на глубинах порядка 1 км и ниже, скорее всего, приурочены к высокоскоростному фундаменту, сложенному основными породами.

Данная статья представляет первые результаты изучения глубинного строения в окрестностях вулкана Камбальный, который в 2017 г. пережил мощное фреатическое извержение. Хотя данные о поверхностных волнах, полученные с помощью кросс-корреляции сейсмического шума, не способны обеспечить высокое разрешение полученных сейсмических моделей, на качественном уровне они позволяют выделить низкоскоростной сегмент на юге и западе от Камбального вулкана, с которым могут быть связаны гидротермальные проявления и магматическое тело в верхней коре.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 20-17-00075 и гранта Министерства образования и науки № 075-15-2021-628 "Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 2. С. 263– 267.
- 2. Левина В.И., Фирстов П.П., Зобин В.М. Сейсмичность Паужетского геотермального района на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 81-98.
- Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.
- 4. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., Нуждаев И.А. Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Вып. 36. С. 13–27.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В., Должикова А.Н. и др. Сейсмичность в районах вулканов Камбальный, Желтовский, Ксудач, Крашенинникова и Большой Семячик в 2009–2017 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. 2017. С. 73–77.
- Структура гидротермальной системы / Отв. ред. В.И. Белоусов и И.С. Ломоносов. М.: Наука, 1993. 298 с.
- 7. Сугробов В.М., Карпов Г.А., Рычагов С.Н. 50 лет со дня пуска Паужетской геотермальной электрической станции // Научная конференция, посвященная дню вулканолога ИВиС ДВО РАН "Вулканизм и связанные с ним процессы" (http://kcs. dvo.ru/ivs/publication/volc\_day/2016/art52.pdf). 2016.
- Сывороткин В.Л. Современный вулканизм Южной Камчатки и гидротермальный процесс // Структура гидротермальной системы / Отв. ред. Белоусов В.И. и Ломоносов И.С. М.: Наука, 1993. С. 19–38.
- 9. Ardhuin F., Gualtieri L., Stutzmann E. Physics of Ambient Noise Generation by Ocean Waves. // Book chapter in Seismic Ambient Noise, N. Nakata, L. Gualtieri and A. Fichtner (eds.), Cambridge University Press. 2019.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broadband Surface Wave Dispersion Measurements // Geophysical Journal International. 2007. Vol. 169. P. 1239– 1260.
- Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Nercessian A., Ferrazzini V. 3-D Surface Wave Tomography of the Piton de la Fournaise Volcano Using Seismic Noise Correlations // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34, L02305. https://doi.org/10.1029/2006GL028586
- 12. Gouédard P., Stehly L., Brenguier F., Campillo M., Colin de Verdière Y., Larose E., Margerin L., Roux P., Sánchez-Sesma F.J., Shapiro N.M., Weaver R.L. Cross-correlation of Random Fields: Mathematical Approach

and Applications // Geophysical Prospecting. 2008. V. 56. P. 375–393. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2007.00684

- Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Koulakov I., Mordret A., Landès M., Sens-Schönfelder C. A Large Magmatic Sill Complex beneath the Toba Caldera // Science. 2014. V. 346. P. 617. https://doi.org/10.1126/science.1258582
- Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V., Bukchin B.G., Barmin M.P., Ratnikova L.I., Its E.N. Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth / ed. Keilis-Borok V.I. D.: Springer. 1989. P. 304.
- Mordret A., Rivet D., Landès M., Shapiro N.M. Threedimensional Shear Velocity Anisotropic Model of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island) from Ambient Seismic Noise // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 120. https://doi.org/10.1002/2014JB011654
- Nakata N., Nishida K. Body Wave Exploration // Cambridge: Cambridge University Press. In N. Nakata, L. Gualtieri, and A. Fichtner (Eds.), Seismic Ambient

Noise. 2019. P. 239–266. https://doi.org/10.1017/9781108264808.010

- Koulakov I.Y., Maksotova G., Jaxybulatov K., Kasatkina E., Shapiro N.M., Luehr B.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Structure of Magma Reservoirs beneath Merapi and Surrounding Volcanic Centers of Central Java Modeled from Ambient Noise Tomography // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17 (10). P. 4195– 4211.
- Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector Collapses and Large Landslides on Late Pleistocene– Holocene Volcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 158. № 1–2. P. 117–138.
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. High Resolution Surface Wave Tomography from Ambient Seismic Noise // Science. 2005. V. 307. P. 1615– 1618.
- 20. *Shapiro N.M.* Applications with Surface Waves Extracted from Ambient Seismic Noise // Seismic Ambient Noise, eds: N. Nakata, L. Gualtieri, and A. Fichtner, Cambridge University Press. 2019.

# STRUCTURE OF THE UPPER CRUST BENEATH THE KAMBALNY VOLCANO (SOUTH KAMCHATKA) REVEALED FROM AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

N. N. Belovezhets<sup>*a,b,#*</sup>, Y. M. Berezhnev<sup>*a,b*</sup>, Corresponding Member of the RAS I. Yu. Koulakov<sup>*a,b,c*</sup>, N. M. Shapiro<sup>*d,e*</sup>, I. F. Abkadyrov<sup>*c*</sup>, S. N. Rychagov<sup>*c*</sup>, and Academician of the RAS E. I. Gordeev<sup>*c*</sup>

<sup>a</sup> Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>c</sup> Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

<sup>d</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>e</sup> Centre National de la Recherche Scientifique, Université Grenoble Alpes (UGA), Grenoble, France

*<sup>#</sup>E-mail: BelovezhetsNN@ipgg.sbras.ru* 

The paper presents result of ambient noise tomography for the Kambalny volcano (South Kamchatka), where the first in the entire history of observations, powerful phreatic eruption was observed in March–April 2017. The obtained results clarify the structure of the upper part of the edifice of Kambalny Volcano and are consistent with independent results on body waves, as well as with geological information. In the model of the structure of the volcanic edifice, according to seismotomographic results from surface waves, low-velocity anomalies are distinguished asymmetrically relative to the volcano's cone, confined to loose pyroclastic deposits of past eruptions and to deep sources of hydrothermal activity. Perhaps the migration of fluids in these hydrothermal vents to the north and west of the volcano and their interaction with the magma chamber in the upper crust caused the explosive eruption.

*Keywords:* seismic noise, surface waves, ambient noise tomography, upper crust, velocity anomalies, Kamchatka, Kambalny volcano

48

———— ЛИТОЛОГИЯ ———

УЛК 551.312: 551.583: 551.21

### ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ВЫСОКОГОРНОМ ОЗЕРЕ ХИКУШКА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): РОЛЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО И ВУЛКАНИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ

© 2021 г. П. А. Солотчин<sup>1,\*</sup>, академик РАН М. И. Кузьмин<sup>2</sup>, Э. П. Солотчина<sup>1</sup>, Е. В. Безрукова<sup>2</sup>, В. Д. Страховенко<sup>1,3</sup>, А. А. Щетников<sup>2,4,5,6</sup>, А. Н. Жданова<sup>1</sup>

> Поступило 28.06.2021 г. После доработки 12.07.2021 г. Принято к публикации 23.07.2021 г.

Представлены результаты комплексного исследования позднеплейстоцен-голоценовых донных отложений высокогорного озера Хикушка, расположенного на территории Жом-Болокского вулканического района (Восточный Саян). Озеро является пресноводным, бессточным и имеет гляциальное происхождение; возраст осадков около 13 800 лет. Методы исследований: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, сканирующая электронная микроскопия, рентгенофлуоресцентный анализ, AMS-датирование. Впервые выполнены детальные минералогические исследования отложений оз. Хикушка. Показано, что в них преобладают полевые шпаты, кварц, слоистые силикаты, амфибол. Математическим моделированием сложных XRD-профилей среди слоистых силикатов установлены хлорит, иллит, иллит-смектит, хлоритсмектит, мусковит, вермикулит и каолинит; количественные соотношения этих минералов существенно меняются от плейстоцена к голоцену. Несмотря на близкое расположение вулканических конусов и многостадийность позднечетвертичных извержений в Жом-Болокском районе, в осадках озера обнаружены лишь косвенные признаки присутствия пирокластического материала. На основании проведенных минералого-кристаллохимических, литологических, геохимических исследований выделен ряд стадий эволюции бассейна оз. Хикушка, осадконакопление в котором происходило под влиянием как климатических (деятельность ледников, колебания уровня озера, его биопродуктивность), так и геологических (состав пород водосбора, позднечетвертичный вулканизм) факторов.

Ключевые слова: озерные отложения, глинистые минералы, моделирование XRD-профилей, поздний плейстоцен, голоцен, палеоклимат, вулканизм, Восточный Саян DOI: 10.31857/S2686739721110153

Долговременные записи изменений природной среды и климата Земли хранятся в океанических осадках, где происходит медленное непрерывное осадконакопление в течение миллионов

Новосибирск, Россия

лет. Тем не менее для проведения детальных реконструкций окружающей среды и палеоклимата отдельных регионов необходимо изучать осадконакопление не только в океанах. но и на континентах. Изучение континентального седиментогенеза, представляющего собой совокупность многофакторных процессов, протекающих в различных природных обстановках, является чрезвычайно развитым направлением в мировой практике. Осадкообразование во внутренних водоемах материков обладает рядом характерных черт, в частности, богатством новообразованных минеральных фаз, формирующихся за короткое время в небольшом по площади и глубине бассейне. Несмотря на возросшее число публикаций, так или иначе затрагивающих вопросы озерной седиментации, минералогический аспект традиционно остается "слабым местом" этих работ, в которых в основном рассматриваются геохимические особенности осадков, биостратиграфия,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук,

Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия <sup>3</sup> Новосибирский государственный университет,

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт земной коры Сибирского отделения

Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: paul@igm.nsc.ru

экологическое состояние бассейнов. Между тем ассоциации, состав, структура, типоморфные особенности отложившихся минералов позволяют восстанавливать ландшафтно-климатические и тектонические условия, при которых осуществлялись процессы седиментации в водоемах стока. Перспективными объектами для изучения озерного аутигенеза и его связи с природно-климатическими обстановками являются голоцен-плейстоценовые отложения современных малых озер. Во-первых, малые озера менее инертны в сравнении с крупными водоемами и отчетливо реагируют на короткопериодические флуктуации окружающей среды, во-вторых, эти отложения слабо затронуты постседиментационными изменениями и относительно доступны для непосредственного изучения. На территории обширного Сибирского региона озера встречаются повсеместно и в большом количестве, вместе с тем, разные районы Сибири отличаются по степени изученности осадков, как отдельных озер, так и их систем. Несмотря на трудную доступность горного массива Восточного Саяна, в последние годы удалось получить литологические, биостратиграфические, геохимические данные из голоцен-позднеплейстоценовых разрезов донных осадков нескольких высокогорных озер Жом-Болокского вулканического района (оз. Хара-Нур, оз. Каскадное-1) и его ближайшего окружения (оз. ESM-1) [1-3]. Вместе с тем в этих работах минералогокристаллохимические исследования донных отложений отсутствуют.

Позднеплейстоценовое оледенение и последовавшие за ним вулканические события способствовали широкому развитию в Жом-Болокском районе процессов лимнического морфолитогенеза. Извержения сопровождались формированием различных по генезису, глубине и минерализации озер. Днища троговых долин р. Жом-Болок и ее притока р. Хи-Гол заполнены потоками трахибазальтовых лав, а вулканические шлаковые конусы в самых верховьях долины фиксируют эпицентральную область прошлых излияний. К настоящему времени выделяется как минимум 4 этапа активизации вулканизма, самый ранний из которых начался на рубеже плейстоцена и голоцена, а последний завершился около 1000 л.н. [2–6].

Цель настоящей работы — изучение вещественного состава, ассоциаций и кристаллохимических характеристик глинистых минералов донных осадков высокогорного озера Хикушка для реконструкций условий осадконакопления в позднем плейстоцене-голоцене.

Озеро Хикушка (абс. выс. 1956 м) расположено в верховьях пади Хи-Гол (Долина вулканов), являющейся частью Жом-Болокского базальтового лавового поля, и имеет гляциальное происхождение [7]. Котловина озера обрамлена крутыми ска-

листыми склонами, от пади Хи-Гол ее отделяет узкий ригель, возвышающийся на несколько метров над уровнем воды в озере и над поверхностью лавового потока, фронт которого приблизился почти вплотную (300-400 м) к водоему. Комплекс пород горного обрамления озера относится к пестрой по составу окинской серии [8], которую слагают терригенные (от алевролитов до конгломератов), глаукофан-зеленосланцевые метаморфические и магматические (гранитоиды, габброиды и др.) образования. Озеро каровое, пресноводное, площадь водной поверхности составляет 0.3 км<sup>2</sup>, глубина более 40 м, с октября по июнь оно покрыто льдом. Бурение проведено в летнее время керноотборным устройством ударно-канатного типа UWITEC (Австрия), диаметр ПВХ лайнеров составляет 67 мм. Было отобрано 3 керна озерных осадков на небольшом расстоянии друг от друга для различных видов анализа. Керн донных отложений длиной 124 см отобран с глубины 32 м в центре озера (52°41'39.0" с.ш.; 98°58'03.8" в.д.). Литолого-минералогические исследования донных отложений оз. Хикушка проводились комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИКспектроскопию, лазерную гранулометрию, рентгенофлуоресцентный анализ, сканирующую электронную микроскопию (СЭМ), выполненных в "ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН" Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Интервал опробования составил 3 см. Рентгеновские исследования (XRD-анализ) проводились на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK<sub> $\alpha$ </sub>). Для фазового анализа образцы были отсканированы в интервале от 2° до  $65^{\circ}$  (2 $\Theta$ ) с шагом  $0.05^{\circ}$ , время сканирования в точке 3 с. Качественно новый уровень исследований присутствующих в многокомпонентных системах слоистых силикатов обеспечен применением эффективного метода математического моделирования сложных рентгеновских дифракционных профилей [9, 10]. Анализировались исходные нефракционные пробы. Съемка насышенных этиленгликолем образцов проводилась в интервале от  $2^{\circ}$  до  $35^{\circ}$ , с тем же шагом 0.05°, но временем сканирования в точке 15 с. Линии присутствующих в образце неслоистых минералов описывались функцией Пирсона VII. ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовились методом прессования таблеток с КВr. Гранулометрический анализ проводился на лазерном гранулометре ANALYSETTE 22. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-ХР. Изучение микроморфологии и состава минералов проводилось в сканирующем электронном микроскопе "TESCAN" MIRA 3 LMU. Датирование осадков выполнено методом AMS<sup>14</sup>С по общему органическому ве-



**Рис. 1.** Литологическая колонка донных отложений озера, возрастная модель, средние скорости осадконакопления на отдельных интервалах, распределения ряда элементов (SiO<sub>2</sub>bio, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), климатические стадии. *1* – био-генно-терригенный ил; *2* – однородные алеврито-глинистые осадки.

ществу в лаборатории радиоуглеродного анализа в г. Познань (Польша). Измеренные значения приведены в соответствие с калиброванным возрастом с использованием калибровочной кривой INTCAL 13 [11]. Возрастная модель базируется на линейной интерполяции между соседними датами.

Разрез донных отложений оз. Хикушка имеет двучленное строение (рис. 1). В интервале 88–124 см залегают однородные светло-оливкового цвета алеврито-глинистые осадки с соотношением фракций: мелкий алеврит – 45–50% и пелит – 50–55%. Выше по разрезу (0–88 см) залегает толща глинистых алевритов, насыщенных диатомеями (биогенно-терригенные илы), цвет осадков – от светло-серого до серого, текстура массивная. Содержание пелитового материала составляет 30–40%, алевритовой фракции – 60–70%, причем количество грубого алеврита (фр. 0.05–0.1 мм) может достигать 30%, отмечается примесь (1–2%) мелкозернистого песка. Возраст изученных отложений лежит в диапазоне от ~13 800 л.н. до современности (рис. 1). Всего было получено 4 даты на следующих глубинах: 114 см – 13 380  $\pm$  60 кал. лет; 99 см – 12 600  $\pm$  60 кал. лет; 45 см – 8265  $\pm$  50 кал. лет; 15 см – 2671  $\pm$  80 кал. лет. Исходя из возрастной модели, граница между алевритистыми глинами и биогенно-терригенными илами на уровне 88 см соответствует переходу от плейстоцена к голоцену. Рассчитанные скорости осадконакопления за время существования озера указывают на снижение темпов седиментации от подошвы к кровле разреза (рис. 1).

На начальном этапе образования озера (поздний плейстоцен) скорости седиментации были достаточно высоки (в среднем 19–20 см/тыс. лет), поскольку источниками вещества служили не только склоны озерной котловины, но и тающий ледник. В голоцене, в связи с исчезновением ледника и отсутствием постоянного притока в виде рек и ручьев, скорость осадконакопления в озере падает (в интервале глубин 100–45 см средняя ско-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

рость седиментации составляет около 12.6 см/тыс. лет, в интервале 45—15 см — 5.3 см/тыс. лет, в интервале 15—0 см — 5.6 см/тыс. лет). Основными источниками поступления осадочного материала в бассейн являются временные потоки и гравитационное перемещение продуктов разрушения коренных пород. Преобладающим типом водного питания озера становится атмосферное. Водоем уменьшился, крупность осадков в точке бурения возросла, вероятно, из-за приближения к ней береговой линии.

По результатам XRD-анализа на протяжении всего разреза в осадках оз. Хикушка присутствуют полевые шпаты, кварц, слоистые силикаты и амфибол (рис. 2а). Состав пород базальтов Жом-Болокского вулканического поля и близкорасположенных конусов вулканов Кропоткина и Перетолчина идентичен: в них присутствуют плагиоклаз, клинопироксен (авгит), оливин, отмечаются следы слюды и гематита (рис. 26). Результаты XRD-анализа полностью подтверждаются данными ИКспектроскопии. Одними из основных компонентов осадков оз. Хикушка являются слоистые силикаты (рис. 2а), представленные преимущественно глинистыми минералами. Состав и кристаллическая структура этих "минераловприспособлениев" (по образному выражению А.Г. Коссовской и О.В. Япаскурта) чутко реагируют на малейшие изменения физико-химических параметров среды и поэтому могут служить универсальным источником информации об областях питания, физико-химических обстановках выветривания, переноса вещества, седиментации и различных катастрофических процессах [12-15]. Прецизионный минералого-кристаллохимический анализ слоистых силикатов позволяет восстанавливать и определять ландшафтно-климатические и палеотектонические условия, в которых процессы седиментации осуществлялись. Методом математического моделирования XRDпрофилей слоистых силикатов были выявлены их ассоциации, количественные соотношения и структурные характеристики. Установлено, что ассоциация слоистых силикатов в осадках оз. Хикушка неизменна на всем протяжении разреза и представлена хлоритом, иллитом, иллит-смектитом, хлорит-смектитом, мусковитом, вермикулитом и каолинитом, однако соотношения минералов существенно меняются от плейстоцена к голоцену (рис. 3).

В плейстоценовых осадках (обр. 121–122 см) среди слоистых силикатов преобладают иллит и смешанослойный иллит-смектит, на долю которых приходится 47.5% от суммы слоистых силикатов, в подчиненном количестве присутствуют Fe,Mg-хлорит – 19.2%, мусковит с большими размерами доменов (до 40 слоев) – 13.3%, хлорит-смектит – 10.0%, вермикулит – 5.0% и каолинит – 5.0%. В составе слоистых силикатов голоцена

(обр. 7—8 см) преобладают Mg, Fe-хлорит и смешанослойный хлорит-смектит, суммарное содержание которых составляет 45.8% от общего количества слоистых силикатов, иллит-смектит не обнаружен, в подчиненном количестве установлены иллит — 28.1%, вермикулит — 14.4%, мусковит — 6.7% и каолинит — 5.0%. За исключением мусковита, присутствующие глинистые минералы тонкодисперсны, они имеют малые размеры доменов (от 5 до 15 слоев).

Детальное изучение состава образцов донных отложений методом СЭМ подтвердило, что преобладающими минералами в них являются полевые шпаты (битовнит, андезин, олигоклаз и в меньшей степени калиевый полевой шпат), кварц, амфибол (актинолит), хлорит с переменным содержанием Fe и Mg. В подчиненном количестве присутствуют мусковит, встречаются биотит, пироксен (авгит), эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, титанитом, цирконом, магнетитом. Отмечаются срастания зерен ильменита, титанита, рутила, изредка — монацита, пирита, торита.

Помимо отложений ледника и пород водосборного бассейна потенциальным источником вещества в озерных осадках могли служить продукты извержений близкорасположенных вулканов [5]. Отдельных прослоев тефры в донных отложениях оз. Хикушка нами не обнаружено. Этот факт может объясняться рядом причин. Во-первых, господствующие ветры не способствовали переносу значительного количества пепла в направлении озера; во-вторых, сами извержения могли быть слабоэксплозивными. Наконец, в-третьих, тот пирокластический материал, который все же попадал в осадок, мог в результате вторичных преобразований в значительной степени замещаться глинистыми минералами. Тем не менее в некоторых горизонтах (47 и 89 см) методом СЭМ были обнаружены шестоватые агрегаты пироксена в срастании с оливином, а также отдельные крупные (более 100 мкм) шестоватые агрегаты в горизонтах 71 и 95 см, при этом пироксен имеет довольно постоянный состав, близкий авгиту. В горизонте 47 см наблюдаются крупные выделения биотита с высоким (до 3%) содержанием бария в срастании с пироксеном. Согласно статье [16], бариевый биотит – специфический минерал преимущественно калиевых изверженных горных пород. При сопоставлении составов полевых шпатов, установленных в донных отложениях оз. Хикушка и представленных в основном плагиоклазами от альбита до битовнита, с составом полевых шпатов лавового поля Жом-Болок выявленные отличия невелики (рис. 4). Кроме того, в кровле разреза (0-18 см) отмечаются повышенные концентрации  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  (рис. 1), что может объясняться дополнительным привносом титана и фосфора в составе пеплового материала.



**Рис. 2.** Дифрактограммы образцов донных отложений оз. Хикушка 39–40 см (а) и базальтов Жом-Болокского вулканического поля (б).

Результаты комплексного изучения донных отложений озера Хикушка позволили выделить 5 стадий его эволюции.

Стадия I (124—88 см, 13 800—11 700 л.н.) характеризует начало формирования оз. Хикушка. В это время повышается уровень летней инсоляции [17]. В изучаемом районе происходит активное таяние локального ледника и образование карового озера. Большую часть года озеро было покрыто льдом. В остальное время года вода, вероятно, оставалась насыщенной мелкодисперсной минеральной взвесью, препятствовавшей развитию диатомовых и, соответственно, образованию биогенного кремнезема (рис. 1). В осадках накапливаются тонкодисперсные (размеры доменов 4—15 слоев) глинистые минералы иллит и смешанослойный иллит-смектит (до 50% от суммы слоистых силикатов) и Fe,Mg-хлорит (рис. 3), которые могут иметь как аутигенное, так и аллотигенное происхождение.

В стадию II (88–62 см, 11700–10000 л.н.) с наступлением голоценового потепления в озере начинают накапливаться биогенно-терригенные илы. К этому времени ледник растаял, и основ-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021



**Рис. 3.** Результаты моделирования XRD-профилей слоистых силикатов в образцах оз. Хикушка: голоцен – 7–8 см, верхний плейстоцен – 121–122 см.



Рис. 4. Диаграмма составов полевых шпатов донных отложений оз. Хикушка по данным СЭМ в сравнении с составом вкрапленников и микролитов лавового потока Жом-Болок [4]. *1* – плагиоклазы осадков; *2* – калиевые полевые шпаты осадков; *3* – область составов вкрапленников плагиоклазов в трахибазальтах; *4* – область составов микролитов плагиоклазов в трахибазальтах.

ными источниками питания озера стали талые и дождевые воды. Изменение режима питания привело к снижению уровня воды в озере. Эта стадия характеризуется благоприятными условиями для развития экосистемы водоема, что согласуется с общим потеплением климата северного полушария и наступлением более теплых летних сезонов из-за орбитально-обусловленного повышения летней инсоляции. Растет содержание SiO<sub>2bio</sub>, среди слоистых силикатов преобладают Mg,Feхлориты и хлорит-смектиты — продукты выветривания коренных пород обрамления озера.

В стадию III (62–33 см, 10000–6000 л.н.) снижаются концентрации SiO<sub>2bio</sub> (рис. 1), что предполагает формирование менее продуктивной системы оз. Хикушка. На фоне уменьшения количества иллита и отсутствия иллит-смектита растет содержание хлорит-смектита и хлорита (до 55% от суммы слоистых силикатов). Эта стадия характеризуется максимальной активностью влажного азиатского муссона, повышением общего увлажнения [1], что приводило к выпадению обильных зимних осадков и охлаждению вод озера.

Стадия IV (33–18 см, 6000–3000 л.н.) характеризуется ослаблением влияния влажного азиат-

ского муссона. Озеро постепенно мелеет и лучше прогревается, что могло быть благоприятно для расцвета диатомовых, обогащающих отложения биогенным кремнеземом (рис. 1), и аутигенного минералообразования.

Стадия V (18–0 см) охватывает период от 3000 л.н. до современности. Судя по снижению концентрации  $SiO_{2bio}$ , эта стадия характеризуется более суровыми природно-климатическими обстановками, чем предыдущая. В осадках отмечается высокое содержание иллита и хлорита (~55% от суммы слоистых силикатов). Именно на эту стадию приходится последний этап вулканической активности в Жом-Болокском районе.

В результате проведенных исследований установлено, что климатический фактор оказал основное влияние на позднеплейстоцен-голоценовое осадконакопление в высокогорном оз. Хикушка. Климат контролировал такие процессы, как деятельность ледников, выветривание и перенос осадочного материала с территории водосбора, колебания уровня волы в озере, биопродуктивность озерной системы. Позднечетвертичный вулканизм, несмотря на близкое расположение очагов его проявления, играл второстепенную роль в процессах озерной седиментации. Первые результаты изучения ассоциаций слоистых силикатов, их соотношений в разрезе и кристаллохимических характеристик в отложениях озера Хикушка стали важными источниками новой информации о позднечетвертичной истории природной среды Жом-Болокского вулканического района.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН, а также при поддержке РФФИ (гранты № 19-05-00219, № 19-05-00328, № 20-05-00247, РФФИ-Лондонское Королевское Общество № 21-55-10001) и РНФ (№ 19-17-00099, № 19-17-00216).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Luo Wang, White D. Aquatic Ecosystem Responses to Holocene Climate Change and Biome Development in Boreal, Central Asia // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 41. P. 119–131.
- Безрукова Е.В., Щетников А.А., Кузьмин М.И., Шарова О.Г., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Иванов Е.В., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Филинов И.А., Левина О.В. Первые данные об изменении природной среды и климата Жомболокского вулканического района (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // ДАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 323–327.
- 3. Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene Volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) Recorded by Mi-

crotephra Layers of the Lake Kaskadnoe-1 Sediments // Journal of Asian Earth Science. 2019. V. 173. P. 291– 303.

- 4. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.
- Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene Volcanic Field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: Structure, Style of Eruptions, Magma Compositions, and Radiocarbon Dating // Bulletin of Volcanology. 2011. V. 73. P. 1279–1294.
- 6. Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 894–905.
- Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в долине вулканов (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 33–38.
- 8. Гордиенко И.В., Рощектаев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405– 429.
- Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2009. 234 с.
- Solotchin P.A., Solotchina E.P., Bezrukova E.V., Zhdanova A.N. Climate Signals in the Late Quaternary Bottom Sediments of Lake Baunt (Northern Transbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. 2020. V. 61. № 10. P. 1146–1155.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scot E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- 13. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с.
- Velde B. Composition and Mineralogy of Clay Minerals // Origin and Mineralogy of Clays. Velde B., ed. Springer-Verlag, 1995. P. 8–41.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

- 15. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
- 16. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., Кориневская Г.Г. Бариевый биотит из Ильмен // Записки Россий-

ского минералогического общества. 2005. № 2. С. 75–83.

 Berger A., Loutre M.F. Insolation Values for the Climate of the Last 10 Million Years // Quaternary Science Reviews. 1991. V. 10. P. 297–317.

## NEW DATA ON LATE QUATERNARY SEDIMENTATION IN HIGH-MOUNTAIN KHIKUSHKA LAKE (EASTERN SAYAN): ROLE OF CLIMATIC AND VOLCANIC FACTORS

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

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

Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup>A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, Russian Federation <sup>c</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>d</sup> Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, Russian Federation

<sup>e</sup> Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation

<sup>f</sup>Geological institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation

#E-mail: paul@igm.nsc.ru

We present the results of a comprehensive study of Late Pleistocene-Holocene sediments from the Khikushka Lake located in the high-mountain Zhom-Bolok volcanic area (East Sayan Mountains). The lake is freshwater, closed and has a glacial origin; the age of sediments is ~13.8 ka. The sediments were studied by X-ray diffractometry (XRD), IR spectroscopy, laser granulometry, scanning electron microscopy, X-ray fluorescence analysis, AMS dating. For the first time detailed mineralogical studies of Khikushka Lake sediments were performed. It was shown that feldspars, quartz, phyllosilicates, and amphibole prevail in them. Mathematical modeling of complex XRD patterns made it possible to identify chlorite, illite, illite-smectite, chlorite-smectite, muscovite, vermiculite, and kaolinite among the phyllosilicates. The quantitative ratios of these minerals change significantly from Pleistocene to Holocene. Despite the close proximity of the volcanoes and multistage Late Quaternary eruptions in the Zhom-Bolok area only indirect signs of the presence of pyroclastic material were found in the lacustrine sediments. Based on the mineralogical, crystallochemical, lithological, geochemical studies a number of evolutional stages of the Lake Khikushka basin were identified. Sedimentation in this basin occurred under the influence of both climatic (glacier activity, lake level fluctuations, its bioproductivity) and geological (composition of catchment rocks, late Quaternary volcanism) factors.

*Keywords:* lacustrine sediments, clay minerals, modeling of XRD patterns, Late Pleistocene Holocene, paleoclimate, volcanic activity, Eastern Sayan ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 1, с. 57–61

———— ПАЛЕОНТОЛОГИЯ ———

УДК 551.71 + 551.72

# ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ МАКРОСКОПИЧЕСКИХ ВОДОРОСЛЕЙ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ВЕНДА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. С. В. Рудько<sup>1,2,\*</sup>, А. В. Колесников<sup>1,2,\*\*</sup>, академик РАН М. А. Федонкин<sup>1</sup>

Поступило 25.07.2021 г.

После доработки 25.07.2021 г. Принято к публикации 28.07.2021 г.

В опорном разрезе венда юга Сибирской платформы на Уринском поднятии впервые обнаружены ископаемые остатки эдиакарских макроскопических водорослей в верхней части дальнетайгинской серии. Эти ископаемые морфологически и тафономически сходны с некоторыми представителями Миаохенской биоты из эдиакария южного Китая, однако занимают более низкое стратиграфическое положение. Открытие остатков макроскопических водорослей в дальнейтайгинской серии существенно повышает палеонтологический и биостратиграфический потенциал одного из самых представительных разрезов верхнего докембрия, что имеет ключевое значение для познания эволюции морских экосистем в протерозое.

*Ключевые слова:* венд, эдиакарий, Уринское поднятие, Сибирская платформа, макроскопические водоросли, Metaphyta, эдиакарская биота

**DOI:** 10.31857/S2686739721110128

Появление и диверсификация фотоавтотрофных эукариот представляет один из важнейших этапов в эволюции биосферы и трансформации морских экосистем в протерозойское время. Вместе с тем палеонтологические данные о длительной (от 1000 до 540 млн лет) эволюции и характере обитания многоклеточных фотоавтотрофных организмов весьма дискретны и остро нуждаются в пополнении. Наиболее древние представители бентосных красных водорослей известны из отложений возрастом около 1 млрд лет в Канаде [1] и Китае [2]. О существенной диверсификации морских растений в эдиакарии свидетельствуют макрофоссилии из фосфоритовых слоев формации Доушаньто [3] и весьма разнообразные макроскопические углефицированные водоросли в вышележащей формации Денинь, получившие название Миаохенская биота [4]. Ближе к нижней границе кембрия видовое разнообразие фотоавтотрофных организмов возрастает, о чем свидетельствуют многочисленные находки макрофитной флоры в отложениях венда (терминального эдиа-

<sup>2</sup> Институт земной коры Сибирского отделения

кария) Беломорья [5], Среднего [6] и Южного Урала [7], а также Оленекского поднятия северовостока Сибирской платформы [8]. В настоящей статье мы представляем первые находки макроскопических остатков многоклеточных водорослей в отложениях дальнетайгинской серии в разрезе верхнего докембрия на Уринском поднятии.

Дальнетайгинская серия относится к патомскому комплексу, слагающему наиболее полный разрез неопротерозоя на южной периферии Сибирской платформы. Исследования проводились на Уринском поднятии, где вскрывается типовой разрез верхней части патомского комплекса в объеме дальнетайгинской, жуинской и трехверстной серий (рис. 1). Нижняя часть дальнетайгинской серии сложена ледниковыми отложениями большепатомской свиты [9], перекрытыми в основании вышележащей баракунской свиты горизонтом венчающих доломитов (cap dolomites). Изотопные и литологические признаки этого горизонта [10, 11] находят полную аналогию с характеристиками доломитов формации Нуккалиина, определяющими подошву (GSSP) эдиакария [12]. В песчаниках нижней части баракунской свиты обнаружены отпечатки вендских организмов Beltanelloides sorichevae [13], а вышележащие карбонатные отложения фиксируют положительную аномалию δ<sup>13</sup>С раннего эдиакария. Верхняя часть баракунской свиты и вышележащие относительно глубоководные терригенные отложения

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

Российской академии наук, Россия, Иркутск, Россия \*E-mail: rudserega@vandex.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: kolesnikov@ginras.ru



**Рис. 1.** Географическое положение отложений патомского комплекса, схематическая геологическая карта центральной части Уринского поднятия, сводная стратиграфическая последовательность отложений по [15] и вариации изотопного состава углерода в разрезе дальнетайгинской и жуинской серий по [3]. *1* – диамиктиты большепатомской свиты; *2* – баракунская свита, карбонаты, песчаники, аргиллиты; *3* – уринская свита, алевролиты и аргиллиты; *4* – каланчевская свита, карбонаты и мергели; *5* – жуинская серия, карбонаты и мергели; *6* – трехверстная серия, песчаники, карбонаты; *7* – горизонт венчающих доломитов; *8* – стратиграфические перерывы; *9* – находки макроскопических водорослей; ПК – Патомский комплекс, УП – Уринское поднятие.

уринской свиты охарактеризованы богатым комплексом палинофлоры [14]. Разрез дальнетайгинской серии завершает каланчевская свита, представленная карбонатными отложениями мелководной карбонатной платформы. В каланчевской свите наблюдается постепенный рост, а затем понижение значений  $\delta^{13}$ C, формирующие вторую положительную аномалию изотопного состава углерода в дальнетайгинской серии. В подошве жуинской серии наблюдается смена источников сноса терригенного материала и предполагается стратиграфическое несогласие [15]. Всю мощность карбонатных отложений вышележащей жуинской серии (около 1000 м) охватывает отрицательная аномалия  $\delta^{13}$ C, уверенно сопоставляемая с изотопным событием "Шурам-Вонока" в средней части эдиакария [16, 17]. Граница кембрия и докембрия фиксируется в отложениях трехверстной серии по появлению мелкораковинной фауны [11].

Остатки водорослей обнаружены в высыпках обнажения на правом берегу реки Ура в 5 км выше ее устья. Здесь вскрыты верхняя часть алевритистых аргиллитов уринской свиты и в слабо обнаженной части выше по склону – основание каланчевской свиты, представленной обломочными и, в том числе, зернистыми ооидными известняками и доломитами. Именно из этого обнажения происходят наиболее представительные находки микрофоссилий уринской свиты, получившие название Уринской биоты [18]. Найденные в высыпках водорослевые остатки, по-видимому, приурочены к основанию каланчевской свиты, поскольку они обнаружены на плитках оолитовых известняков. Оолитовые известняки имеют структуру хорошо сортированного грейнстоуна и отвечают высокоэнергетическим фациям ооидных отмелей или каналов, которые вряд ли могли служить стабильным субстратом для роста прикрепленных многоклеточных водорослей. На переотложенное состояние водорослей указывает и то, что их фрагменты частично отсортированы по размерности. Наиболее полно сохранившиеся формы запечатлены в виде безрельефных уплощенных углефицированных остатков (фитолейм) на поверхностях плиток известняка (рис. 2). Остатки водорослей сохраняются также в виде объемных форм – имеющих



**Рис. 2.** Фотографии макроскопических остатков многоклеточных водорослей из дальнетайгинской серии Уринского поднятия, Республика Саха (Якутия): а – общий вид ископаемых водорослей; б – лопастевидные талломы водорослей, расположенные под углом друг к другу; б – увеличенный фрагмент таллома водорослей и его внутреннее строение.

четкие границы областей черного кальцитового цемента, внутри доломит-кальцитовой массы. Нам представляется, что замещение первичного карбонатного цемента ооидного осадка черным кальцитовым спаритом (рис. 2в) сопровождалось инкорпорацией органического вещества за счет деградации углефицированного детрита.

В собранной коллекции остатки представлены в виде крупных фрагментов водорослей. Для них характерна уплощенная вытянутая лентовидная (рис. 2а) и прямолинейная лопастевидная (рис. 2б) форма талломов без видимых признаков ветвления. Ширина талломов не превышает 4 мм и остается постоянной в пределах отдельных экземпляров. Максимальная длина полностью сохранившегося таллома достигает 27 мм (рис. 2в). В ряде случаев талломы примыкают основаниями друг к другу под углом 120–130° (рис. 26). В связи с тем, что найденные остатки в своем большинстве представлены фрагментами водорослей, чье клеточное строение пока невозможно установить, определение их систематической принадлежности остается затруднительным до находок экземпляров лучшей сохранности. Предварительно можно отметить морфологическое сходство с углефицированными лентовидными формами родов Vendotaenia [5], Protoarenicola [19] и Liulingjitaenia [20].

Хотя, морфологически достаточно сложные, в том числе дихотомически ветвящиеся, формы многоклеточных водорослей обнаруживаются с начала неопротерозоя [2], сопоставимые по размеру с находками из дальнетайгинской серии макроскопические водоросли (первые сантиметры) известны лишь начиная с эдиакария среди представителей Миаохенской биоты. Близкие по морфологии к некоторым таксонам Миаохенской биоты новые находки фрагментов макроводорослей в отложениях дальнетайгинской серии занимают более низкое стратиграфическое положение в эдиакарии, о чем свидетельствует корреляция аномалий изотопного состава углерода в разрезах Китая и юга Сибири. Так, представители Миаохенской биоты обнаружены над изотопной аномалией Шурам-Вонока [20], а остатки из дальнетайгинской серии ниже этой аномалии, прослеженной в жуинской серии [11].

Представленный выше палеонтологический материал недостаточно представителен для детальных исследований в области морфологии. гистологии, систематики и палеоэкологии. Тем не менее появляется отчетливая перспектива для поиска полноценного местонахождения углефицированных остатков макроскопических эвкариотных водорослей в отложениях дальнетайгинской серии. Поиски следует вести в пределах силикокластических толщ верхней части уринской свиты, формировавшихся в относительно мелководных бескарбонатных условиях. в которых водоросли быстро захоронялись в тонкозернистом или глинистом осадке, а ткани слоевищ и талломов не подвергались окислению и замещению карбонатным веществом. Представляется, что палеонтологический потенциал дальнетайгинской серии еще не раскрыт, а разрез венла Уринского полнятия еще раз закрепляет статус ключевого объекта для изучения и взаимной корреляции климатических, геохимических и биосферных событий позднего докембрия.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено при поддержке РНФ (Проект № 20-77-10066). Полевые работы в 2019 г. проведены при поддержке гранта Правительства РФ (№ 075-15-2019-1883). Исследования соответствуют темам госзадания ГИН РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. A Bangiophyte Red Alga from the Proterozoic of Arctic Canada // Science. 1990. V. 250. P. 104–107.
- 2. *Tang Q., Pang K., et al.* A One-billion-year-old Multicellular Chlorophyte // Nature Ecology & Evolution. 2020. V. 4 (4). P. 543–549.
- 3. *Xiao S., Knoll A.H., et al.* Phosphatized Multicellular Algae in the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China, and the Early Evolution of Florideophyte Red Algae // American Journal of Botany. 2004. V. 91 (2). P. 214–227.
- Zhao Y., Chen M., et al. Discovery of a Miaohe-type Biota from the Neoproterozoic Doushantuo Formation in Jiangkou County, Guizhou Province, China // Chinese Science Bulletin. 2004. V. 49 (20). P. 2224–2226.
- Гниловская М.Б. О древнейшей тканевой дифференциации докембрийских (вендских) водорослей // Палеонтологический журнал. 2003. № 2. С. 92–98.

- Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Редкинский этап эволюции вендских макрофитов // ДАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 658–664.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al. Ediacaran Biota in the Aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. V. 263. P. 59–78.
- Bykova N., LoDuca S. T., et al. Seaweeds through Time: Morphological and Ecological Analysis of Proterozoic and Early Paleozoic Benthic Macroalgae // Precambrian Research. 2020. V. 350. P. 105875.
- 9. *Чумаков Н.М., Капитонов И.Н. и др.* Вендский возраст верхней части патомского комплекса средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.
- 10. Покровский Б.Г., Чумаков Н.М. и др. Геохимические особенности неопротерозойских "венчающих доломитов" патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- 11. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Knoll A.H., Walter M.R., et al. A New Period for the Geologic Time Scale // Science. 2004. V. 305. P. 621–622.
- 13. Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.
- 14. Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.
- 15. Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. №. 3. С. 243–256.
- Williams G.E., Schmidt P.W. Shuram–Wonoka Carbon Isotope Excursion: Ediacaran Revolution in the World Ocean's Meridional Overturning Circulation // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9 (2). P. 391–402.
- Rooney A.D., Cantine M.D., et al. Calibrating the Coevolution of Ediacaran Life and Environment / Proc. Natl. Acad. Sci. 2020. V. 117 (29). P. 16824–16830.
- Файзуллин М.Ш. Новые данные о микрофоссилиях байкалия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. 328–337.
- Dong L., Xiao S., et al. Restudy of the Worm-like Carbonaceous Compression Fossils *Protoarenicola*, *Pararenicola*, and *Sinosabellidites* from Early Neoproterozoic Successions in North China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 258 (3). P. 138–161.
- 20. An Z., Jiang G., et al. Stratigraphic Position of the Ediacaran Miaohe Biota and Its Constrains on the Age of the Upper Doushantuo  $\partial^{13}$ C Anomaly in the Yangtze Gorges Area, South China // Precambrian Research. 2015. V. 271. P. 243–253.

### FIRST FINDS OF FOSSIL MACROSCOPIC ALGAE IN THE REFERENCE SECTION OF THE VENDIAN IN THE SOUTH OF SIBERIAN PLATFORM

S. V. Rud'ko<sup>a,b,#</sup>, A. V. Kolesnikov<sup>a,##</sup>, and Academician of the RAS M. A. Fedonkin<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Institute of the Eath's Crust Siberian Branch of the Russian Academiy of Science, Irkutsk, Russian Federation

> *<sup>#</sup>E-mail: rudserega@yandex.ru <sup>##</sup>E-mail: kolesnikov@ginras.ru*

A fossil material of the Ediacaran macroscopic algae has been found in the reference section of the Vendian of the upper part of Dal'naya Taiga Group of the Ura Uplift, south of Siberian Platform. The macrofossils discovered in the upper part of the Dal'naya Taiga Group are morphologically similar to carbonaceous Miaohe biota from the Ediacaran of South China, however, they occupy a lower stratigraphic level. Thus, finding of macroscopic algal fossils both develops the understanding of evolution of marine ecosystems in the Proterozoic, and also demonstrates that palaeontological potential of one of the most representative section of the Upper Precambrian has not entirely been realised.

Keywords: Vendian, Ediacaran, Ura Uplift, Siberian Platform, macroscopic algae, Metaphyta, Ediacaran Biota

УДК 551.511

# ВЛИЯНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ВРЕМЕННОЙ ЛАГ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В АТМОСФЕРЕ

© 2021 г. К. Е. Мурышев<sup>1,2,\*</sup>, А. В. Елисеев<sup>1,2,3</sup>, академик РАН И. И. Мохов<sup>1,2,4</sup>, А. В. Тимажев<sup>1</sup>, М. М. Аржанов<sup>1,2</sup>, С. Н. Денисов<sup>1,2</sup>

Поступило 26.06.2021 г. После доработки 26.06.2021 г. Принято к публикации 26.06.2021 г.

Описан нелинейный механизм формирования временного лага между изменениями глобальной приповерхностной температуры T и содержания углекислого газа в атмосфере q. Показано, что изменения T могут как отставать от изменений q, так и опережать их в зависимости от типа внешнего воздействия, его временного масштаба, амплитуды, а также от направления изменения состояния системы. В частности, когда амплитуды вариаций T и q достаточно велики, отклик одной переменной на изменения другой заметно отличается от линейного: зависимость T от изменений q является логарифмической, а зависимость q от изменений T близка к экспоненциальной. В случае вариаций с временным масштабом от нескольких столетий это приводит к тому, что на этапе роста T опережает q, а на этапе убывания q опережает T, причем вне зависимости от типа внешнего воздействия на Земную систему.

*Ключевые слова:* изменения климата, причинно-следственные связи, климатические модели, углеродный цикл

DOI: 10.31857/S2686739721110116

#### введение

Одна из серьезных методологических проблем в климатических исследованиях - принципиальная невозможность экспериментальной проверки ряда теоретических положений, поскольку невозможна постановка эксперимента с климатической системой как целым. Для оценки адекватности теории необходима ее проверка на соответствие фундаментальным принципам физики. В том числе используется принцип причинности, означающий, что событие-причина предшествует по времени событию-следствию. Однако формальное применение принципа причинности к системам, подобным Земной системе, может вызывать определенные проблемы. Выводы о характере причинно-следственных связей между климатическими переменными часто делаются только на основании временного лага между рядами данных для этих переменных в предположении, что изменения переменной с "запаздывающим" рядом не могут быть причиной изменений переменной с "опережающим". Однако, очевидно, что ряды данных для климатических переменных не являются элементарными событиями, так что принцип причинности в его простейшей интерпретации к ним, вообще говоря, неприменим. В частности, это относится к рядам данных для глобальной температуры T и содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере q.

Так, по данным антарктических ледовых кернов [1, 2], реконструкций для малого ледникового периода [3], а также по данным наблюдений для конца XX—начала XXI века [4] можно получить, что изменения q в целом запаздывают относительно изменений T. Поскольку естественно ожидать, что "следствие" не может опережать "причину", эти результаты используются в качестве аргументов против признания существенной роли антропогенного парникового эффекта в современных изменениях климата. Указанные аргументы критиковались с различных точек зрения [5, 6], однако представление о том, что по запаздыванию между рядами данных можно судить о причинно-следственной связи между перемен-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Казанский федеральный университет, Казань, Россия <sup>4</sup> Московский физико-технический институт

<sup>(</sup>государственный университет), Долгопрудный, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: kmuryshev@mail.ru

Таблица 1.	Используемые	в работе	сценарии	внешних
воздейств	ий на Земную си	стему		

1. Парниковое	F = 0	$E_{\rm CO_2}, E_{\rm CO_2, A} \sin(\omega t)$
2. Непарниковое	$F = F_{A} \sin(\omega t)$	$E_{\rm CO_2} = 0$

ными, большинством критиков не подвергалось сомнению.

В работах [7-10] были продемонстрированы и конкретные физические механизмы изменений Tи q, при реализации которых изменения "опережающей" переменной являются откликом на изменения "запаздывающей". Следует отметить, что нелинейность климатической системы не являлась при этом необходимой для реализации указанных механизмов. В то же время в [11] утверждалось, что такое запаздывание может возникать вследствие нелинейности Земной системы, но без указания конкретного механизма. В данной работе рассмотрен механизм формирования запаздывания между изменениями T и q, основанный на нелинейности климатической системы.

#### ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Основным инструментом исследования в данной работе является климатическая модель (КМ) ИФА РАН, описанная в [12, 13]. Используемая версия модели включает модули атмосферы, океана, деятельного слоя суши и углеродного цикла. Океаническая подсистема и наземный углеродный цикл описаны в [9].

### ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

С КМ ИФА РАН поставлены численные эксперименты при идеализированных сценариях внешнего воздействия на Земную систему. В качестве внешнего воздействия выступают антропогенные эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу  $E_{CO_2}(t)$  и вариации солнечной постоянной F(t). Соответствующие сценарии представлены в табл. 1.

Синусоидальные функции выбраны для простоты получения аналитических решений при объяснении результатов. Тот факт, что эти функции являются периодическими, не оказывает влияния на результаты экспериментов и не используется при их объяснении.

Численные эксперименты проводились при временных масштабах внешних воздействий  $P = 2\pi/\omega$  от 10 до 2000 лет. Амплитуды эмиссий  $E_{\rm CO_2, A} = \{1, 2, 5, 10\}$  ГтС/год, амплитуды вариаций солнечной постоянной  $F_{\rm A} = \{13.65, 27.3\}$  Вт/м<sup>2</sup> и соответствуют ее отклонениям на 1 и 2% от современного значения S = 1365 Вт/м<sup>2</sup>.

Исследован временной лаг  $\Delta$  между рядами глобальной приповерхностной температуры T и

содержания  $CO_2$  в атмосфере q, полученными в указанных численных экспериментах. Величина  $\Delta$  определялась при помощи стандартного метода максимизации коэффициента корреляции со сдвигом между рядами Т и q [1, 2, 4, 5]. Для кажлого эксперимента запаздывание  $\Delta$  вычислялось между фрагментами рядов q и T, соответствующими трем временным интервалам: 1) базовый интервал – между первым и вторым максимумом глобальной температуры T (длина интервала ~P); 2) временной отрезок в первой половине базового интервала, где q и Т одновременно убывают (длина интервала ~P/2); 3) временной отрезок во второй половине базового интервала, где q и T одновременно возрастают (длина интервала ~ P/2). Заметим, что функции q и T на всех трех интервалах не являются периодическими.

На рис. 1 представлены зависимости временного лага  $\Delta$  между изменениями q и T на указанных временных интервалах от временного масштаба внешнего форсинга при воздействиях различного типа и амплитуды.

Если  $\Delta$  вычисляется на базовом временном интервале, то при внешнем воздействии в виде эмиссий СО<sub>2</sub> в атмосферу q опережает T вне зависимости от временного масштаба и амплитуды эмиссий. Напротив, при внешнем воздействии в виде вариаций солнечной постоянной временной лаг  $\Delta$ , вычисляемый на базовом временном интервале, меняет знак в зависимости от временного масштаба внешнего воздействия *Р*: при малых значениях Р изменения Т опережают по фазе изменения q, при больших P изменения q опережают по фазе вызывающие их изменения Т. Данный эффект уже был описан и объяснен в [7-9]. Напомним, что для его возникновения нелинейность климатической системы не является необходимой.

При вычислении  $\Delta$  на более коротких временных интервалах, где q и T одновременно убывают или одновременно возрастают, возникает другой эффект: если временной масштаб P и амплитуда внешнего воздействия достаточно велики, то на этапе убывания q опережает T, а на этапе роста Tопережает q вне зависимости от того, каким внешним воздействием вызваны происходящие изменения — внешними эмиссиями парниковых газов в атмосферу или какими-либо другими воздействиями. На рис. 2 показано, как выглядят ряды для T и q, в двух экспериментах, где проявляется данный эффект.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нелинейные эффекты, полученные в численных экспериментах с КМ ИФА РАН, на качественном уровне могут быть воспроизведены при помощи глобально-осредненной модели Земной



**Рис. 1.** Временной лаг  $\Delta$  между рядами глобальной температуры *T* и содержания углекислого газа в атмосфере *q*, вычисленный 1) на базовом временном интервале (между первым и вторым максимумом *T*), длина которого сопоставима с временным масштабом внешнего воздействия на Земную систему; 2) на временном интервале, где *q* и *T* уменьшаются; 3) на временном интервале, где *q* и *T* растут. Ряды *q* и *T* получены в численных экспериментах с КМ ИФА РАН при описанных выше сценариях эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу (красные линии) и вариаций солнечной постоянной (синие линии).

системы, состоящей из двух уравнений. Первое из них описывает изменения глобальной приповерхностной температуры T, а второе — изменения содержания углекислого газа в атмосфере q.

$$C\frac{dT}{dt} = -\lambda T + R \ln\left(1 + \frac{q}{q_0}\right) + S(t), \qquad (1)$$

$$\frac{dq}{dt} = -\beta q + F_{\text{CO}_2} + E_{\text{CO}_2}(t).$$
<sup>(2)</sup>

Здесь *T* – отклонение глобальной температуры от равновесного значения 13.7°С; С =  $10^9 \text{ Дж м}^{-2} \text{ K}^{-1}$  – эффективная теплоемкость климатической системы на единицу площади земной поверхности;  $\lambda = 0.8 - 2.5 \text{ BT m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  – коэффициент климатической чувствительности, *R* = 5.3 Bт/м<sup>2</sup> (соответствует радиационному возмущающему воздействию при удвоении содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере, которое составляет 3.7 Bт/м<sup>2</sup>), *S*(*t*) –



**Рис. 2.** Изменения глобальной температуры T (синяя кривая) и содержания углекислого газа в атмосфере q (оранжевая кривая) в численных экспериментах с КМ ИФА РАН при внешних воздействиях в виде вариаций солнечной постоянной с периодом 450 лет и амплитудой 27.3 Вт/м<sup>2</sup> (слева) и в виде эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу с периодом с периодом 1000 лет и амплитудой 10 ГтС/год (справа).

радиационное возмущающее воздействие (PBB); q — отклонение содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере от равновесного значения 280 млн<sup>-1</sup>;  $\beta$  — коэффициент релаксации атмосферной концентрации CO<sub>2</sub>;  $F_{CO_2}$  — поток CO<sub>2</sub> в атмосферу из естественных резервуаров углерода (океан и наземные экосистемы);  $E_{CO_2}(t)$  — внешние (например, антропогенные) эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу. Рассмотрим отдельно случаи воздействий в виде 1) внешних эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу ( $E(t) \neq 0$ ) и 2) вариаций солнечной постоянной

1) В случае сильного парникового воздействия можно пренебречь третьим слагаемым в правой части уравнения (1) и вторым слагаемым в правой части уравнения (2). Тогда в случае синусоидальных эмиссий  $E_{CO_2}(t)$  с временным масштабом, большим по сравнению с временем релаксации атмосферной концентрации  $CO_2$  (~15 лет), можно пренебречь затухающими экспоненциальными слагаемыми в выражении для q и считать, что оно тоже меняется по синусоидальному закону:

$$q(t) = q_A \sin(\omega t). \tag{3}$$

При рассмотрении изменений с большим временным масштабом решение уравнения (1) близко к стационарному. То есть с учетом (3) можно считать, что

$$T(t) = \frac{R}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{q_A}{q_0} \sin(\omega t) \right).$$
(4)

Оценим временной лаг между рядами q(t) и T(t) по положению точек перегиба этих функций, где их вторые производные обращаются в нуль. Такой способ определения запаздывания, строго

говоря, не совпадает с его определением по коэффициенту корреляции со сдвигом, однако соответствует ему на качественном уровне.

Функция q(t) имеет точку перегиба в момент времени  $t_a$ , такой что

$$\sin(\omega t_a) = 0. \tag{5}$$

Функция T(t) имеет точку перегиба в момент времени  $t_T$ , такой что

$$\sin\left(\omega t_{T}\right) = -\frac{q_{A}}{q_{0}}.$$
(6)

Очевидно, что  $t_T > t_q$  на этапе убывания функций q(t) и T(t), и, напротив,  $t_T < t_q$  на этапе роста функций q(t) и T(t). Это и означает, что изменения температуры опережают изменения содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере на этапе роста и отстают от них на этапе убывания этих переменных. При этом, как видно из формул (5) и (6), чем меньше амплитуда изменений содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере  $q_A$ , тем ближе друг к другу значения  $t_T$  и  $t_q$ , а значит тем меньше по абсолютной величине запаздывание между q и T.

2) В случае, когда доминирует непарниковый форсинг (в нашем случае — вариации солнечной постоянной), можно пренебречь вторым слагаемым в уравнении (1) и третьим слагаемым в уравнении (2). Тогда в случае синусоидальных вариаций солнечной постоянной S(t) с временным масштабом, большим по отношению к величине  $C/\lambda$  (~30 лет) вариации глобальной температуры T, тоже можно считать синусоидальными:

$$T(t) = T_A \sin(\omega t). \tag{7}$$

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021



**Рис. 3.** Значение выражения в квадратных скобках в формуле (11), определяющего знак производной  $q''|_{T'=0}$ , в зависимости от  $\theta_S u \theta_V \operatorname{прu} \theta_P = 1.04$  (слева),  $\theta_P = 1.06$  (в центре) и  $\theta_P = 1.08$  (справа). Если  $q''|_{T'=0} > 0$ , то для фазы убывания это означает, что q опережает T, а для фазы роста, что T опережает q.

Изменения содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере будут описываться следующим уравнением:

$$q' = -\beta q + F_{\rm CO_2}.$$
 (8)

В случае изменений с большим временным масштабом решение уравнения (8) близко к стационарному, т.е.

$$q = \frac{F_{\rm CO_2}}{\beta}.$$
 (9)

Поток  $F_{CO_2}$  — это сумма потоков CO<sub>2</sub> в атмосферу из океана и наземных экосистем. Океанический поток  $F_{oc}$  при формировании обсуждаемого эффекта не играет значительной роли (нелинейность зависимости  $F_{oc}$  от *T* гораздо слабее, чем соответствующая нелинейность зависимости наземного потока  $F_{land}$ ). Поэтому для упрощения математических выкладок влиянием  $F_{oc}$  можно пренебречь. Поток углекислого газа из наземных экосистем в атмосферу  $F_{land}$  определяется балансом между дыханием почвы *S*, дыханием растительности *V* и фотосинтезом *P*. Для параметризации этих слагаемых в КМ ИФА РАН используется схема [14]. Несколько упрощая ее, можно записать:

$$F_{\rm CO_2} = S + V - P = A_S M_S \theta_S^{\frac{T}{T_0}} + A_V M_V \theta_V^{\frac{T}{T_0}} - A_P \theta_P^{\frac{T}{T_0}}.$$
 (10)

Здесь  $M_V = 0.55 \times 10^3$  ГгС;  $M_S = 1.5 \times 10^3$  ГгС;  $A_V = 0.0909$  лет<sup>-1</sup>;  $A_S = 0.033$  лет<sup>-1</sup>;  $A_P = 0.1$  ГгС/год;  $\theta_S = 1.09$ ;  $\theta_V = 1.08$ ;  $\theta_P = 1.04$ ;  $T_0 = 10^{\circ}$ С. Используя (10), можно оценить знак второй производной q'' в точке, где равна нулю вторая производная T', т.е. там, где у функции T(t) точка перегиба. Если в этой точке q'' > 0, то для

фазы убывания это означает, что q опережает T, а для фазы роста, что T опережает q.

$$q''|_{T''=0} = \frac{\omega^2}{\beta} \left(\frac{T_A}{T_0}\right)^2 [A_S M_S \ln^2 \theta_S + A_V M_V \ln^2 \theta_V - A_P \ln^2 \theta_P].$$
(11)

Знак  $q''|_{T'=0}$  зависит от значения выражения в квадратных скобках, которое в общем случае может быть как положительным, так и отрицательным (см. рис. 3). Однако при характерных для современного климата значениях параметров (приведенных выше) оно принимает положительные значения. Это означает, что в фазе убывания qопережает T, а в фазе роста T опережает q.

Для климатов других эпох знак запаздывания между T и q может оказаться противоположным, если в эти эпохи были характерны другие значения параметров, при которых выражение в правой части (11) оказывается отрицательным. Возможно, этим объясняется то, что согласно [6] при выходе из последнего оледенения (т.е. в фазе роста T и q) изменения глобальной температуры запаздывают относительно изменений содержания  $CO_2$  в атмосфере. Впрочем, последний результат может быть обусловлен также влиянием динамики океана, ледовых щитов и ряда других факторов, не принимавшихся во внимание в настоящей работе.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе описан один из возможных механизмов формирования взаимного запаздывания между изменениями глобальной приповерхностной температуры T и содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере q при внешнем воздействии на Зем-

ную систему в виде внешних эмиссий углекислого газа (парниковое воздействие) или вариаций солнечной постоянной (непарниковое воздействие). Показано, что изменения T могут как отставать от изменений q, так и опережать их в зависимости от типа внешнего воздействия, его временного масштаба, амплитуды, а также от временного интервала, на котором определяется временной лаг  $\Delta$ между указанными переменными.

В частности, когда амплитуды вариаций T и q достаточно велики, отклик одной переменной на изменения другой заметно отличается от линейного: зависимость T от изменений q является логарифмической, а зависимость q от изменений T близка к экспоненциальной. По этой причине на этапе роста T опережает q, а на этапе убывания q опережает T, причем вне зависимости от того, каким внешним воздействием вызваны изменения T и q, парниковым или непарниковым. Это проявляется при временном масштабе внешнего воздействия от нескольких столетий.

Описанный механизм формирования запаздывания между q и T включает процессы, так или иначе характерные для широкого круга моделей Земной системы. Как следствие, этот эффект должен проявляться и в других подобных моделях.

Кроме того, слагаемое  $-\lambda T$  в правой части уравнения для температуры в описанной выше глобально-осредненной энергобалансовой модели (ЭБМ) также является продуктом линеаризации температурных зависимостей планетарного альбедо и уходящего теплового излучения на верхней границе атмосферы [15]. В принципе, учет нелинейности указанных зависимостей способен количественно (но не качественно) изменить полученные результаты. Устойчивость качественных результатов по отношению к учету или неучету такой нелинейности подтверждается результатами расчетов с КМ ИФА РАН, в которой нелинейность указанных зависимостей учитывается более полно по сравнению с использованной в данной работе ЭБМ с углеродным циклом.

В данной работе результаты, полученные в [7– 10], обобщены на нелинейные процессы в Земной системе. Полученные новые результаты еще раз свидетельствуют о невозможности в общем случае определить характер причинно-следственной связи между двумя коррелируемыми переменными по запаздыванию между их изменениями без привлечения физических представлений о природе их взаимодействия.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Результаты анализа временного запаздывания между переменными и их связь с действующими в Земной системе физическими механизмами получены в рамках проекта РНФ 21-17-00012. Диагностика причинно-следственных связей с оценкой роли естественных и антропогенных факторов на разных временных интервалах проводилась в рамках проекта РНФ 19-17-00240.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Monnin E., Indermohle A., Dallenbach A., Flockiger J., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Barnola J.M. Atmospheric CO<sub>2</sub> Concentrations over the Last Glacial Termination // Science. 2001. V. 291. № 5501. P. 112– 114.
- 2. Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А. Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов и температурного режима атмосферы по палеореконструкциям для антарктической станции Восток // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 579–592.
- Cox P, Jones C. Illuminating the Modern Dance of Climate and CO<sub>2</sub> // Science. 2008. V. 321. № 5896. P. 1642–1644.
- Humlum O., Stordahl K., Solheim J.E. The Phase Relation between Atmospheric Carbon Dioxide and Global Temperature // Global and Planetary Change. 2013. V. 100. P. 51–69.
- Ganopolski A., Roche D. On the Nature of Lead-lag Relationships during Glacial-interglacial Climate Transitions // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. P. 3337–3361.
- Shakun J., Clark P., He F., Marcott S., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E. Global Warming Preceded by Increasing Carbon Dioxide Concentrations during the Last Deglaciation // Nature. 2012. V. 484. № 7392. P. 49–54.
- 7. Мурышев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И., Тимажев А.В. Взаимное запаздывание между изменениями температуры и содержания углекислого газа в атмосфере в простой совместной модели климата и углеродного цикла // ДАН. 2015. Т. 463. № 6. С. 708–712.
- 8. Мурышев К.Е., Тимажев А.В., Дембицкая М.В. Взаимное запаздывание между изменениями глобальной температуры и содержания углекислого газа в атмосфере при непарниковом внешнем воздействии на климатическую систему // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 3. С. 84–102.
- Muryshev K.E., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Timazhev A.V. Lead-lag Relationships between Global Mean Temperature and the Atmospheric CO2 Content in Dependence of the Type and Time Scale of the Forcing // Global and Planetary Change. 2017. V. 148. P. 29–41.
- 10. Мурышев К.Е., Елисеев А.В., Денисов С.Н., Мохов И.И., Тимажев А.В., Аржанов М.М. Фазовый сдвиг между изменениями глобальной температуры и содержания СО2 в атмосфере при внешних эмиссиях парниковых газов в атмосферу // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 3. С. 11–19.
- 11. Van Nes E.H., Scheer M., Brovkin V., Lenton T.M., Ye H., Deyle E., Sugihara G. Causal Feedbacks in Climate

Change // Nature Climate Change. 2015. V. 5. P. 445–448.

- 12. *Мохов И.И., Елисеев А.В.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
- 13. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В.* Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
- Eliseev A., Mokhov I. Carbon Cycle-climate Feedback Sensitivity to Parameter Changes of a Zero-dimensional Terrestrial Carbon Cycle Scheme in a Climate Model of Intermediate Complexity // Theoretical and Applied Climatology. 2007. V. 89. P. 9–24.
- Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Аналитические оценки эффективности предотвращения потепления климата контролируемыми аэрозольными эмиссиями в стратосферу // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 16–26.

## INFLUENCE OF NONLINEAR PROCESSES ON THE TIME LAG BETWEEN CHANGES IN GLOBAL TEMPERATURE AND CARBON DIOXIDE CONTENT IN THE ATMOSPHERE

K. E. Muryshev<sup>*a,b,#*</sup>, A. V. Eliseev<sup>*a,b,c*</sup>, academician of the RAS I. I. Mokhov<sup>*a,b,d*</sup>, A. V. Timazhev<sup>*a*</sup>, M. M. Arzhanov<sup>*a,b*</sup>, and S. N. Denisov<sup>*a,b*</sup>

<sup>a</sup> Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
 <sup>b</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation
 <sup>c</sup> Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation
 <sup>d</sup> Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudnyi, Russian Federation

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

A nonlinear mechanism for the formation of a time lag between changes in the global surface temperature T and the carbon dioxide content in the atmosphere q is described. It is shown that the changes in T can either lag behind the changes in q or lead them, depending on the type of external forcing, its time scale, amplitude, and the direction of the change in the state of the system. In particular, when the amplitudes of T and q are sufficiently large, the response of one variable to changes in the other is markedly different from the linear one: the dependence of T on changes in q is logarithmic, and the dependence of q on changes in T is close to exponential. In the case of variations with a time scale of several centuries, this leads to the fact that at the growth stage T is ahead of q, and at the decreasing stage q is ahead of T, regardless of the type of external forcing on the Earth system.

Keywords: climate change, cause-effect relationships, climate models, carbon cycle

УДК 550.34

# КЛАСТЕРИЗАЦИЯ АФТЕРШОКОВОЙ АКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВЗРЫВОВ В КНДР

© 2021 г. Академик РАН В. В. Адушкин<sup>1</sup>, И. О. Китов<sup>1,2,\*</sup>, И. А. Санина<sup>1</sup>

Поступило 21.07.2021 г. После доработки 03.08.2021 г. Принято к публикации 04.08.2021 г.

В апреле 2021 г., через 3.5 года после последнего взрыва на полигоне КНДР, было обнаружено несколько афтершоков подземных испытаний КНДР. Формы сейсмических сигналов этих событий аналогичны излученным источниками в кластере афтершоков пятого взрыва, проведенного 9.09.2016. Первый афтершок в пределах полигона был зарегистрирован в 1:50:48 UTC 11.09.2016. Взрыв КНДР-6 генерирует свою последовательность афтершоков с характеристиками сигналов, отличающимися от афтершоков КНДР-5. Длительность, интенсивность и чередующийся характер двух последовательностей уникальны и предполагают механизмы высвобождения энергии, связанные с взаимодействием зон разрушения взрывов КНДР-5 и КНДР-6, расположенных на разных глубинах и имеющих в разы отличающиеся линейные размеры из-за различия энергии этих взрывов примерно на порядок величины. Самый большой афтершок КНДР-6 свидетельствует об обрушении кровли полости взрыва и образовании столба обрушения, которая не достигла поверхности.

*Ключевые слова:* подземный взрыв, мониторинг, афтершоки, кросс-корреляция **DOI:** 10.31857/S2686739721110037

В апреле 2021 г. было обнаружено несколько слабых сейсмических событий вблизи известных эпицентров афтершоков объявленных подземных ядерных испытаний, проведенных КНДР в нарушение Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Для обнаружения ультра-слабых сигналов был использован детектор, основанный на кросс-корреляции волновых форм (ККВФ) [1]. Высокая чувствительность ККВФ-детектора позволила обнаружить 11.09.2016 первый афтершок пятого взрыва в серии из шести взрывов. На основе наблюдений этого афтершока был предложен новый метод дистанционного мониторинга афтершоковой эмиссии [1], развитие которого позволило значительно повысить надежность обнаружения афтершоков с одновременным снижением порога обнаружения. Для этого в качестве шаблонных используются сигналы от шести подземных испытаний и их афтершоков [2]. В табл. 1 представлены параметры двух взрывов, которые вызвали

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Временный технический секретариат

афтершоковую активность, наблюдаемую сейсмическими станциями Международной системы мониторинга (МСМ).

Сейсмические события, обнаруженные в апреле 2021 г., были настолько слабыми, что только две станции MCM: USRK и KSRS, расположенные на эпицентральних расстояниях около 4°, обнаружили сигналы малой амплитуды, некоторые из них на уровне микросейсмического шума. Апрельские афтершоки представляют собой уникальное явление среди известных афтершоковых последовательностей исторических подземных ядерных взрывов с магнитудой по объемным волнам от 5 до 6. Продолжительность (4.5 года после КНДР-5 и 3.5 года после КНДР-6) и интенсивность (более 100 событий) афтершоковой последовательности в КНДР являются вызовом для физической интерпретации. Данное исследование посвящено обнаружению событий, включая

Таблица 1. Параметры взрывов в КНДР, которые сгенерировали собственные афтершоковые последовательности

Взрыв	Дата	Время в очаге	С.ш.	В.д.	m <sub>b</sub>
КНДР-5	9.09.2016	00:30:00.874	41.299°	129.05°	5.09
КНДР-6	3.09.2017	03:30:01.080	41.320°	129.03°	6.07

Подготовительной комиссии организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

<sup>\*</sup>E-mail: ikitov@mail.ru

самые слабые, оценке их характеристик, а также разделению афтершоков, связанных с зонами ги-поцентров КНДР-5 или КНДР-6.

Восстановление серии афтершоков и единообразная оценка параметров обнаруженных событий начинаются с рутинной обработки данных на сейсмических станциях MCM USRK и KSRS за период с 1.01.2015 по 20.05.2021. Для расчета кросс-корреляционных (КК) трасс мы используем 57 шаблонов многоканальных сигналов, полученных из 29 мастер-событий: 6 ядерных испытаний КНДР и 23 афтершоков, обнаруженных в период с сентября 2016 г. по апрель 2018 г. [2]. Пример шаблона волновой формы от первого в серии афтершока приведен в [1]. Процедура КК-детектирования аналогична стандартному обнаружению сигнала в Международном центре данных (МЦД) [3]. Порог обнаружения определяется отношением сигнал/шум (SNRcc), которое вычисляется по КК-трассе, усредненной по всем каналам сейсмической группы.

В отличие от стандартной процедуры ассоциации сейсмических фаз [3], для повторяющихся событий можно учесть одно и то же физическое вступление несколько раз, если оно обнаружено шаблонами от близких, но разных событий. В основе этой процедуры лежит высокое сходство сигналов от пространственно близких событий. Небольшое изменение форм сигнала между близкими мастер-событиями может быть полезно для распознавания, если это изменение имеет физическую причину, связанную с метоположением и механизмом источника. Количество КК-вступлений, полученных данным набором шаблонов на одной станции, является мерой надежности соответствующего физического сигнала, который, возможно, скрыт в микросейсмическом шуме. Доля успешных КК-обнаружений одного и того же физического сигнала для большого набора шаблонов похожа на частоту обнаружения отраженных импульсных сигналов как определяющего параметра эффективности работы радара. Разница в форме шаблона похожа на изменение частоты или ширины импульса. Поэтому мы рассматриваем одновременную ассоциацию вступлений от нескольких мастер-событий как версию работы радара, в которой КК-вступления представляются как согласованные с источником отражения от искомой цели. Согласованные КК-обнаружения сигналов на двух станциях в разных направлениях обеспечивает хорошую локацию найденных событий.

Возможность разделения афтершоков КНДР-5 и КНДР-6 в большой степени основана на наличии афтершока КНДР-5 [1, 2], который создает шаблон, позволяющий точно отличить афтершоки КНДР-5 (более высокие значения SNRcc) от афтершоков КНДР-6. События, произошедшие в течение нескольких недель после КНДР-6 и связанные с обрушением кровли полости, используются в качестве шаблонов афтершоков КНДР-6. Пути распространения сигнала до USRK и KSRS практически идентичны для всех афтершоков, за исключением области вблизи источника, которая претерпела значительные структурные изменения, вызванные ударными волнами взрывов. Наблюдаемая разница формы сигналов, генерируемых событиями в двух кластерах, связана с локальными условиями генерации сигнала.

Двадцать девять мастер-событий разделены на три группы: КНДР-5 (12 шаблонов), КНДР-6 (10 шаблонов), а также 6 шаблонов взрывов плюс один шаблон афтершока КНДР-6, связанного с обрушением полости. Последняя группа не используется для разделения на кластеры. Группы созданы, исходя из высокой корреляции между членами одной группы и относительно низкой корреляции с членами другой группы [2]. Вновь найденный афтершок может быть отнесен к одной из групп в зависимости от уровня корреляции. Всего 61 афтершок из более 100 найденных можно уверенно отнести к одному из кластеров. Слабые афтершоки с низкими, но превышающими пороговые, значениями SNRcc ассоциированных сигналов могут не иметь достаточно выраженных свойств одного из кластеров.

Количественная разница афтершоков КНДР-5 и КНДР-6 определяется максимальным SNRcc среди всех шаблонов из одной группы и средним значением SNRcc в каждой группе шаблонов. На рис. 1 представлены максимальные значения SNRсс для 31 афтершока, относящегося к кластеру взрыва КНДР-5. Максимальное значение выбирается отдельно среди всех оценок SNRcc, полученных при кросс-кореляции сигнала от исследуемого афтершока с 12 шаблонам КНДР-5 и 10 шаблонами КНДР-6. Этот параметр определяет шаблон с наибольшим сходством с данным афтершоком (автокорреляция исключена). На рис. 1 представлены результаты для USRK. Для каждого афтершока максимальные значения SNRcc, полученные шаблонами, относящимися к КНДР-5, намного выше, чем значения для шаблонов, относящихся к КНДР-6. Разница между максимальными значениями SNRcc демонстрирует четкое разделение на два кластера. Результаты корреляции с двумя группами шаблонов на станции KSRS практически полностью совпадают.

Единичное измерение может быть не самым надежным доказательством принадлежности кластеру, и мы дополнительно рассчитываем среднее значение SNRcc по всем шаблонам одной группы. На рис. 2 представлено среднее SNRcc для каждого из 30 афтершоков кластера КНДР-6 на станции KSRS отдельно для шаблонов КНДР-5 и КНДР-6. Разделение между двумя кластерами



Рис. 1. Станция USRK. Максимальные значения SNRcc для 31 афтершока, связанного с КНДР-5. Для каждого афтершока определяется максимум SNRcc среди 12 шаблонов, связанных с КНДР-5 и 10 шаблонов КНДР-6.



Рис. 3. Относительные магнитуды 61 афтершока, связанного с КНДР-5 и КНДР-6.

афтершоков также убедительно для средних значений, т.е. шаблоны, принадлежащие к тому же кластеру, что и афтершоки, в среднем лучше коррелированы.

На рис. 3 и 4 представлена временная эволюция всей последовательности афтершоков взрывов в КНДР, причем два кластера представлены разными значками. Использованы два параметра относительная магнитуда [1] и количество ассоциированных шаблонов [2]. Афтершоки, относящиеся к одному кластеру, обычно группируются во времени, как это произошло в апреле 2021 г. Взаимодействие между кластерами не является мгновенным, а связано с распространением волн релаксации напряжения после афтершоков. Как следствие, мы наблюдаем две чередующиеся последовательности с различными интервалами между отдельными всплесками. Возможно и внешнее влияние на обе последовательности [4-6]. Например, большая часть афтершоков с 2019 г. наблюдается зимой и весной.



**Рис. 2.** Станция KSRS. Средние значения SNRсс для 30 афтершоков, связанных с КНДР-6. Усреднение отдельно по 10 шаблонам, связанным с КНДР-6 и 12 шаблонам КНДР-5.



**Рис. 4.** Количество ассоциированных шаблонов на двух станциях для афтершоков КНДР-5 и КНДР-6.

Относительные магнитуды афтершоков не демонстрируют значительного уменьшения со временем. Когда сигналы обнаруживаются на уровне шума, достигается порог оценки относительной магнитуды. Максимальное количество ассоциированных шаблонов, представленных на рис. 4, мало меняется со временем и демонстрирует уникальные возможности мульти-мастерного метода. Количество ассоциированных шаблонов – надежный параметр для оценки вероятности гипотезы события. Такой подход позволяет существенно улучшить метод дистанционного мониторинга афтершоков малой магнитуды, разработанный нами в [1].

Предварительная физическая интерпретация наблюдаемого разделения на две последовательности основана на механизме высвобождении гравитационной энергии, вызванной взаимодействием зон разрушения КНДР-5 и КНДР-6, которые имеют разные размеры и глубину заложения заряда. При различии энергии взрывов примерно

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

на порядок величины, как следует из значений  $m_b$ , разница глубин заложения должна составлять несколько сотен метров, а расстояние между гипоцентрами должно быть не менее 1 км [7]. Взаимодействие зон разрушения предполагает, что есть два отдельных кластера около гипоцентров КНДР-5 и КНДР-6. Суммарная энергия, высвободившаяся на данный момент в последовательности, может указывать на то, что процесс не завершен. В конечном итоге столбы обрушения полостей КНДР-5 и КНДР-6 могут выйти на поверхность в ближайшие годы и, возможно, образовать провальную воронку.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР: АААА-А19-119022090015-6.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Адушкин В.В., Бобров Д.И., Китов И.О., и др. // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 83-87.
- Kitov I., Le Bras R., Rozhkov M. EGU2019-16586 Proc. EGU 2019 General Assembly. 7–12 April, 2019. Vienna, 2019.
- 3. *Coyne J., Bobrov D., Bormann P., et al.* New Manual of Seismological Practice Observatory. 2012. Ch. 15. https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP\_2\_ch15
- Leonov M.G., Kocharyan G.G., Revuzhenko A.F., et al. // Geodynamics&Tectonophysics. 2020. V. 11. Is. 3. P. 491–521.
- Kocharyan G.G., Budkov A.M., Batukhtin I.V., et al. // Izvestia – Physics of the Solid Earth. 2019. V. 55. Is. 10. P. 1559–1571.
- 6. Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. // Физика Земли. 2021. № 3. С. 63–81.
- Murphy J., Stevens J.L., Kohl B.C., et al. // Bull. Seismol. Soc. Am. 2013. V. 103. Is. 3. P. 1640–1661.

# CLUSTERIZATION OF AFTERSHOCK ACTIVITY OF UNDERGROUND EXPLOSIONS IN THE DPRK

### Academician of the RAS V. V. Adushkin<sup>a</sup>, I. O. Kitov<sup>a,b,#</sup>, and I. A. Sanina<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Temporary Technical Secretariat of the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization, Vienna, Austria <sup>#</sup>E-mail: ikitov@mail.ru

In April 2021, 3.5 years after the last explosion at the DPRK test site, several aftershocks of the DPRK underground explosions were discovered. The shapes of the seismic signals of these events are similar to those generated by the sources in the cluster of aftershocks of the fifth explosion conducted on 9.09.2016. The first aftershock within the test site was recorded at 1:50:48 UTC on 11.09.2016. The DPRK-6 explosion generates its own sequence of aftershocks with signal characteristics different from those of the DPRK-5. The duration, intensity and alternating nature of the two sequences are unique and suggest energy release mechanisms associated with the interaction of the damaged zones of the DPRK-5 and DPRK-6 explosions, located at different depths and having several times different linear dimensions due to the difference in the energy of these explosions by about an order of magnitude. The largest aftershock of DPRK-6 indicates the collapse of the roof of the explosion cavity and the formation of a chimney that did not reach the free surface.

Keywords: underground explosion, monitoring, aftershocks, cross correlation
УДК 532.59:534.1

# ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВЫХ СТРУКТУР ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ОТ ДВИЖУЩИХСЯ ИСТОЧНИКОВ ВОЗМУЩЕНИЙ

© 2021 г. В. В. Булатов<sup>1,\*</sup>, Ю. В. Владимиров<sup>1</sup>, И. Ю. Владимиров<sup>2</sup>, Е. Г. Морозов<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН М.В. Флинтом 15.04.2021 г. Поступило 14.04.2021 г. После доработки 11.05.2021 г.

Принято к публикации 17.05.2021 г.

Исследуются особенности фазовых структур внутренних гравитационных волн, возбуждаемых движущимся источником возмущений. Численно изучены основные дисперсионные зависимости, определяющие свойства возбуждаемых дальних волновых полей. Приведены результаты расчетов амплитудно-фазовых структур дальних полей внутренних гравитационных волн от движущихся источников возмущений для распределений частоты плавучести, характерных для акватории Северной Атлантики.

*Ключевые слова:* внутренние гравитационные волны, фазовая структура, частота плавучести, волновая мода

DOI: 10.31857/S268673972109005X

Источниками внутренних гравитационных волн (ВГВ) в океане могут быть любые возмущения стратифицированной среды [13, 15, 16]. Однако наиболее сильные "генераторы" внутренних волн – это прилив и ветер. Приливные течения набегают на подводный склон и генерируют ВГВ приливного периода, которые затем распространяются как свободные волны. Вблизи источника поля ВГВ описываются лучами или множеством мод, при этом высокие моды быстро затухают и далее распространяются волны низших мод [13. 16]. При ветровом воздействии на поверхность океана прямой генерации ВГВ практически не происходит: ветровое воздействие генерирует инершионные колебания, которые, разрушаясь, генерируют волновые пакеты широкого диапазона частот [15, 18]. Генерация ВГВ метеорологическими возмущениями рассматривалась в [9, 10, 18]. Сильнейшим генератором инерционных колебаний являются тайфуны и ураганы: тайфун может перемещаться по поверхности океана со скоростью несколько метров в секунду, что, как правило, больше фазовых скоростей ВГВ в океане [2, 7, 9, 15, 18]. За тайфуном образуется волновой след,

напоминающий конус Маха, в котором возбуждаются сначала инерционные колебания, а потом широкий спектр внутренних волн [9, 10, 18]. Практически в океане такие возбуждаемые волны имеют период порядка одного часа в зависимости от глубины океана [2, 6, 7, 15]. Внутренние волны могут генерироваться также другими сильными возмущениями в океане, например, неустойчивыми струями течений, фронтами, вихрями [2-4, 8, 201. Возбуждаемые с помошью этого механизма генерации волновые поля могут генерироваться также другими сильными возмущениями, которые играют значительную роль в различных механизмах переноса энергии в толще океана [13, 15, 16]. Распространение диспергирующих ВГВ в океане имеет особенности, связанные с зависимостью скорости распространения от длины волны. Структура волновых картин на больших расстояниях от движущегося источника практически не зависит от его формы и определяется в основном законом дисперсии и скоростью источника. Современные подходы к описанию линейных ВГВ основаны на представлении волновых полей интегралами Фурье, анализе их асимптотик и на построении фазовых структур в рамках кинематической теории диспергирующих волн [3, 7, 11].

В работе рассматриваются особенности фазовой и амплитудной структур дальних полей ВГВ, используя распределения частоты плавучести, характерные для акватории Северной Атлантики [5, 12, 17, 19]. Учет реальной стратификации темпе-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: internalwave@mail.ru

Глубина, м	Западная тропическая Атлантика 10° с.ш., 43° з.д	Северо-восточная тропическая Атлантика 20° с.ш., 37° з.д.	Северная Атлантика 60° с.ш., 20° з.д.	Северная Атлантика 74° с.ш., 15° в.д.
100	8	5	2	3
1000	2	1.5	1.5	0.8

Таблица 1. Частоты Вяйсяля—Брента на характерных глубинах сезонного термоклина 100 м и главного термоклина 1000 м для рассмотренных районов Северной Атлантики

Значения частоты плавучести (Вяйсяля-Брента) в циклах в час для районов Северной Атлантики.

ратуры и солености позволяет учитывать особенности волновой динамики с учетом изменчивости плотности морской среды, наблюдаемой при натурных измерениях ВГВ в Мировом океане. Район Северной Атлантики был выбран, поскольку в этой части океана часто наблюдаются достаточно сильные ветры. Также был рассмотрен район западной тропической Атлантики, где в осенний сезон проходят траектории ураганов. Аналогичная ситуация наблюдается в северной части Тихого океана и в других районах океана с сильными ветрами, поэтому принципиального различия в физических особенностях волновых процессов нет, однако возможны определенные отличия в численных значениях решений.

Ниже приводится табл. 1 частоты Вяйсяля-Брента на характерных глубинах сезонного термоклина 100 м и главного термоклина 1000 м для рассмотренных районов Северной Атлантики, где проводились отечественные измерения [5, 6, 12, 17, 18].

В движущейся вместе с источником системе координат установившееся поле возвышения  $\eta(\xi, y, z, z_0)$  линейных ВГВ, возбуждаемых в невяз-кой, несжимаемой, стратифицированной по вертикали среде конечной глубины *H* при  $t \to \infty$  определяется из задачи [3, 11]

$$V^{2} \frac{\partial^{2}}{\partial \xi^{2}} \left( \frac{\partial^{2}}{\partial \xi^{2}} + \frac{\partial^{2}}{\partial y^{2}} + \frac{\partial^{2}}{\partial z^{2}} \right) \eta +$$

$$+ N^{2}(z) \left( \frac{\partial^{2}}{\partial \xi^{2}} + \frac{\partial^{2}}{\partial y^{2}} \right) \eta = Q(\xi, y, z, z_{0}),$$
(1)

где V — скорость движения источника,  $\xi = x + Vt$ ,  $z_0$  — глубина погружения источника,  $\eta = 0, z = 0$ ,

$$-H$$
,  $N^{2}(z) = -\frac{g}{\rho_{0}(z)} \frac{d\rho_{0}(z)}{dz}$  — частота Вяйсяля—

Брента,  $\rho_0(z)$  — невозмущенная плотность среды, функция  $Q(\xi, y, z, z_0)$  описывает плотность распределения источников в движущейся системе координат. На больших расстояниях реальные источники возмущений ВГВ допускают физически обоснованную аппроксимацию некоторой системой точечных локализованных источников, взятых с определенными весами [3, 4, 7, 20]. Решение задачи (1) описывает установившийся волновой режим в движущейся со скоростью V вместе с источником возмущений системе координат, и имеет вид суммы волновых мод [3, 11]

$$\eta(\xi, y, z, z_0) = \sum_n \eta_n(\xi, y, z, z_0),$$

$$\eta_n = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} D_n(z, z_0, v) \exp(i(\mu_n(v)\xi - vy)) dv,$$
(2)

где подынтегральная функция  $D_n(z, z_0, v)$  зависит от собственных функций и собственных значений  $\mu_n(v)$ , являющихся решением уравнения:  $\omega_n^2(k) = V^2 \mu_n^2(v), k^2 = \mu_n^2(v) + v^2, \omega_n(k) -$ собственное число основной вертикальной спектральной задачи ВГВ [3, 15]. В [3] показано, что при  $t \to \infty$ и фиксированных значениях  $\xi = x + Vt$  вклад слагаемых, описывающих переходной режим и явно зависящих от времени, экспоненциально мал.

Асимптотики интегралов (2), описывающие поле отдельной моды ВГВ вдали от источников возмущений, можно вычислить методом стационарной фазы, стационарные точки фазовой функции определяются из решения уравнения:  $\mu'(v) = y/\xi$ . Асимптотики стационарной фазы перестают работать в окрестности волновых фронтов, т.е. в случае, когда стационарные точки стремятся друг к другу и  $\mu''(\nu) \rightarrow 0$ . Волновые фронты определяются такими значениями у\*, при которых  $\mu''(v^*) = 0$ , асимптотики волнового поля вблизи кажлого из волновых фронтов могут выражаться через функции Эйри и ее производные [3, 11]. Вблизи волновых фронтов стационарные точки стремятся к нулю, т.е. к краю области интегрирования и одновременно к особенности подынтегрального выражения  $D_n(z, z_0, v)$ . В этом случае метод стационарной фазы неприменим, и для построения локальных асимптотик с помощью подходящей замены следует свести исходный интеграл к более сложному эталонному интегралу. Выбор эталонного интеграла определяется распределением стационарных точек фазовой функции и особых точек подынтегральной функции  $D_n(z, z_0, v)$  [14].



**Рис. 1.** Дисперсионные поверхности  $\mu'(v, V)$  внутренних волн.

Вдали от источников возмущений качественное поведение волнового поля определяется наличием или отсутствием на интервалах интегрирования в (2) экстремумов функции ц'(у), отвечающих соответствующим стационарным точкам фазовых функций в (2) [3, 11]. Особенности распределения частоты плавучести в различных акваториях Мирового океана приводят к тому, что дисперсионные зависимости и соответствующие им фазовые функции могут иметь несколько стационарных точек. Далее, без ограничения общности, все численные результаты приведены для второй волновой моды. На рис. 1 представлены результаты расчетов дисперсионных поверхностей  $\mu'(v, V)$ . На рис. 2 представлены результаты расчетов линий равной фазы (сплошные линии). штриховые линии – соответствующие волновые фронты. На рис. 3 представлены результаты расчетов возвышения. Численные расчеты для различных волновых мод показывают, что для различных распределений частоты плавучести может наблюдаться (в зависимости от скорости движения источника возмущений) дисперсионная картина, при которой имеются от одного до нескольких экстремумов функции μ'(ν). С увеличением номера волновой моды число экстремумов  $\mu'(\nu)$  функции, как правило, возрастает, это означает, что вклад в дальнее поле ВГВ вносят несколько волновых цугов.

Результаты численных расчетов показывают, что топология дисперсионных поверхностей  $\mu'(v, V)$  может иметь достаточно сложную структуру, зависящую как от стратификации среды, так и от параметров волновой генерации. Кроме того, численные расчеты показывают, что при из-



**Рис.** 2. Линии равной фазы при распространении внутренних волн при V = 0.23 м/с.

менении параметров волновой генерации (увеличение скорости движения источника возмущений) происходит заметная перестройка фазовых картин возбуждаемых волновых полей. В частности, может наблюдаться характерная фазовая картина типа "ласточкин хвост" (рис. 2) [1]. В этом случае в фиксированной точке наблюдения происходит качественная перестройка одновременно приходящих волновых фронтов. Тогда полное поле ВГВ представляет собой сложную картину волновых биений, когда в фиксированной точку пространства одновременно приходит несколько волновых цугов с различными амплитудами и фазами.

Сложность топологии рассчитанных дисперсионных зависимостей требует для корректного асимптотического исследования дальних полей



**Рис. 3.** Возвышение уровня при распространении внутренних волн при V = 0.7 м/с.

ВГВ применения специального математического аппарата. Особые точки фазовых функций в интегралах (2) могут сближаться с другими особыми точками или с какой-либо особенностью (полюсом, точкой ветвления) подынтегральной функции  $D_n(z, z_0, v)$ . В этом случае стандартные методы исследования асимптотик полей ВГВ становятся неприменимы. Важно отметить, что наиболее интересными с практической точки зрения являются локальные экстремумы дисперсионных поверхностей  $\mu'(v, V)$ , так как асимптотику поля ВГВ в окрестности соответствующих волновых фронтов и каустик, отвечающих этим экстремумам, можно описать с помощью метода эталонных интегралов. Например, при слиянии двух стационарных точек асимптотика интегралов (2) выражается через функцию Эйри, при слиянии стационарных точек и полюса – через интеграл Френеля. Случай слияния трех стационарных точек может описываться функцией Пирси, часто применяемой в теории особенностей и катастроф [14]. Если две из трех сливающихся стационарных точек находятся строго симметрично относительно третьей, то асимптотика соответствующего интеграла может выражаться через функцию Ханкеля. Если подынтегральная функция  $D_n(z, z_0, v)$  имеет корневую особенность вблизи края области интегрирования, то асимптотики решений описываются с помощью квадрата функции Эйри [3].

Численные расчеты дисперсионных зависимостей, фазовых поверхностей и амплитудно-фазовых характеристик полей ВГВ показывают, что для реально наблюдаемых вертикальных стратификаций Мирового океана могут возникать физически интересные случаи генерации волновых структур, которые не описываются известными эталонными интегралами [1, 3, 14].

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по темам государственного задания: В.В. Булатов, Ю.В. Владимиров (№ АААА-А20-120011690131-7), И.Ю. Владимиров, Е.Г. Морозов (0128-2021-0002), и частичной финансовой поддержке РФФИ проект № 20-01-00111А.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арнольд А.И. Волновые фронты и топологии кривых. М.: Фазис, 2002. 118 с.
- Беляев М.Ю., Десинов Л.В., Крикалев С.К., Кумакшев С.А., Секерж-Зенькович С.Я. Идентификация системы океанских волн по фотоснимкам из космоса // Изв. РАН. Теория и системы управления. 2009. № 1. С. 117–127.
- 3. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
- 4. *Матюшин П.В.* Процесс формирования внутренних волн, инициированных начальным движени-

ем тела в стратифицированной вязкой жидкости // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2019. № 3. С. 83–97.

- 5. *Морозов Е.Г., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г.* Частота повторяемости внутренних волн на Мезополигоне-85 в Атлантике // Океанология. 1998. Т. 38. № 4. С. 521–527.
- 6. *Морозов Е.Г., Марченко А.В.* Короткопериодные внутренние волны в арктическом фиорде (Шпицберген) // Известия РАН. ФАО. 2012. Т. 48. № 4. С. 453–460.
- 7. Свиркунов П.Н., Калашник М.В. Фазовые картины диспергирующих волн от движущихся локализованных источников // Успехи физических наук. 2014. Т. 184. № 1. С. 89.
- Abdilghanie A.M., Diamessis P.J. The Internal Gravity Wave Field Emitted by a Stably Stratified Turbulent Wake // J. Fluid Mechanics. 2013. V. 720. P. 104.
- Alford M.H., MacKinnon J.A., Simmons H.L., Nash J.D. Near-inertial Internal Gravity Waves in the Ocean // Annual Review of Marine Science. 2016. V. 8 (1). P. 95–123.
- Alford M.H., Shcherbina A.Y., Gregg M.C. Observations of Near-inertial Internal Gravity Waves Radiating from a Frontal Jet // J. Phys. Oceanogr. 2013.V. 43. P. 1225– 1239.
- 11. Bulatov V.V., Vladimirov Yu V., Vladimirov I.Yu. Far Fields of Internal Gravity Waves from a Source Moving in the Ocean with an Arbitrary Buoyancy Frequency Distribution // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19. № 5. ES5003.
- Frey D.I., Novigatsky A.N., Kravchishina M.D., Morozov E.G. Water Structure and Currents in the Bear Island Trough in July-August 2017 // Russian J. Earth Sciences. 2017. V. 17. ES3003.
- Garrett C., Kunze E. Internal Tide Generation in the Deep Ocean. // Annual Rev. Fluid Mech. 2007. V. 39. P. 57–87.
- 14. *Kravtsov Y., Orlov Y.* Caustics, Catastrophes, and Wave Fields. Berlin: Springer, 1999. 228 p.
- Mei C.C., Stiassnie M., Yue D.K.-P. Theory and Applications of Ocean Surface Waves. Advanced Series of Ocean Engineering. V. 42. London, World Scientific Publishing, 2017. 1500 p.
- 16. *Morozov E.G.* Oceanic Internal Tides. Observations, Analysis and Modeling. Dordrecht: Springer, 2018. 325 p.
- Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I., Demidova T.A., Makarenko N.I. Bottom Water Flows in the Tropical Fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // J. Oceanography. 2018. V. 74 (2). P. 147–167.
- Morozov E.G., Velarde M.G. Inertial Oscillations as Deep Ocean Response to Hurricanes // Journal of Oceanography. 2008. V. 64. P. 495–509.
- Voelker G.S., Myers P.G., Walter M., Sutherland B.R. Generation of Oceanic Internal Gravity Waves by a Cyclonic Surface Stress Disturbance // Dynamics Atmosphere Oceans. 2019. V. 86. P. 116.
- Wang J., Wang S., Chen X., Wang W., Xu Y. Three-dimensional Evolution of Internal Waves Rejected from a Submarine Seamount // Physics Fluids. 2017. V. 29. P. 106601.

# PHASE STRUCTURE FEATURES OF INTERNAL GRAVITY WAVES GENERATED BY A MOVING SOURCE

V. V. Bulatov<sup>*a*,#</sup>, Yu. V. Vladimirov<sup>*a*</sup>, I. Yu. Vladimirov<sup>*b*</sup>, and E. G. Morozov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup> Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Shirshov Oceanology Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: internalwave@mail.ru

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint April 15, 2021

Phase structures of internal gravity waves in the ocean are investigated. Wave fields are generated by a moving source of disturbances. The main dispersion dependences determining the properties of the generated far wave fields are studied numerically. The properties of internal waves based on the numerical simulations of the amplitude-phase structures of the far fields of internal gravity waves generated by moving sources of disturbances are presented. The simulations were carried out on the example of the distributions of buoyancy frequency characteristic of the North Atlantic.

Keywords: internal gravity waves, phase structure, buoyancy frequency, wave mode

## ——— ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ———

УДК 551.583: 556.124.2

# ИЗМЕНЕНИЯ ПРОТЯЖЕННОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЕВРАЗИИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ В СВЯЗИ С ПОЛУШАРНЫМИ И РЕГИОНАЛЬНЫМИ ТЕМПЕРАТУРНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

© 2021 г. Академик РАН И. И. Мохов<sup>1,2,\*</sup>, М. Р. Парфенова<sup>1</sup>

Поступило 28.06.2021 г. После доработки 04.08.2021 г. Принято к публикации 09.08.2021 г.

Получены количественные оценки связи внутригодовых и межгодовых вариаций снежного покрова в Евразии с изменениями приповерхностной температуры в Северном полушарии на основе спутниковых данных и данных реанализа для периода 1979–2020 гг. Оценки параметров чувствительности площади снежного покрова в Евразии к температурным изменениям для последних четырех десятилетий (1980–2019 гг.) сопоставляются с полученными оценками последних полутора десятков лет (2005–2019 гг.). Отмечены сезонные особенности связи снежного покрова с температурным режимом, в частности, в период формирования снежного покрова осенью, и их изменения в последние десятилетия. Результаты корреляционного и кросс-вейвлетного анализа свидетельствуют об общей значимой когерентности и отрицательной корреляции с приповерхностной температурой площади снежного покрова в Евразии в целом не только в годовом ходе, но и для большинства месяцев в межгодовой изменчивости. По среднегодовым данным для периода 2005–2019 гг. отмечено увеличение по абсолютной величине параметра чувствительности площади снежного покрова к изменению приповерхностной температуры для Евразии в целом статистически незначимой отрицательной корреляции для последних четырех десятилетий.

*Ключевые слова:* снежный покров, спутниковые данные, изменения приповерхностной температуры, внутригодовая и межгодовая изменчивость, Северное полушарие, Евразия, Арктика **DOI:** 10.31857/S2686739721110104

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Снежно-ледовый покров играет важнейшую роль в формировании региональных и глобальных климатических режимов [1-5]. Наиболее значимые изменения свойств земной поверхности на интервалах времени от сезонов до миллионов лет связаны с его изменениями. Уменьшение альбедо поверхности в связи с уменьшением площади снежно-ледового покрова при повышении приповерхностной температуры способствует увеличению поглощения солнечной радиации в климатической системе и дальнейшему повышению температуры. С этим процессом связана сильнейшая положительная климатическая обратная связь, повышающая чувствительность температурного режима к внешним воздействиям – естественным и антропогенным [6]. В течение

<sup>2</sup>Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

последних десятков миллионов лет температура у поверхности Земли по данным палеореконструкций в целом падала до наступления так называемого плейстоцена около 2 млн лет назал. Плейстоцен характеризуется проявлением ледниковых циклов, связанных с изменениями параметров орбиты Земли вокруг Солнца (эксцентриситета, угла наклона земной оси Земли к плоскости эклиптики и прецессии с периодами около 100, 40 и 20 тыс. лет) – циклами Миланковича. Проявлению этих шиклов в плейстоцене и их раскачиванию способствовали усиление глобальной роли снежно-ледового покрова при достаточно сильном охлаждении Земли и значимое влияние положительной обратной связи альбедо поверхности-температура на чувствительность глобального климата ко внешним воздействиям, связанным с изменениями параметров орбиты Земли вокруг Солнца.

Исследованию снежного покрова и его изменениям в Евразии и в Северном полушарии в целом и посвящено много работ [1–18]. Диапазон вариаций площади снежного покрова в Северном полушарии (СП) значительно больше, чем для

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: mokhov@ifaran.ru

*S*, млн км<sup>2</sup>



Рис. 1. Фазовый портрет для протяженности снежного покрова в Евразии по данным для периода 1979– 2020 гг. с выделением двух подпериодов: 1979–1999 гг. (отмечено синим цветом) и 2000–2020 гг. (отмечено красным цветом).

морских льдов — около 50 млн км<sup>2</sup>, при этом основной вклад связан со снежным покровом в Евразии. Максимальная протяженность морских льдов в СП втрое меньше — в Арктике достигает 16 млн км<sup>2</sup> (в Антарктике — около 20 млн км<sup>2</sup>). Результаты проведенных исследований свидетельствуют о существенных различиях изменений снежного покрова в разные сезоны для различных регионов и разных временных интервалов (десятилетий). Цель данной работы — получение новых оценок характеристик связи площади снежного покрова в Евразии с изменениями региональной и полушарной приповерхностной температуры и тенденций их изменений в последние десятилетия.

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

При анализе использовались среднемесячные данные CDR NOAA [9, 10] (см. также https://climate.rutgers.edu/snowcover/, https://www.ncdc. noaa.gov/) для площади снежного покрова на основе спутниковых наблюдений, а также среднемесячные данные реанализа ERA5 (https:// www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-data-sets/era5) для приповерхностной температуры в СП для периода 1979–2020 гг.

Изменения снежного покрова в годовом ходе и межгодовой и междесятилетней изменчивости анализировались с использованием фазовых портретов. Для оценки связи снежного покрова с температурным режимом наряду с корреляционным анализом использовался кросс-вейвлетный анализ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным CDR для 40-летнего периода 1980—2019 гг. средняя за год площадь снежного покрова в СП около 25 млн км<sup>2</sup>, при этом около 3/5 этой площади приходится на Евразию (более 14 млн км<sup>2</sup>). Максимальные значения площади снежного покрова в Евразии достигают 30 млн км<sup>2</sup>.

На рис. 1 представлен фазовый портрет для протяженности снежного покрова  $S_{EA}$  в Евразии по данным для периода 1979–2020 гг. с выделением двух подпериодов (1979–1999 и 2000–2020 гг.). Согласно рис. 1 наибольшая изменчивость режима снежного покрова в Евразии проявляется в наиболее холодные месяцы с наибольшей протяженностью снежного покрова. Для летних месяцев изменчивость режима снежного покрова существенно меньше, при этом более четко проявляется тенденция уменьшения площади снежного покрова при общем потеплении в последние десятилетия.

В табл. 1 приведены оценки параметров чувствительности  $dS_{EA}/dT$  площади снежного покрова Евразии  $S_{EA}$  к изменениям полушарной ( $T_{C\Pi}$ ) и региональной ( $T_A$ ,  $T_{EA}$ ,  $T_{EA, A}$ ) приповерхностной температуры T, полученные на основе соответствующих линейных регрессий по данным для 40-летнего периода 1980—2019 гг. Отмечены также среднеквадратические отклонения (СКО) оценок  $dS_{EA}/dT$  и коэффициенты корреляции r. Наряду со среднеполушарными значениями приповерхностной температуры  $T_{C\Pi}$  использовались также данные для приповерхностной температуры  $T_A$  в арктических и субарктических широтах (60°— 90° с.ш.),  $T_{EA}$  для Евразии в целом и  $T_{EA, A}$  для Евразии севернее 60° с.ш.

Согласно полученным оценкам, связь снежного покрова в Евразии более значима с приповерхностной температурой Евразии в целом. Для всех месяцев, кроме октября, получены отрицательные значения для оценок параметров чувствительности S<sub>EA</sub> к изменениям T<sub>EA</sub> для Евразии в целом. При этом для большинства (8) месяцев эти оценки значимы на уровне двух СКО. Следует отметить, что полученная положительная оценка для октября статистически незначима. Наибольшее абсолютное значение параметра чувствительности  $dS_{EA}/dT_{EA}$  для Евразии получено для мая: -1.7 млн км<sup>2</sup>/К и эта оценка наиболее статистически значима (r = -0.74). Связь  $S_{EA}$  с  $T_{C\Pi}$ ,  $T_A$ и *Т<sub>ЕА. А</sub>* по данным для периода 1980–2019 гг. оценена в целом более слабой, чем с Т<sub>ЕА</sub>. При этом отмечена значимая положительная корреляция  $S_{EA}$  с  $T_{C\Pi}$  и  $T_A$  в октябре, а для  $S_{EA}$  с  $T_A$  и в ноябре. Следует также отметить, что в сентябре отрица-тельная корреляция  $S_{EA}$  с  $T_{EA, A}$  более значима, чем отрицательная корреляция  $S_{EA}$  с  $T_{EA}$ . По сред-

## МОХОВ, ПАРФЕНОВА

**Таблица 1.** Оценки параметров чувствительности  $dS_{EA}/dT$  площади снежного покрова Евразии  $S_{EA}$  к изменениям полушарной ( $T_{C\Pi}$ ) и региональной ( $T_A$ ,  $T_{EA}$ ,  $T_{EA}$ ,  $T_{EA}$ , A) приповерхностной температуры T по данным для периода 1980—2019 гг. Отмечены также СКО оценок  $dS_{EA}/dT$  и коэффициенты корреляции. Выделены оценки, значимые на уровне двух среднеквадратических отклонений

<i>dS<sub>EA</sub>/dT</i> , млн км <sup>2</sup> /К 1980—2019 гг.	<i>S<sub>ЕА</sub>:Т</i> СП	$S_{EA}$ : $T_A$	$S_{EA}$ : $T_{EA}$	S <sub>EA</sub> : T <sub>EA, A</sub>
январь	$0.34\pm0.51$	$0.12\pm0.14$	$-0.52\pm0.21$	$-0.12 \pm 0.09$
	0.11	0.13	-0.38	-0.23
февраль	$-0.86\pm0.50$	$0.05\pm0.16$	$-0.84 \pm 0.13$	$-0.21\pm0.09$
	-0.27	0.05	-0.71	-0.36
март	$-1.69 \pm 0.55$	$-0.43\pm0.21$	$-0.95\pm0.15$	$-0.33\pm0.09$
	-0.45	-0.32	-0.71	-0.50
апрель	$-1.20 \pm 0.53$	$-0.34 \pm 0.17$	$-0.82\pm0.23$	$-0.30\pm0.11$
	-0.35	-0.31	-0.50	-0.41
май	$-2.01 \pm 0.54$	$-0.75\pm0.22$	$-1.66 \pm 0.24$	$-0.92\pm0.10$
	-0.52	-0.48	-0.74	-0.83
ИЮНЬ	$-2.72 \pm 0.51$	$-1.64 \pm 0.28$	$-1.56 \pm 0.27$	$-0.93\pm0.16$
	-0.65	-0.68	-0.68	-0.69
июль	$-0.92\pm0.18$	$-0.74\pm0.12$	$-0.64\pm0.12$	$-0.45\pm0.09$
	-0.63	-0.69	-0.66	-0.62
август	$-0.32\pm0.11$	$-0.17\pm0.07$	$-0.19\pm0.07$	$-0.02\pm0.06$
	-0.42	-0.37	-0.39	-0.05
сентябрь	$0.14\pm0.27$	$-0.09 \pm 0.12$	$-0.24 \pm 0.18$	$-0.26\pm0.08$
	0.08	-0.12	-0.22	-0.45
октябрь	$2.65\pm0.59$	$0.73 \pm 0.21$	$0.76\pm0.46$	$0.01\pm0.20$
	0.59	0.48	0.26	0.01
ноябрь	$0.78\pm0.52$	$0.44\pm0.15$	$-0.41 \pm 0.25$	$0.02\pm0.11$
	0.23	0.43	-0.25	0.03
декабрь	$0.47 \pm 0.46$	$0.17 \pm 0.15$	$-0.41 \pm 0.19$	$-0.15 \pm 0.09$
	0.16	0.19	-0.34	-0.27

негодовым данным отрицательная корреляция снежного покрова с приповерхностной температурой для Евразии в целом оценена статистически незначимой (r = -0.21) для периодов 1980–2019 гг. (с оценкой  $dS_{EA}/dT_{EA} = -0.2$  млн км<sup>2</sup>/К).

Для выявленных в табл. 1 особенностей с проявлением положительной корреляции площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры, в частности в октябре, был проведен более детальный анализ. На рис. 2 представлены результаты кросс-вейвлетного анализа площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом в октябре по данным для периода 1979—2020 гг. с детализацией результатов, полученных с использованием корреляционного анализа для периодов 1980—2019 гг. Согласно рис. 2 в течение последних десятилетий проявляется значимая отрицательная корреляция междесятилетних вариаций площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом в октябре с расширением диапазона значимой когерентности для более долгопериодных и более короткопериодных (межгодовых) вариаций с конца XX века. При этом не выявлено значимой положительной корреляции площади снежного



Рис. 2. Локальная когерентность площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом в октябре по данным для периода 1979–2020 гг. Выделены области со значимой когерентностью (на уровне 95%), стрелки характеризуют фазовый сдвиг (стрелка вправо – синфазность, влево – противофазность), отмечены также области краевых эффектов.

покрова с вариациями приповерхностной температуры.

Отмеченная при корреляционном анализе особенность положительной корреляции площади снежного покрова с температурой, в частности положительной корреляции в октябре, потенциально возможна. На рис. 3 приведены изменения S<sub>EA</sub> и площади в Евразии с приповерхностной температурой меньше 0°С в октябре для периода 1980–2019 гг. Согласно анализируемым данным в течение последних десятилетий отмечалась тенденция увеличения  $S_{EA}$  в октябре. При этом  $S_{EA}$ всегда меньше площади с приповерхностной температурой меньше 0°С, хотя для последней отмечалась тенденция уменьшения, связанная с общим потеплением. Что касается тенденции увеличения  $S_{EA}$ , то ее можно объяснить увеличением осадков, в частности в северных регионах, в связи с ростом влагоемкости атмосферы. Региональные особенности выпадения осадков зависят, естественно, и от особенностей общей циркуляции атмосферы.

Увеличение снежного покрова в осенние месяцы при потеплении можно также связать с уменьшением протяженности морских льдов в арктическом бассейне и увеличением переноса водяного пара в атмосфере с выпадением снега в регионах северной Евразии [11]. Существенно, что для современного климата последних десятилетий именно в октябре на значительной части северной Евразии осуществляется переход к отрицательным (в градусах Цельсия) значениям температуры поверхности и формированию снежного покрова (см., напр., [7]). При этом для



**Рис. 3.** Изменения в Евразии площади снежного покрова  $S_{EA}$  (в млн км<sup>2</sup>) и площади с приповерхностной температурой меньше 0°С (в млн км<sup>2</sup>) в октябре для периода 1980–2019 гг.

октябрей характерна большая не только пространственная, но и межгодовая изменчивость.

На фоне общих тенденций региональных изменений снежного покрова в течение последних десятилетий проявляются существенные особенности для более короткопериодных изменений. В частности, на рис. 4 представлены значения  $S_{EA}$ от приповерхностной температуры Т<sub>ЕА</sub> для Евразии в целом в октябре по данным для периода 1980–2019 гг. Прямые линии соответствуют соответствующим линейным регрессиям  $S_{EA}$  на  $T_{EA}$ для разных периодов – для периода 1980–2019 гг. и для трех его подпериодов - 1980-1992 гг., 1993-2005 гг., 2006-2018 гг. При статистически незначимой положительной корреляции  $S_{EA}$  с  $T_{EA}$  (r = $= 0.24, dS_{EA}/dT_{EA} = 0.9 \pm 0.6$  млн км<sup>2</sup>/К) для периода 1980-2019 гг., для всех подпериодов отмечена отрицательная корреляция  $S_{EA}$  и  $T_{EA}$  – незначимая в 1980—1992 гг. (r = -0.24,  $dS_{EA}/dT_{EA} = -0.9 \pm$  $\pm 1.1$  млн км<sup>2</sup>/К) и 1993–2005 гг. (r = -0.44,  $dS_{EA}/dT_{EA} = 1.7 \pm 1.1$  млн км<sup>2</sup>/К) и значимая – в 2006–2018 гг. ( $r = -0.67, \ dS_{EA}/dT_{EA} = -3.5 \pm$  $\pm 1.2$  млн км<sup>2</sup>/К).

Особенности изменений снежно-ледового покрова могут быть связаны не только с долгопериодными тенденциями изменений климата и модами междесятилетней и внутридесятилетней климатической изменчивости, по-разному проявляющимися в разных регионах, но и с особенностями анализируемых данных, степенью их однородности, в том числе данных CDR на основе спутниковых наблюдений [14, 18, 19]. При определении параметров связи снежного покрова с температурным режимом, от которой существенно зависит чувствительность земной климатической системы, в том числе к антропогенным воздействиям, необходимо оценивать значимость вклада ключевых мод климатической межгодо-



**Рис. 4.** Зависимость площади снежного покрова (в млн км<sup>2</sup>) от приповерхностной температуры (в °С) в октябре для Евразии в целом по данным для периода 1980–2019 гг. Прямые линии соответствуют соответствующим линейным регрессиям: черная линия – по данным для периода 1980–2019 гг., синие кружки и линия – по данным для периода 1980–1992 гг., зеленые кружки и зеленая линия – по данным для периода 1993–2005 гг., красные кружки и красная линия – по данным для периода 1903–2005 гг., красные кружки и красная линия – по данным для периода 1903–2005 гг., красные кружки и красная линия – по данным для периода 2006–2018 гг.

вой и междесятилетней изменчивости на фоне долгопериодных тенденций. Их вклад в региональные тренды приповерхностной температуры может проявляться не только на масштабах до двух-трех десятилетий, но и на интервалах времени до полувека и более. Это необходимо учитывать при прогностических оценках региональных изменений климата с соответствующим тестированием климатических моделей. Для адекватных модельных оценок возможных изменений климата в связи с антропогенными воздействиями требуется, чтобы модели адекватно описывали естественную климатическую изменчивость и ее вклад в региональные климатические изменения на разных временных горизонтах [19, 20].

Для сравнения с оценками, представленными в табл. 1 для 40-летнего периода 1980–2019 гг., в табл. 2 приведены соответствующие оценки для 15-летнего подпериода 2005-2019 гг. Оценки в табл. 2 свидетельствуют о существенных различиях параметров чувствительности  $dS_{EA}/dT_{EA}$  и соответствующих коэффициентов корреляции r для последнего периода 2005-2019 гг. по сравнению с полученными для всего периода 1980-2019 гг. Выявлены значительное уменьшение по абсолютной величине параметров чувствительности  $dS_{EA}/dT_{EA}$  и ослабление корреляции в летние месяцы, тогда как для других сезонов отмечено их существенное увеличение. В том числе отмечена значимая отрицательная корреляция  $S_{EA}$  и  $T_{EA}$  для октября с максимальной по абсолютной величине оценкой параметра чувствительности  $dS_{EA}/dT_{EA} = -2.5$  млн км<sup>2</sup>/К.



Рис. 5. Локальная когерентность площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом по среднемесячным данным для периода 1980–2019 гг. Выделены области со значимой когерентностью (на уровне 95%), стрелки характеризуют фазовый сдвиг (стрелка вправо – синфазность, влево – противофазность), отмечены также области краевых эффектов.

По среднегодовым данным отрицательная корреляция снежного покрова с приповерхностной температурой для Евразии в целом оценена статистически незначимой (r = -0.24) для периода 2005–2019 гг., как и для всего анализируемого периода 1980–2019 гг. При этом проявляется увеличение по абсолютной величине оценки параметра чувствительности площади снежного покрова ( $dS_{EA}/dT_{EA} = -0.3$  млн км<sup>2</sup>/K) к изменению приповерхностной температуры для Евразии в целом для периода 2005–2019 гг.

В годовом ходе связь вариаций площади снежного покрова  $S_{EA}$  статистически значима с приповерхностной температурой и для СП в целом  $(T_{C\Pi})$ , и для Евразии в целом  $(T_{EA})$ , и для арктических широт  $(T_A)$ , и для арктических евразийских регионов  $(T_{EA, A})$  – см. табл. 3. При этом отмечено увеличение оценок соответствующих параметров чувствительности  $dS_{EA}/dT_{C\Pi}$ ,  $dS_{EA}/dT_{EA}$ ,  $dS_{EA}/dT_A$ ,  $dS_{EA}/dT_{EA, A}$  для подпериода 2005–2019 гг. по сравнению с периодом 1980–2019 гг. в целом.

Особенности взаимных изменений протяженности снежного покрова и температурного режима можно оценить с использованием кросс-вейвлетного анализа. Рисунок 5 характеризует локальную когерентность площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом по среднемесячным данным для периода 1980—2019 гг. Устойчиво проявляется отрицательная корреляция площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом в годовом ходе (см. также табл. 3). Отмечено существенное ослабление в последние годы связи для вариаций

<i>dS<sub>EA</sub>/dT</i> , млн км <sup>2</sup> /К 2005—2019 гг.	<i>S<sub>ЕА</sub>:Т</i> СП	$S_{EA}$ : $T_A$	$S_{EA}$ : $T_{EA}$	$S_{EA}$ : $T_{EA, A}$
январь	$-2.04\pm0.91$	$-0.37 \pm 0.35$	$-0.83 \pm 0.23$	$-0.19 \pm 0.15$
	-0.53	-0.28	-0.71	-0.33
февраль	$-2.23\pm0.90$	$0.00 \pm 0.33$	$-1.03 \pm 0.18$	$-0.11 \pm 0.15$
	-0.56	0.00	-0.84	-0.21
март	$-2.10 \pm 1.17$	$-0.32 \pm 0.33$	$-1.20\pm0.24$	$-0.21 \pm 0.13$
	-0.44	-0.26	-0.82	-0.40
апрель	$-0.71 \pm 1.32$	$-0.37 \pm 0.36$	$-1.08\pm0.39$	$-0.26 \pm 0.16$
	-0.15	-0.27	-0.61	-0.40
май	$-0.14 \pm 1.66$	$-0.50 \pm 0.43$	$-2.66 \pm 0.83$	$-0.95\pm0.14$
	-0.02	-0.30	-0.66	-0.88
ИЮНЬ	$-1.39 \pm 1.46$	$-0.96\pm0.56$	$-0.86\pm0.82$	$-0.47 \pm 0.31$
	-0.26	-0.43	-0.28	-0.39
ИЮЛЬ	$-0.06 \pm 0.25$	$-0.14 \pm 0.11$	$-0.07 \pm 0.12$	$-0.04\pm0.07$
	-0.06	-0.33	-0.15	-0.15
август	$0.08\pm0.08$	$0.03\pm0.05$	$0.01\pm0.05$	$0.02\pm0.03$
	0.26	0.15	0.04	0.20
сентябрь	$0.49 \pm 0.75$	$-0.20 \pm 0.35$	$-0.46 \pm 0.40$	$-0.37 \pm 0.17$
	0.18	-0.15	-0.31	-0.53
октябрь	$3.60 \pm 2.77$	$-0.31 \pm 0.74$	$-2.50\pm0.91$	$-0.96 \pm 0.30$
	0.34	-0.12	-0.61	-0.67
ноябрь	$0.68 \pm 2.21$	$0.39\pm0.68$	$-1.72 \pm 0.38$	$-0.85\pm0.25$
	0.09	0.16	-0.78	-0.68
декабрь	$-2.09\pm0.71$	$-0.74 \pm 0.31$	$-0.86 \pm 0.14$	$-0.34 \pm 0.09$
	-0.63	-0.55	-0.86	-0.74

Таблица 2. Оценки чувствительности площади снежного покрова Евразии изменениям полушарной и региональной приповерхностной температуры по данным для периода 2005—2019 гг.

**Таблица 3.** Оценки связи площади снежного покрова Евразии с полушарной, континентальной и региональной приповерхностной температурой в годовом ходе по среднемесячным данным для периода 1980—2019 гг. и подпериода 2005—2019 гг.

$dS_{EA}/dT$ , млн км $^2/{ m K}$	$S_{EA}: T_{C\Pi}$	$S_{EA}:T_A$	$S_{EA}:T_{EA}$	$S_{EA}$ : $T_{EA, A}$
1980—2019 гг.	$-2.41 \pm 0.02$ -0.99	$-1.03 \pm 0.01$ -0.98	$-1.13 \pm 0.01$ -0.97	$-0.81 \pm 0.01$ -0.97
2005—2019 гг.	$-2.50 \pm 0.02 \\ -0.99$	$-1.10 \pm 0.01$ -0.99	$-1.16 \pm 0.02$ -0.98	$-0.85 \pm 0.01$ -0.98

с характерными периодами около 5–10 лет. При этом в течение последних двух десятилетий существенно расширился диапазон значимой когерентности от года до 5 лет. Для наиболее долгопериодных междесятилетних вариаций проявляется отрицательная корреляция площади снежного покрова с вариациями приповерхностной температуры для Евразии в целом, но статистически незначимая.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлены особенности связи площади снежного покрова в Евразии с температурным режимом на основе спутниковых данных и данных реанализа для периода 1979—2020 гг. С использованием корреляционного и кросс-вейвлетного анализа отмечена значимая антикорреляция протяженности снежного покрова в Евразии с приповерхностной температурой не только в годовом ходе, но и для большинства месяцев в межгодовой изменчивости. Наряду с этим проявляются особенности режимов с положительной корреляцией площади снежного покрова с приповерхностной температурой, в частности в период формирования снежного покрова осенью, отмечены изменения этих режимов. Выявлено усиление для последних десятилетий отрицательной корреляции плошали снежного покрова и приповерхностной температуры Евразии для всех сезонов, кроме летнего. При этом отмечено увеличение (по абсолютной величине) соответствующих параметров чувствительности площади снежного покрова к изменению температуры. Для летних месяцев выявлено значительное ослабление отрицательной корреляции площади снежного покрова и приповерхностной температуры в Евразии с уменьшением (по абсолютной величине) параметров чувствительности площади снежного покрова в Евразии к изменению температуры.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках проекта РНФ (19-17-00240). Анализ особенностей климатической изменчивости в арктических широтах проводился в рамках проектов РФФИ (18-05-60111, 19-35-90118 Аспиранты).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Barry R., Gan T.Y.* The Global Cryosphere: Past, Present and Future. Cambridge Univ. Press, New York, NY. 2011. 472 p.
- Bindoff N.L., et al. Detection and Attribution of Climate change: From Global to Regional / In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker T.F., (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York, NY. 2013. P. 867–952.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
- 4. *Groisman P.Ya., et al.* Climate Changes in Siberia / In: Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences. P.Ya. Groisman, G. Gutman (eds.). Dordrecht, Springer. 2013. P. 57–109.
- 5. *Мохов И.И.* Российские климатические исследования в 2015–2018 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 1–21.
- 6. *Мохов И.И.* Диагностика структуры климатической системы. СПб: Гидрометеоиздат. 1993. 271 с.
- Foster J., Owe M., Rango A. Snow Cover and Temperature Relationships in North America and Eurasia // J. Clim/ Appl. Meteorol. 1983. V. 22. P. 460–469.
- 8. *Мохов И.И*. Температурная чувствительность площади криосферы Северного полушария // Изве-

стия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. Т. 20. № 2. С. 136–143.

- Robinson D., Dewey K., Heim R. Global Snow Cover Monitoring: An Update // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1993. V. 74. P. 1689–1696.
- Estilow T.W., Young A.H., Robinson D.A. A Long-term Northern Hemisphere Snow Cover Extent Data Record for Climate Studies and Monitoring // Earth Syst. Sci. Data. 2015. V. 7. P. 137–142.
- Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in Snow Cover Characteristics over Northern Eurasia since 1966 // Environ. Res. Lett. 2011. V. 6. 045204 (10 p.)
- Cohen J.L., Furtado J., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E. Arctic Warming, Increasing Snow Cover and Widespread Boreal Winter Cooling // Environ. Res. Lett. 2012. V. 7. 014007.
- Frei A., Tedesco M., Lee S., Foster J., Hall D.K., Kelly R., Robinson D.A. A Review of Global Satellite-derived Snow Products // Advances in Space Research. 2012. V. 50. P. 1007–1029.
- Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October Snow Cover Extent Increasing? // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8. 024006 (7 p.)
- Hernandez-Henriquez M.A., Dery S.J., Derksen C. Polar Amplification and Elevation-dependence in Trends of Northern Hemisphere Snow Cover Extent, 1971–2014 // Environ. Res. Lett. 2015. V. 10. 044010.
- Mankin J.S., Diffenbaugh N.S. Influence of Temperature and Precipitation Variability on Near-term Snow Trends // Climate Dynamics. 2015. V. 45. Is. 3. P. 1099–1116. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2357-4
- 17. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 4. С. 65–75.
- Connolly R., Connolly M., Soon W., Legates D.R., Cionco R.G., Herrera V.M.V. Northern Hemisphere Snow-cover Trends (1967–2018): A Comparison between Climate Models and Observations // Geosci. 2019. V. 9. P. 135 (23 p.). https://doi.org/10.3390/geosciences9030135
- Мохов И.И., Парфенова М.Р. Связь протяженности антарктических и арктических морских льдов с температурными изменениями в 1979–2020 гг. // ДАН. 2021. Т. 496. № 1. С. 71–77.
- Flato G., et al. Evaluation of Climate Models / In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker T.F., (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York, NY. 2013. P. 741–882.

# CHANGES IN THE SNOW COVER EXTENT IN EURASIA BY SATELLITE DATA IN THE RELATIONSHIP WITH HEMISPHERIC AND REGIONAL TEMPERATURE CHANGES

# Academician of the RAS I. I. Mokhov<sup>a,b,#</sup> and M. R. Parfenova<sup>a</sup>

<sup>a</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: mokhov@ifaran.ru

Quantitative estimates of the relationship between intra-annual and interannual variations of snow cover extent in Eurasia and changes of surface air temperature in the Northern Hemisphere were obtained based on satellite data and reanalysis data for the period 1979–2020. Estimates of parameters of the sensitivity of the snow cover extent in Eurasia to the temperature changes for the last four decades (1980–2019) are compared with the estimates obtained for the last fifteen years (2005–2019). Seasonal features of the relationship between the snow cover extent and the temperature regime are noted, particularly during the formation of the snow cover in autumn. The results of the correlation and cross-wavelet analysis indicate a general significant coherence and a negative correlation with the surface temperature of the snow cover extent in Eurasia as a whole, not only in the annual cycle, but also in interannual variability for most months. An increase in the absolute value of the parameter of the sensitivity of the snow cover extent to changes in the surface temperature for Eurasia was noted by using annual-mean data for the period 2005–2019, with their generally statistically insignificant negative correlation for the last four decades.

*Keywords:* snow cover extent, satellite data, surface air temperature changes, intra-annual and interannual variability, Northern Hemisphere, Eurasia, Arctic

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 1, с. 86–93

——— ГЕОГРАФИЯ ——

УДК 546.56:581.14:631.524.8: 631.417.2:632.122:633.358

# ВЛИЯНИЕ УЛЬТРАДИСПЕРСНОЙ ГУМИНОВОЙ СУСПЕНЗИИ САПРОПЕЛЯ НА РОСТ, ФОТОСИНТЕТИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ И НАКОПЛЕНИЕ МЕДИ ГОРОХОМ (*PISUM SATIVUM* L.)

# © 2021 г. Академик РАН В. А. Румянцев<sup>1,\*</sup>, Я. В. Пухальский<sup>1</sup>, С. И. Лоскутов<sup>1</sup>, А. С. Митюков<sup>1</sup>, Ю. В. Хомяков<sup>2</sup>, Г. Г. Панова<sup>2</sup>

Поступило 08.08.2021 г. После доработки 09.08.2021 г. Принято к публикации 09.08.2021 г.

В модельных опытах, на примере различных коммерческих высокопродуктивных сортов гороха посевного (Софья, Альфа, Триумф), культивируемых в дерново-подзолистой почве, показано изменение ростовых показателей растений при интродукции в среду токсичной концентрации ионов меди (165 мг/кг) и ультрадисперсной суспензии полигуматов сапропеля (УДГСС) (0.005%–50 ppm). Эксперименты проводили двукратно в четырехкратной повторности на каждый вариант в регулируемых условиях интенсивной светокультуры. Показано, что для всех сортов интродукция металла привела к снижению выхода урожая; на 57% для сортов Альфа и Софья, и на 45% для сорта Триумф. Причем у последнего, по соотношению ингибирования биомассы надземных/подземных органов, корневая система оказалась устойчивее к воздействию токсиканта. Средние показатели снижения биомассы корней составили лишь 29%, тогда как для двух других сортов они составляли 52–62% от контроля. При загрязнении субстрата сорт Триумф отличался в два раза меньшими значениями по аккумуляции меди в своей биомассе, чем два других, и что по степени толерантности делает его скорее фитоисключателем для данного металла. В дополнение, загрязнение почвы токсичной медью привело к увеличению содержания общего хлорофилла в листьях гороха Триумф на 15%, что, вероятно, также связано с активацией механизма неспецифической компенсаторной реакции адаптации сорта к стрессу. Интродукция в среду ультрадисперсной фракции гумато-сапропеля нивелировала токсичное действие меди по всем приведенным параметрам, в сторону контроля.

*Ключевые слова:* горох посевной, загрязнение, медь, сапропель, полигуматы, хлорофилл, светокультура **DOI:** 10.31857/S268673972111013X

#### введение

Повышение урожайности и устойчивости культур, а также воспроизводство почвенного плодородия зависят от применения пестицидов и органо-минеральных удобрений, содержащих в своем составе различные биогенные макро- и микроэлементы, к числу которых относят и медь. Ежегодно с удобрениями в агроландшафты вносится порядка 94 тыс. т меди [1]. Больше всего меди содержится в простом суперфосфате. В 20 тоннах навоза содержится порядка 40 г меди [2]. Также среди источников поступления меди в экосистемы можно выделить выбросы металлургических предприятий [3]. Таким образом, в результате работы химической промышленности в педосферу ежегодно поступает около 155 тыс. т ионов меди.

В естественных условиях, при поступлении из почвы в растения, медь связывается с энзимамиоксидазами, участвующими в редокс-гомеостазе клеток. Почти вся ее доля в низких концентрациях прочно связана с различными белками [4]. В частности, медь входит в состав пластоцианина, голубого белка, осуществляющего перенос электронов между фотосистемами I и II в процессе фотосинтеза. Значительна роль меди и в азотном обмене растений. Также медь участвует в регулировании водного баланса. Поэтому при ее недостатке растения теряют тургор, и, несмотря на достаточное количество воды в почве, их листва поникает.

Вариабельность природного фона по валовому содержанию меди в разных типах почв составляет 2–30 мг/кг. Предельно допустимая концентрация (ПДК) составляет 50–55 мг/кг. Столь резкий пе-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Агрофизический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: info@spcras.ru

реход обусловлен тем фактором, что ионы меди сильно связаны с высокоселективными обменными центрами твердой фазы почв, в том числе, с гумусовыми макромолекулами пахотного слоя (особенно с фульвокислотами), содержащими функциональные группы, способные к образованию не только ионных, но и ковалентных или донорно-акцепторных связей [5]. Так, дерновоподзолистая и черноземная почвы, согласно классическим моделям сорбции Ленгмюра и Фрейндлиха, характеризуются наибольшими показателями емкости катионного поглощения (ЕКО) и прочности связывания ионов Cu<sup>2+</sup>.

При переизбытке накопления меди в почвах из эссенциального микроэлемента она становится токсичным поллютантом второго класса опасности — тяжелым металлом (ТМ) [6], обладающим высокой реакционной способностью по отношению к произрастающим на данной территории культиварам. Период полуудаления (выщелачивания) для данного токсиканта из почв составляет от 310 до 1500 лет.

Избыточная аккумуляция меди в растениях при транслокации из почвы приводит к нарушению многих метаболических реакций [7], что отражается в снижении биомассы и качестве сельскохозяйственной продукции, либо полной гибели культуры. При этом важно отметить, что диапазон концентраций меди, не оказывающих выраженного токсического воздействия, весьма узок для разных растений.

На подвижность меди в почвах и ее поступление в растения влияет величина кислотности (pH) среды. При повышении значений pH прочность связи меди с почвенными компонентами увеличивается.

В многочисленных работах отмечено, что внесение органических биоудобрений, в том числе гуматов сапропеля или донного ила в загрязненную почву, уменьшает миграционную подвижность токсикантов вследствие образования различных низкомолекулярных органоминеральных комплексов, обладающих низкой растворимостью и доступностью для растений [8, 9]. То есть данные соединения, помимо ростостимулирующей функции, связанной с оптимизацией и мобилизацией питательного режима у растений, за счет участия своих активных функциональных групп гуминовых кислот способны также оказывать и фитопротекторное действие.

Применение биодобавок на основе полигуматов можно использовать как триггер в регулировании выноса поллютантов за пределы экосистем или нормировании их содержания в растительной биомассе в пределах ПДК при возделывании культур, используемых на пищевые и кормовые цели на загрязненных территориях. По мнению ряда авторов, в исследованиях, связанных с изучением воздействия поллютантов на растения, наиболее информативным показателем по чувствительности культур является их биомасса [10, 11].

Бобовые культуры более толерантны к воздействию Cu<sup>2+</sup>, чем зерновые, но менее, чем пропашные. Дифференциальная устойчивость зернобобовых смесей к возрастающим дозам меди приведена в [12].

Характер распределения меди при транслокации в растения меняется в течение онтогенеза. Сведения о распределении ее по органам весьма противоречивы. Так, для представителя из семейства бобовых, сои характерен базипетальный тип накопления микроэлемента [13].

Целью настоящей работы было провести сравнительную оценку роста и развития различных сортов гороха посевного (*Pisum sativum* L.) в условиях загрязнения дерново-подзолистой почвы токсичными концентрациями меди и изучить фитопротекторный эффект на аккумуляцию токсиканта в различных частях растения при интродукции сапропелевых полигуматов.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объектов для исследований были выбраны коммерческие высокопродуктивные сорта гороха посевного: Софья, Альфа и Триумф. Перед посадкой семена стерилизовали 5.0% гипохлоридом натрия в течение 10 мин для элиминации их от всех возможных эндофитных патогенных бактерий и грибов. Тщательно промытые после стерилизации дистиллированной водой семена проращивали в чашках Петри на фильтровальной бумаге в темноте в течение 3 сут. Лабораторная всхожесть семян (энергия прорастания) составила – 84, 65 и 81% соответственно.

Растения культивировали в пластиковых сосудах, содержащих 2.0 кг залежной дерново-подзолистой почвы, просеянной через сито с диаметром ячеек 2 мм и доведенной до воздушно-сухого состояния. Агрохимическая характеристика почвы: pH(<sub>KCl</sub>) – 4.46 ± 0.01; pH(<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) – 5.20 ± 0.01; Hг (по Каппену) – 2.07 ± 0.01 мг-экв/100 г; ЕКО  $7.30 \pm 0.70$  мг-экв/100; подвижный  $P_2O_5$  (по Кирсанову) —  $85.0 \pm 6.9$  мг/кг; подвижный K<sub>2</sub>O (по Масловой) — 95.1 ± 1.3 мг/кг; гумус (по Тюрину) —  $1.62\% \pm 0.03$ . Исходное содержание валовой формы меди в почве составляло 2.48 мг/кг, подвижной (нативной) – 0.06 мг/кг. Кислотность с помощью известкования была доведена до нейтральной. Влажность субстрата в опыте поддерживалась весовым методом путем ежедневного полива на уровне 60% ППВ. Растения выращивали до фазы цветения (35-40 дней).

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

Перед посевом в почву вносили удобрения в виде питательного раствора солей из расчета конечного содержания их в почве (мг/кг):  $NH_4NO_3 - 15$ ;  $KNO_3 - 200$ ;  $KH_2PO_4 - 200$ ;  $MgSO_4 - 35$ ;  $CaCl_2 - 25$ ;  $H_3BO_3 - 3$ ;  $MnSO_4 - 3$ ;  $ZnSO_4 - 3$ ;  $Na_2MoO_4 - 2$ .

Для моделирования загрязнения почвенной среды ионами меди использовали водные растворы сульфата (CuSO<sub>4</sub> · 5H<sub>2</sub>O) в количестве 3ПДК по валовой форме или 55ПДК по нативной форме — 165 мг/кг. Концентрация была выбрана на основании литературных источников [14, 15].

Экологически чистый сапропель был получен из месторождения деревни Ермолино Псковской области. Жидкая суспензия ультрадисперсной фракции гумато-сапропеля (УДГСС) с частицами размера 86—89 нм получена в результате ультразвуковой кавитации гелиевой структуры на установке ПСБ-ГАЛС 18035-05 (частота 35 кГц, ультразвуковое давление 2.0 Вт/см<sup>2</sup>), обогащенной ионами калия, фосфора, натрия и микроэлементами [16]. Экстракт вносился разово при посадке под корень в дозе 50 ppm (0.005%). Данная концентрация была выбрана на основании другой работы с горохом [17]. Контролем служили варианты без добавления сульфата меди или УДГСС в почву.

Опыт закладывали двукратно в четырехкратной аналитической повторности. На каждый сосуд приходилось по 4 семени или 16 штук на вариант.

В первом опыте исследования проводили в модельном вегетационном опыте в регулируемых условиях на базе биополигона Агрофизического НИИ (Санкт-Петербург), во втором — на площадке экспериментальной лаборатории научнопроизводственного объединения ООО "БиоЭко-Tex" (Санкт-Петербург) (рис. 1).

Нормируемые параметры микроклимата внутреннего пространства составляли: относительная влажность воздуха 60-65%, фотопериод (день/ночь) – 14/10 ч, температура (день/ночь) – 23/18°C И скорость воздушного потока (день/ночь) – 3.0/1.2 м/с. Для оценки влияния разного типа инсоляции на процесс фотоморфогенеза в первом опыте использовались четыре лампы ДНАЗ Reflux (Russia) по 400 Вт каждая. Облученность растений на занимаемой площади составила 80-85 Вт/м<sup>2</sup> в области фотосинтетической активной радиации (ФАР). При повторном эксперименте в качестве источника освещения были взяты девять современных светодиодных LED-светильников G-Rav V2 UV полного белого света (SpecLED, Ukraine) по 100 Вт. Оба данных фитосветильника могут использоваться в технологиях интенсивной светокультуры [18], однако кардинально отличаются друг от друга по энергоспектральному приходу ФАР. Дистанция подвеса светильников в обоих опытах до апикальной точки роста побега составляла 50 см. Замеры приходящего энергопотока света на рабочую площадь проводили с помощью люксметра (Voltcraft LX-1108, Germany) и спектрофотометра (OceanOptics STS-VIS, USA). Сверку при перерасчете люксов (Лк) в микромоли в секунду на квадратный метр полезной площади проводили согласно формуле для белого света. Графическое моделирование и светотехнические расчеты проводили с помощью программ SolidWorks 2014 и Dialux Evo 8.1.

Изменение содержания общего хлорофилла в листьях выполняли неинвазивным методом с использованием оптического счетчика SPAD 502 ("Minolta Camera Co, Ltd", Япония), позволяющим проводить замеры без разрушения биологической ткани листьев, в том числе и дистанционно. В России исследования с использованием указанного прибора носят фрагментарный характер. Также общее содержание хлорофиллов в пересчете на мг/г определяли на спектрофотометрах ПЭ-5300В (Экоприбор, Россия) и СФ-2000 (ОКБ Спектр, Россия) в ацетоновой вытяжке (80%).

О влиянии поллютанта, с или без использования УДГСС, на растения судили по изменению морфометрических показателей (сухой биомассы надземных и подземных органов).

Анализ аккумуляции меди в корнях и стеблях проводили в аккредитованной на техническую компетентность и независимость Испытательной лаборатории Агрофизического НИИ Россельхозакадемии (Санкт-Петербург).

Результаты эксперимента обрабатывали в пакете программы Excel 2007 с расчетом уровней значимости p < 0.001.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Использование двух разных типов освещения в опытах при сохранении остальных показателей микроклимата позволило выявить одну закономерность. При культивировании растений под светодиодными лампами период цветения наступал раньше на 5 сут (35 дней). По остальным показателям на данной фазе вегетации статистически значимых отличий не обнаружено, что, вероятно, было связано с малым числом повторностей на каждый вариант.

При повышении концентрации меди в почве до ЗПДК общая сухая фитомасса всех сортов в среднем за вегетацию снизилась в 2 раза по отношению к контролю (рис. 2). Для сорта Триумф изменения по морфометрии не превышали 45% (отличия не достоверны), тогда как для двух других сортов они составили 57% (p < 0.001). Использование УДГСС значительно повысило металлоустойчивость растений (p < 0.05).

Анализ влияния Си на фотосинтетические пигменты выявил накопление общего хлоро-



**Рис. 1.** Культивирования растений гороха посевного (*Pisum sativum* L.) в условиях заданных характеристик климата и полной светокультуры.

филла у сорта Триумф: увеличение его показателей в результате измерения с использованием SPAD 502 составило 16%, колориметрическим методом – 14%. Для двух других сортов отмечено снижение значений содержания пигмента в листьях в среднем на 24–26% по значениям тестера SPSD и 40–52% – по значениям спектрофотометров (рис. 3).

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

#### РУМЯНЦЕВ и др.



**Рис. 2.** Масса различных сортов гороха посевного (*Pisum sativum* L.), выращенного на дерново-подзолистой супесчаной почве с внесением ионов меди в высокой концентрации, а также полигуматов сапропеля. Бары на диаграмме показывают ошибки средних значений по двум экспериментам.

Полигуматы сапропеля, внесенные в почву в концентрации 50 ppm, значительно улучшили содержание общего хлорофилла у сортов Софья и Альфа, по фону сопоставимого с образцами в контроле.

Увеличение пула хлорофилла у сорта Триумф при внесении ионов токсичной меди в ассимилирующих органах можно связать с металл-индуцированным синтезом низкомолекулярных белков, связывающих избыток токсиканта в растениях и нивелируя тем самым негативное действие стресса. По-видимому, устойчивость Триумфа также может быть связана и с активацией накопления в растениях свободного пролина — полифункционального протекторного соединения, обладающего в том числе антиоксидантными свойствами.

Как и ожидалось, корневая система, как основной буфер для поступления токсикантов в растения [19], задерживала в себе наибольшее количество ионов меди при транслокации их в побеги. При этом, при одинаковом уровне загрязнения, характер закономерностей перехода токсиканта в фитомассу различался у разных сортов (p < 0.001). Наименьшие значения по аккумуляции отмечены у сорта Триумф, что отражает его достаточно высокий элементо-статический барьер, препятствующий накоплению поллютантов в надземных органах (рис. 4).

За счет электростатического взаимодействия между функциональными группами (карбоксильными, гидроксильными, карбонильными и др.), гуминовых кислот УДГСС и ионами меди происходило детоксицирующее воздействие, вероятнее всего сопряженное с образование нерастворимых малоподвижных комплексов ГК-ТМ в ризосфере.

90



**Рис. 3.** Содержание хлорофилла в листьях коммерческих сортов гороха посевного (*Pisum sativum* L.), выращенных на загрязненной медью дерново-подзолистой почве и измеренных под конец эксперимента с помощью прибора SPAD 502 и колориметрическим методом на спектрофотометрах. Показаны средние значения по двум экспериментам.



**Рис. 4.** Распределение содержания меди по органам у различных сортов гороха посевного (*Pisum sativum* L.). Бары указывают ошибки средних по двум экспериментам для каждого варианта ±5.0%.

Содержание меди в сухой биомассе побегов составляло лишь 7.13 мг/кг, тогда как для сортов Альфа и Софья при данной, относительно небольшой концентрации загрязнения субстрата,

накопление элемента достигало половины от максимально допустимого его содержания в кормах для сельскохозяйственных животных (30 мг/кг) [20]. Интродукция УДГСС снижала значения данного

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

показателя до 5.86 мг/кг, т.е. приближая его к стандарту.

Приведенные результаты позволяют сделать вывод о потенциальной возможности возделывания гороха Триумф на почвах, загрязненных медью. Несмотря на ингибирование показателей его биомассы почти вдвое, сорт отличается экологически более чистым выходом конечной продукции в сравнении с сортами Альфа и Софья.

Использование биопрепаратов, созданных на основе гуматов сапропеля, позволит еще более повысить физиолого-биохимических процессы устойчивости растительного организма к неблагоприятным факторам среды и регулирование механизма передвижения токсикантов в системе "почва—растение".

В перспективе представляется возможным провести изучение реакции растительно-микробного симбиоза на основе гороха посевного сорта Триумф и нитрагинов на присутствие в почвах разного генезиса повышенных концентраций меди в широком диапазоне концентраций, а также различной градации интродукции гуминовых кислот.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0002.

#### СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Работа не содержит исследований с использованием людей или животных в качестве объектов исследования.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладышев В.П., Пьяных Г.М., Колесникова Е.В., Нуриахметова Н.Р. Минеральные удобрения как источник загрязнения почв и сельскохозяйственной продукции тяжелыми металлами // Вестник Томского государственного педагогического университета. 2000. Т. 9 (25). С. 24–27.
- Потатуева Ю.А., Сидоренкова Н.К., Прищеп Е.Г. Агроэкологическое значение примесей тяжелых металлов и токсичных элементов в удобрениях // Агрохимия. 2002. Т. 1. С. 85–95.
- Иванов В.С., Черкасова О.А. Роль промышленных предприятий в формировании загрязнения почвенного покрова кобальтом, медью, свинцом // Вестник Витебского государственного медицинского университета. 2011. Т. 10 (3). С. 143–150.
- Burkhead J.L., Gogolin Reynolds K.A., Abdel-Ghany S.E., Cohu C.M., Pilon M. // Copper homeostasis. New Phytol. 2009. V. 182 (4). P. 799–816.

- Круглов С.В., Анисимов В.С., Лаврентьева Г.В., Анисимова Л.Н. Параметры селективной сорбции Со, Си, Zn и Cd дерново-подзолистой почвой и черноземом // Почвоведение. 2009. Т. 4. С. 419–428.
- Колесников С.И., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф., Пономарева С.В. Ранжирование химических элементов по их экологической опасности для почвы // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2010. Т. 1. С. 27–29.
- Демидчик В.В., Соколик А.И., Юрин В.М. Токсичность избытка меди и толерантность к нему растений // Успехи современной биологии. 2001. Т. 121 (5). С. 511–525.
- 8. Будаева А.Д., Золтоев Е.В., Бодоев Н.В., Бальбурова Т.А. Сорбция ионов тяжелых металлов гуматами аммония, натрия, калия // Фундаментальные исследования. 2005. № 9. С. 112–113.
- Kaschl A., Chen Y. Interaction of Humic Substances with Trace Metals and Their Stimulatory Effects on Plant Growth / Use of Humic Substances to Remediate Polluted Enviroments from Theory to Practice. I.V. Perminova, K. Hatfield, N. Hertkorn (eds.). Dordrecht: Springer, 2002. V. 52. P. 83–115.
- Ульяненко Л.Н., Филипас А.С., Лой Н.Н., Степанчикова Н.С., Круглов С.В. Влияние загрязнения кадмием дерново-подзолистой почвы на рост и развитие растений ячменя // Агрохимия. 2009. Т. 6. С. 56–60.
- Лой Н.Н., Губарева О.С., Степанчикова Н.С., Санжарова Н.И. Влияние загрязнения дерново-подзолистой почвы кадмием на рост и развитие кормовых бобов // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2012. Т. 5. С. 27–30.
- Степанюк В.В., Голенецкий С.П. Влияние соединений меди на урожайность и элементный состав сельскохозяйственных культур // Агрохимия. 1991. Т. 8. С. 87–95.
- Бурдуковский М.Л., Голов В.И. Накопление и вынос элементов питания и тяжелых металлов растением сои на почвах юга Дальнего Востока // Масличные культуры. Научно-технический бюллетень ВНИИМК. 2011. Т. 1 (146–147). С. 94–100.
- 14. Гончарова Л.И., Цыгвинцев П.Н., Губарева О.С., Манин К.В., Чиж Т.В. Действие меди на формирование зеленой массы и питательных качеств кормовых бобов // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2012. Т. 1. С. 19–21.
- Гончарова Л.И., Манин К.В., Рачкова В.М. Влияние загрязнения почв медью на фотосинтетическую активность и окислительно-восстановительный гомеостаз растений кормовых бобов // Агрохимия. 2011. Т. 6. С. 61–67.
- 16. Румянцев В.А., Митюков А.С., Загребин А.О., Тонкопий В.Д., Крюков Л.Н. Инновационная технология переработки сапропеля, уникальная эффективность и безопасность новой продукции // Общество. Среда. Развитие. 2016. Т. 3. С. 120–124.
- 17. Khan A., Khan M.Z., Hussain F., Akhtar M.E., Gurmani A.R., Khan S. Effect of Humic Acid on the Growth, Yield, Nutrient Composition, Photosynthetic Pigment and Total Sugar Contents of Peas (*Pisum sa*-

*tivum* 1) // Journal of the Chemical Society of Pakistan. 2013. V. 35 (1). P. 206–211.

- Судаков В.Л., Хомяков Ю.В. Интенсивная светокультура растений. СПб: Изд-во СПбПУ. 2018. 162 с.
- 19. Зубкова В.М., Демин В.А. Роль корней при поступлении тяжелых металлов в растения в условиях по-

вышенной концентрации их в почве // Доклады академии сельскохозяйственных наук. 2004. Т. 1. С. 23–26.

20. Временный максимально-допустимый уровень МДУ содержания некоторых химических элементов и госсипола в кормах для сельскохозяйственных животных и кормовых добавках. М., 1987. 128 с.

# INFLUENCE OF ULTRADISPERSE HUMIC SAPROPEL SUSPENSION ON GROWTH, PHOTOSYNTHETIC ACTIVITY, AND COPPER ACCUMULATION IN PEAS (*PISUM SATIVUM* L.)

Academician of the RAS V. A. Rumyantsev<sup>*a*,#</sup>, Ya. V. Puhalsky<sup>*a*</sup>, S. I. Loskutov<sup>*a*</sup>, A. S. Mityukov<sup>*a*</sup>, Yu. V. Khomyakov<sup>*b*</sup>, and G. G. Panova<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup> St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

<sup>b</sup> Agrophysical Institute of the Russian Academy of Agricultural Sciences, St. Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: info@spcras.ru

In model experiments, using the example of various commercial high-yielding varieties of sowing Peas (Sofya, Alfa, Triumph) cultivated in sod-podzolic soil, was shown the change in plant growth parameters, when a toxic concentration of copper ions (165 mg/kg) and an ultradisperse humic sapropel suspension were introduced into the environment. sapropel (UDHSS) (0.005%-50 ppm). The experiments were carried out two times in four repetitions for each variant under controlled conditions of intensive light culture. It is shown that for all varieties, the introduction of the metal to a decrease in the yield; by 57% for the varieties Alpha and Sofia, and by 45% for the Triumph variety. Moreover, in the latter, according to the ratio of inhibition of the biomass of aboveground/underground organs, the root system turned out to be more tolerant to the effects of the toxicant. The average indicators of root biomass reduction were only 29%, while for the other two varieties they were 52-62% of the control. When the substrate was contaminated, the Triumph variety was distinguished by two times lower values for the accumulation of copper in its biomass than the other two, and that, in terms of the degree of tolerance, makes it rather a phyto-exclusion for this metal. In addition, soil contamination with toxic copper led to an increase in the total chlorophyll content in the leaves of Triumph peas by 15%, which is probably also associated with the activation of the mechanism of nonspecific compensatory responses of the cultivar adaptation to stress. The introduction of the UDHSS into the medium neutralized the toxic effect of copper in all the above parameters, towards the control.

Keywords: Pisum sativum, pollution, copper, UDHSS, chlorophyll, photoculture

УДК 551.465,551.466

# КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОЛЯ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ И ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2021 г. Б. В. Дивинский<sup>1,</sup> \*, Р. Д. Косьян<sup>1</sup>, В. В. Фомин<sup>2</sup>

Представлено академиком М.В. Флинтом 22.04.2021 г. Поступило 22.04.2021 г. После доработки 17.05.2021 г. Принято к публикации 17.05.2021 г.

В работе представлены результаты анализа климатических полей течений Азовского моря, а также значительных высот волн и мощностей компонентов поверхностного волнения (чисто ветрового и зыби). Исследования проведены методами математического моделирования с использованием современных гидродинамической и спектральной волновой моделей с учетом ледового покрова акватории. За период с 1979 по 2020 г. и с дискретностью в 1 ч получены пространственные поля скоростей и направлений морских течений, а также основных параметров ветровых волн и зыби. В результате исследований выяснено, что в структуре климатических течений центральную и восточную части моря занимает обширное циклоническое образование, в западной части моря генеральное движение вод осуществляется в антициклоническом направлении. Ветровое волнение преобладает над зыбью по высотам волн – в 2–2.5 раза, по мощности – в 5–10 раз. За последние четыре десятилетия несколько уменьшились высоты ветровых волн и зыби в центральной части моря и возросли в западной. Для мощностей ветрового волнения и зыби в центральной части моря и возросли в западной. Для мощности компонентов поверхностного волнения в восточной части Азовского моря статистически достоверно.

*Ключевые слова:* Азовское море, течения, ветровые волны, зыбь, математическое моделирование, климат

DOI: 10.31857/S2686739721090085

#### **ВВЕДЕНИЕ**

На акватории Азовского моря основными факторами гидродинамического воздействия выступают взаимосвязанные морские течения. штормовые нагоны, сейшевые колебания и поверхностное ветровое волнение, из которых наиболее изученными являются нагоны. В немалой степени этому способствовала достаточно развитая сеть специализированных прибрежных гидрологических постов, на которых проводились регулярные измерения уровня моря, а также заслуженное понимание нагонов как опасных гидрометеорологических явлений. Статистические и экстремальные характеристики нагонов достаточно хорошо изучены (например, [7, 9, 10, 12]) и выходят за рамки наших исследований. Нас интересуют только климатические поля параметров ветрового волнения и морских течений. По этой причине, нисколько не умаляя заслуг других исследователей [8, 13], выделим "Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря", вышедший в 2012 г. [1]. В атласе в наиболее полной форме приведены результаты численного моделирования полей ветрового волнения за период с 1979 по 2010 г., на основании которых получены климатические оценки параметров ветровых волн (высот, периодов, длин волн) на акватории Азовского моря. Здесь же рассчитаны осредненные по глубине поля морских течений, которые, к сожалению, трудно назвать режимными, поскольку получены по выбранным полям ветра соответствующих направлений и скорости. Таким образом, не претендуя на абсолютную информированность, заключаем об отсутствии к настоящему времени обоснованной климатической картины течений Азовского моря.

Исходя из сказанного, определим основные задачи настоящего исследования:

1. По инструментальным данным наблюдений за параметрами течений, уровня моря и поверхностного волнения верифицировать гидродинамическую и волновую модели Азовского моря.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Морской гидрофизический институт

Российской академии наук, Севастополь, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: divin@ocean.ru

2. Уточнить характеристики волнового климата Азовского моря. В дополнение к [1] наш анализ проведен за период с 1979 по 2020 г. с учетом реальной ледовой обстановки на акватории моря, что, на наш взгляд, существенным образом сказывается на оценках параметров волн в зимний (ледовый) период. Кроме этого, исследования проведены с разделением ветрового волнения на два компонента: чисто ветровое волнение и зыбь. Параметры зыби в Азовском море до сих пор не оценивались, возможно, в какой-то степени, исходя из интуитивных соображений о незначительности зыби в ограниченном, замкнутом и мелководном бассейне, каковым является Азовское море. Между тем в определенных обстоятельствах зыбь может играть сушественную роль во вдольбереговом транспорте донных отложений и переформировании береговой линии [18].

3. Оценить линейные тренды в межгодовых колебаниях параметров ветрового волнения и зыби.

4. Рассчитать среднегодовые, а также климатические (за период с 1979 по 2020 г.) поля морских течений на акватории Азовского моря.

Основной метод исследований — математическое моделирование.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

#### Краткое описание моделей

Азовское море – полузамкнутый бассейн площадью порядка 39 тыс. км<sup>2</sup> и средней глубиной около 7 м [3]. Характерной особенностью моря являются обширные мелководные участки, на которых при развитии штормов высоты нагонов сравнимы с локальными глубинами, вследствие чего использование отдельных, не взаимосвязанных, моделей морских течений и поверхностного волнения не совсем корректно. В нашем исследовании используется объединенный подход. С одной стороны, определяемые в гидродинамической модели параметры течений и возвышение уровня используются в спектральной волновой модели. С другой – радиационные напряжения, возникающие вследствие обрушения волн и рассчитываемые волновой моделью, передаются в гидродинамическую. Таким образом, взаимосвязью между моделями осуществляется взаимодействие поверхностного волнения и течений.

В качестве модели течений используется The ADvanced CIRCulation model (ADCIRC), разработанная в США для исследования процессов в прибрежных водах с высоким пространственным разрешением [19]. Модель ADCIRC основана на решении уравнений мелкой воды с применением метода конечных элементов, позволяющий создавать гибкие неструктурированные сетки. Мы используем 5-слойный (о-координатный) трехмерный вариант модели. Исходными данными для моделирования служат поля атмосферного давления и приземного ветра. Также в ADCIRC включены функции, позволяющие контролировать процессы затопления или осушения прилегающих территорий. Ранее модель ADCIRC хорошо себя зарекомендовала при исследованиях штормовых нагонов в Азовском море [12]. В указанной работе изложены основные практические моменты функционирования модели, а также приведены необходимые параметризации учитываемых физических процессов.

Инструментом исследования параметров поверхностного волнения выступает спектральная волновая модель MIKE 21 SW Датского Гидравлического института [17]. В модели реализованы все основные физические механизмы зарождения, трансформации и затухания ветрового волнения. Настройка спектральной модели выполнена под задачу разделения составляющих поверхностного волнения на чисто ветровое волнение и зыбь, при этом расчет ведется по 50 спектральным частотам, используется 32 дискретных направления волнения, разделение компонентов волнения производится с использованием критерия, учитывающего "возраст" волн. Детально вопросы адаптации модели к разделению компонентов волнового поля для условий Черного и Азовского морей изложены в работе [18].

В качестве исходных полей ветра, приземного давления и концентрации льда используются данные глобального атмосферного реанализа ERA5, представленного Европейским центром среднесрочных прогнозов (ECMWF, https://cds. climate.copernicus.eu). Рассматриваемая область ограничена координатами: по широте –  $45.25^{\circ}$ – $47.50^{\circ}$ , по долготе –  $34.75^{\circ}$ – $39.50^{\circ}$ . Пространственное разрешение одинаково по широте и долготе и составляет 0.125 градуса, шаг по времени – 3 ч для параметров атмосферы и 1 сут – для концентрации льда.

Батиметрическая основа расчетной сетки построена на основании изысканий Южного научного центра РАН, обобщенных в работе [6].

Расчеты параметров течений и поверхностного волнения на акватории Азовского моря произведены за последние 42 года, с 1979 по 2020 г., что с полной уверенностью дает основание рассматривать результаты в рамках климатических обобщений.

Расчетными величинами являются ежечасные пространственные поля гидродинамических параметров Азовского моря: скоростей и направлений морских течений (осредненных по глубине в нашем случае); значительных высот и мощностей ветровых волн и зыби. Несколько замечаний: (1) набор получаемых параметров гораздо шире, особенно это касается ветрового волнения, приведены лишь характеристики, используемые в



**Рис. 1.** Ледовая обстановка в Азовском море по данным реанализа ERA5 (а, б, в) и материалам ЕСИМО (г, д, е) за выбранные сроки наблюдений.

дальнейшем анализе; (2) несмотря на то что применяется трехмерная гидродинамическая модель, скорости и направления течений усреднены по глубине с целью получения более наглядной климатической картины в условиях мелководного моря.

## Верификация моделей

Верификация гидродинамической и спектральной волновой моделей проведена с привлечением данных прямых экспериментальных измерений, спутниковых снимков, а также материалов экспедиционных наблюдений. Качество результатов, полученных расчетным путем, а также некоторых исходных данных оценивалось по следующим параметрам: ледовое покрытие акватории, морские течения, высоты волн, уровни моря.

Возможный временный ледовый покров на части или всей акватории — важная особенность термического режима Азовского моря. В моделях ADCIRC и DHI лед аппроксимируется пространственными картами, указывающими на процент покрытия (долю льда). Эти данные выбираются из массива реанализа ERA5. Данные наблюдений о реальной ледовой обстановке в Азовском море сосредоточены в Единой государственной системе информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) (http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/ ice\_azov.php?date=27.01.2009). На рис. 1 в качестве примера приведены карты ледового покрытия, используемые в моделях, и данные, предоставляемые ЕСИМО. Как следует из рис. 1, данные глобального реанализа, в целом, соответствуют данным ЕСИМО. Достаточно корректно отражены участки открытой воды и сплошного ледового покрова. Кроме этого, рис. 1 наглядно демонстрирует важность учета ледового покрытия. В отдельные годы ледовые поля могут образовываться не только зимой, но также и в осенне-весенние месяцы. Наличие ледового покрова существенным образом редуцирует как течения, так и поверхностное волнение. Естественно, данные ERA5 не лишены условностей и неизбежных ошибок, но полагаем, что они обладают несомненным преимуществом, поскольку покрывают весь интересующий нас климатический интервал времени.

Необходимое замечание. Материалы, которые мы используем для верификации гидродинамической и волновой моделей, либо опубликованы в открытой печати, либо находятся в свободном доступе, другими словами, их использование не ограничено рамками неких договорных или коммерческих интересов и *доступны* для чисто научных изысканий.

Пространственные распределения скоростей *течений* получены в работе [4]. Карты построены на основании инструментальных наблюдений за параметрами течений на 34 станциях, равномерно (как сказано в тексте) расположенных на акватории моря. На рис. 2 продемонстрированы модельные (а, в) и наблюденные (б, г) распределения скоростей течений на акватории моря в апреле и августе 2006 г.

На рис. 2 продемонстрировано качественное и, в общем, количественное соответствие модель-



Рис. 2. Модельные (а, в) и экспериментальные (б, г) поля скоростей течений на акватории Азовского моря в апреле и августе 2006 г.

ных и экспериментальных данных. В апреле 2006 г. максимум скоростей наблюдался в проливе, соединяющем основную акваторию моря и Таганрогский залив. В августе 2006 г. максимальные скорости зарегистрированы в центральной и восточной частях моря, а также в районе Керченского пролива. При этом необходимо отдать должное авторам статьи [4], неплохо справившихся с задачей интерполяции данных в условиях крайне грубой сетки наблюдений.

Наиболее качественным методом исследования параметров поверхностного волнения являются прямые инструментальные наблюдения с помощью специализированных устройств. К сожалению, для Азовского моря нашлась только единственная запись, выполненная на донной станции ADCP (акустический допплеровский измеритель течений) в октябре 2004 г., ссылка на которую находится в работе [11]. Станция располагалась практически в центре моря на глубине порядка 12 м. Заметим, что данные визуальных или полуинструментальных наблюдений, проводившихся в разное время на береговых ГМС, не могут рассматриваться как, скажем так, эталонные. Альтернативой контактным измерениям являются спутниковые наблюдения (альтиметрические данные). Результатом обработки спутниковой информации является профиль значительной высоты волн вдоль траектории движения спутника. Мы располагаем сведениями о высоте значительных волн по Азовскому морю, сформированными в виде архива данных лаборатории морских прогнозов Морского гидрофизического института РАН. Архив создан на основе закачки данных с WEB-портала Европейской системы центров морских прогнозов Copernicus (http://marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-WAV-PUM-014-001-002-003.pdf). Данные из архива передаются пользователю в виде файлов формата \*.csv. Для дальнейшего использования отобраны десять треков, покрывающих всю акваторию моря.

Материалы наблюдений за *уровнем моря* взяты из работ [9, 10, 12]. Используются срочные, периодичностью 4 или 6 раз в сутки, измерения уровня, проведенные на береговых ГМС в 2007, 2015 и 2017 г.

На рис. 3 указаны положения береговых ГМС, станции ADCP, а также спутниковых треков, данные с которых используются при верификации гидродинамической и волновой моделей.

На рис. 4 приведено сравнение экспериментальных данных, полученных со станции ADCP и

# ДИВИНСКИЙ и др.



**Рис. 3.** Положение гидрологических постов, станции ADCP, а также спутниковых треков I – 15.04.2020, II – 27.10.2020, III – 08.10.2020, IV – 13.09.2019, V – 26.07.2020, VI – 29.10.2020, VII – 17.04.2020, VIII – 15.04.2020, IX – 27.04.2020, X – 31.07.2019.

спутниковых снимков, и результатов расчетов по спектральной волновой модели. Расстояния, указанные на осях абсцисс — это длина каждого спутникового трека.

Как следует из рис. 4, наилучшее соответствие модельных результатов экспериментальным наблюдается на глубокой (относительно, естественно) воде в центральной части моря. Для условий мелководья это соответствие несколько хуже, что, собственно, вполне ожидаемо, поскольку сама по себе трактовка спутниковых снимков далеко не однозначна. Высоты волн, оцененные разными методиками интерпретации одних и тех же спутниковых данных, могут сильно различаться.

Сравнение наблюденных и полученных численным путем уровней моря приведено на рис. 5 (ноябрь 2007 г., октябрь 2015 г.) и 6 (апрель, июль, октябрь 2017 г.)

Данные рис. 5, 6 показывают достаточно хорошее соответствие измеренных уровней моря и рассчитанных по модели ADCIRC. К примеру, в середине октября 2015 г. установившиеся над всей акваторией моря ветра северо-восточных направлений вызвали значительный сгон в прибрежных районах северо-восточной части моря (рис. 5, пункты Ейск, Таганрог, Мариуполь) и синхронный нагон на юго-западном побережье (Геническ, Мысовое). Эти явления корректно описаны используемой численной моделью.

Крайне наглядной графической иллюстрацией результатов верификации гидродинамической и спектральной моделей является так называемая диаграмма Тейлора [20], представленная на рис. 7. Диаграмма предоставляет сведения о качестве моделей в терминах "коэффициент корреляции" и "стандартное отклонение". Круговая ось графика (коэффициент корреляции) представлена в логарифмическом масштабе. Также для удобства сравнения используются нормализованные стандартные отклонения. Характеристики всех экспериментальных наблюдений расположены в одной точке, что позволяет визуально оценить качество моделей применительно ко всем рядам наблюдения независимо от их происхождения.

Как следует из рис. 7, результаты расчетов по спектральной волновой модели DHI хорошо согласуются с данными спутниковых наблюдений, особенно для широтных треков (с юга на север). К примеру, для треков III и IV коэффициент корреляции между экспериментальными и расчетными данными составляет порядка 0.98 при крайне незначительных отличиях в стандартных отклонениях. Несколько хуже дела обстоят для



**Рис. 4.** Модельные и экспериментальные (ADCP и спутниковые данные) значительные высоты волн. Римские цифры – номера треков.

восточной части моря (треки IX и X), но здесь необходимо иметь в виду, что корректность расшифровки спутниковых снимков напрямую зависит от состояния атмосферы (облачного покрова) и водной поверхности (примеси, планктон и пр.) Высокие коэффициенты корреляции между результатами расчетов по гидродинамической модели и данными измерений уровня, а также нормализованные стандартные отклонения, близкие в единице, свидетельствуют о том, что модель ADCIRC правильно воспроизводит физические механизмы, определяющие динамику вод Азовского моря.

Таким образом, можем с уверенностью заключить, что волновая и гидродинамическая модели являют собой надежный инструмент исследований режима течений и поверхностного волнения Азовского моря.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенных расчетов за период с 1979 по 2020 г. и с дискретностью в 1 ч для акватории Азовского моря получены пространственные поля скоростей и направлений морских течений, а также основных параметров ветровых волн и зыби. Это предоставляет возможность оценки среднегодовых и климатических значений гидродинамических характеристик.

Основные черты структуры осредненных по глубине стационарных течений при *заданных* ветровых параметрах, а именно при скоростях ветра в 5, 10, 15 м/с восьми направлений (С, СВ, ...СЗ), действующих над всей акваторией моря, приведены в монографии [1]. Ввиду важности воспользуемся этими данными и несколько обобщим их (рис. 8).

На рис. 8 антициклонические образования отмечены красным цветом, циклонические — синим. Как следует из рис. 8, в Азовском море при воздействии ветров юго-западных, западных и юго-восточных направлений в западной части моря формируются антициклоны, в восточной циклоны. Ветра́ северо-восточных и северных румбов формируют обратную картину: антициклоны — в восточной и циклоны — в западной частях моря. При устойчивых постоянных ветрах западных направлений северная часть моря охвачена антициклоническим движение вод, южная циклоническим; обратная ситуация — при ветрах восточных направлений.

В естественных условиях ветровая циркуляция определяется сочетанием многих факторов: си-



Рис. 5. Модельные уровни моря и данные наблюдений по береговым ГМС за ноябрь 2007 г. и октябрь 2015 г.



Рис. 6. Модельные уровни моря и данные наблюдений по береговым ГМС за апрель, июль и октябрь 2017 г.

лой и направлением ветра, повторяемостью ветров, чередованием тех или иных атмосферных условий, наличием ледового покрова (в нашем случае). Указанные факторы сами по себе обладают сезонной и межгодовой изменчивостью, в результате чего среднегодовые карты течений, рассчитанные для конкретных годов, могут довольно существенно различаться. На рис. 9 приведены



**Рис.** 7. Диаграмма Тэйлора, оценивающая качество применяемых моделей. Высоты волн: 1 – ADCP; римские цифры – спутниковые треки. Уровни моря: 2, 3, 4, 5 – ноябрь 2007 г. (Бердянск, Геническ, Мариуполь, Мысовое); 6, 7, 8, 9, 10 – октябрь 2015 г. (Ейск, Геническ, Мариуполь, Мысовое, Таганрог); 11, 12, 13 – апрель 2017 г., 14, 15, 16 – июль 2017 г., 17, 18, 19 – октябрь 2017 г. (Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк).

рассчитанные осредненные за некоторые годы карты течений на акватории Азовского моря.

Рисунок 9 наглядно демонстрирует межгодовые различия в структуре течений Азовского моря. В 1986 и 1992 г. центральная часть моря находилась вод воздействием циклонических течений, в то время какая западная и восточная части — антициклонических. В 1990 г. практически все море было охвачено антициклонами. В 2019 г. в среднегодовом выражении над все акваторией моря доминировал циклон. Осреднение результатов за весь расчетный срок (1979—2020 гг.) дает климатическую картину морских течений в Азовском море (рис. 10).

Исходя из рис. 10, выделим основные черты климатической циркуляции вод в Азовском море:

• центральную и восточную части моря занимает обширное циклоническое образование;

• в западной части моря генеральное движение вод осуществляется в антициклоническом направлении;

• по периферии моря располагаются локальные вихревые образования разного знака;

• средняя скорость течений составляет 0.05-0.07 м/с;

• максимальные средние скорости, превышающие 0.1 м/с, наблюдаются в проливе, соединяющем основной бассейн с Таганрогским заливом, и на севере моря в районе Бердянска.

В контексте проведенных исследований небезынтересно упомянуть результаты изысканий, изложенных в работе [5]. Позволим себе обширную цитату: "Исследования Азово-Черноморской Экспедиции заставляют признать существование в Азовском море собственно совершенно определенного кругового течения вдоль берегов в направлении против часовой стрелки, которое окружает центральные более глубокие части моря". Таким образом, выводы Н.М. Книповича, базирующиеся, преимущественно, на косвенных признаках, подтверждаются современными средствами исследований.

Климатические особенности распределений, осредненных за период с 1979 по 2020 г. значительных высот ветровых волн и зыби, приведены на рис. 11. Здесь же (рис. 11в, 11г) отображены распределения по акватории моря средних мощностей ветровых волн и зыби.

Мощность нерегулярного поверхностного волнения оценивается выражением [15]:



Рис. 8. Обобщенные схемы течений Азовского моря, возникающих под воздействием постоянных ветров заданных направлений [1].

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021



Рис. 9. Среднегодовые течения Азовского моря.

$$P = \frac{\rho g^2}{64\pi} h_{\rm s}^2 t_{\rm e} \approx \left(0.5 \, \frac{\mathrm{\kappa Br}}{\mathrm{M}^3 \, \mathrm{c}}\right) h_{\rm s}^2 t_{\rm e},\tag{1}$$

где  $h_{\rm s}$  – значительная высота волн,  $t_{\rm e}$  – так называемый энергетический период волн, р – плотность воды, g – ускорение свободного падения. Энергетический период определяется как период монохроматической волны с мощностью, эквивалентной мощности данного нерегулярного волнения и принимается равным  $0.9t_p$  ( $t_p$  – период пика спектра). Поскольку значительная высота волн h<sub>s</sub> представлена в метрах, период пика спектра t<sub>р</sub> – в секундах, то мощность волнения будет выражаться в киловаттах на метр волнового фронта (кВт/м). Мощность – весьма показательная характеристика волнения, поскольку является функцией одновременно двух основных интегральных параметров волнения (высоты и периода) и характеризует энергетическую ценность штормов.

Рисунок 11 демонстрирует, в общем, ожидаемые климатические распределения значительных высот волн и мощностей по акватории Азовского моря. Максимальное волнение развивается в центральной, относительно глубоководной, части моря. В этом регионе средние значения значительных высот ветровых волн составляют 0.70— 0.75 м, волн зыби — в два раза меньше и не превышают 0.30 м. Ветровое волнение также превосходит зыбь по своей мощности. Тем не менее существуют пространственные особенности в степени доминирования ветрового волнения над зыбью на акватории моря. На рис. 12 приведены отношения средних климатических значительных высот (а) и мощностей (б) ветрового волнения к аналогичным характеристикам зыби.

Как следует из рис. 12, ветровое волнение преобладает над зыбью по высотам волн — в 2—2.5 раза, по мощности — в 5—10 раз. При этом обнаруживается интересная особенность: в восточной части моря, а также на севере в районе Бердянска и Мариуполя, доминирование ветровых волн не так заметно, как в заливах, со слабо развитой зыбью, или центральной части моря — всего в полтора раза высоты ветровых волн превышают высоты зыби. На юго-востоке, в районе Темрюка, ветровые волны и зыбь в климатическом смысле практически сравнимы по высоте.

Поскольку мы рассматриваем климатические характеристики волнения, зададимся вопросом, существуют ли некие тенденции в межгодовых колебаниях высот и мощностей волн? Анализ возможных трендовых составляющих выполнен по методике, подробно изложенной в работе [14]. Данная процедура реализует непараметрический тест Манна–Кендалла, не требующий, что важно, знания закона распределения исходных величин.



Рис. 10. Климатические течения Азовского моря. (а) – направления течений, (б) – скорости течений.

Метод использует три основные статистические оценки:

• статистику Манна–Кендалла (*S*), являющую собой сумму разностей между последовательными величинами;

- доверительный уровень (*CF*);
- коэффициент вариации (COV).

Сочетание *S*, *CF* и *COV* позволяет выявить трендовые составляющие в исходных данных, а также оценить статистическую значимость и знак тенденций. Интерпретация результатов представляет собой вероятностную оценку положительного (отрицательного) тренда в колебаниях исследуемого параметра:

• увеличение -S > 0 и *CF* > 95%;

• вероятное увеличение -S > 0 и 90%< CF < < 95%;

• отсутствие тренда – (*S* > 0 и *CF* < 90%) или (*S* ≤ 0 и *CF* < 90% и *COV* ≥ 1);

• устойчивое состояние —  $S \le 0$  и CF < 90% и COV < 1;

вероятное уменьшение – S < 0 и 90% < CF < < 95%;</li>

• уменьшение -S < 0 и *CF* > 95%.

Необходимое замечание. Термины "Отсутствие тренда" и "Устойчивое состояние" являются авторским из работы [14]. Очевидно, что выра-



Рис. 11. Средние значения значительных высот и мощностей ветровых волн (а, в) и зыби (б, г) за период с 1979 по 2020 г.



Рис. 12. Отношения средних значений значительных высот (а) и мощностей (б) ветровых волн и зыби.

ботка единых критериев оценок требует принятия неких фиксированных значений параметров S и CF. Но зачастую исследуемый параметр очень близок к своему граничному значению; при этом общий анализ, в том числе визуальный, в подобных неоднозначных случаях дает возможность уловить общую тенденцию. Таким образом,

оценку "Отсутствие тренда" будем относить к каположительный тегории "Слабый тренд". "Устойчивое состояние" - "Слабый отрицательный тренд".

Для сглаживания эффекта возможных случайных ошибок исходные данные предварительно усреднялись по пространственным координатам;



Рис. 13. Оценка линейных трендов в межгодовых колебаниях среднегодовых значений значительных высот и мощностей ветровых волн (а, в) и зыби (б, г) за период с 1979 по 2020 г.

при этом формировалась прямоугольная сетка со сторонами приблизительно в 15 км.

Результаты анализа возможных трендов в колебаниях среднегодовых значительных высот и мощностей ветровых волн и зыби приведены на рис. 13. Данные рис. 13 показывают, что за последние 42 года, возможно, несколько уменьшились высоты ветровых волн и зыби в центральной части моря и возросли в западной. С определенной уверенностью можно утверждать об уменьшении высот волн зыби в Таганрогском заливе. Вероятнее всего, это связано с наблюдаемым за последние десятилетия увеличением повторяемости ветров восточных направлений в Азово-Черноморском бассейне [2]. Для мощностей ветрового волнения и зыби (рис. 13в, 13г) указанные тенденции более очевидны, уменьшение мощности компонентов поверхностного волнения в восточной части Азовского моря можно признать статистически достоверным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель представленной работы — получение и анализ климатических полей течений на акватории Азовского моря, а также значительных высот волн и мощностей компонентов поверхностного волнения (чисто ветрового и зыби). Исследования проведены методами математического моделирования с использованием современных гидродинамической и спектральной волновой моделей. Важной особенностью подхода является учет ледового покрова, существенным образом влияющего на морские течения и ветровое волнение.

Обобщим основные полученные результаты:

1. За период с 1979 по 2020 г. и с дискретностью в 1 ч для акватории Азовского моря получены пространственные поля скоростей и направлений морских течений, а также основных параметров ветровых волн и зыби.

2. В структуре климатических течений центральную и восточную части моря занимает обширное циклоническое образование, в западной части моря генеральное движение вод осуществляется в антициклоническом направлении.

3. Средняя скорость морских течений составляет 0.05–0.07 м/с. Максимальные средние скорости, превышающие 0.1 м/с, наблюдаются в проливе, соединяющем основной бассейн с Таганрогским заливом, и на севере моря в районе Бердянска.

4. Максимальное поверхностное волнение развивается в центральной, относительно глубо-ководной, части моря. В этом регионе средние значения значительных высот ветровых волн составляют 0.70–0.75 м, волн зыби — в два раза меньше и не превышают 0.30 м.

5. Ветровое волнение преобладает над зыбью по высотам волн — в 2–2.5 раза, по мощности — в 5–10 раз. При этом на юго-востоке моря в районе Темрюка ветровые волны и зыбь в климатическом смысле практически сравнимы по высоте.

6. За последние четыре десятилетия несколько уменьшились высоты ветровых волн и зыби в центральной части моря и возросли в западной, что связано, скорее всего, с наблюдаемым за последние десятилетия увеличением повторяемости ветров восточных направлений в Азово-Черноморском бассейне. Для мощностей ветрового волнения и зыби указанные тенденции более очевидны, при этом уменьшение мощности компонентов поверхностного волнения в восточной части Азовского моря статистически достоверно.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Постановка задачи выполнена в соответствии с темой госзадания № 0128-2021-0013 и в рамках проекта РНФ № 20-17-00060, математическое моделирование и вычислительная часть — при поддержке грантов РФФИ (проекты №№ 19-05-00041, 19-45-230002, 19-45-230004). Анализ результатов выполнен в рамках программы № 0555-2021-0005 и проекта РФФИ № 20-05-00009.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря / Под ред. В.В. Фомина. Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Киев. 2012. 238 с.
- 2. Дивинский Б.В., Кубряков А.А., Косьян Р.Д. Межгодовая изменчивость параметров режима ветра и волнения Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 4. С. 367–382. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-367-38
- 3. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. Москва. Изд-во МГУ. 1982. 192 с.
- Жукова С.В., Шишкин В.М., Куропаткин А.П., Лутынская Л.А., Фоменко И.Ф., Подмарева Т.И. Результаты изучения течений Азовского моря в 2006 г. с ис-

пользованием прибора нового поколения "Вектор-2" // Вопросы рыболовства. 2008. Т. 9. № 4 (36). С. 832–838.

- 5. *Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Азовском море / Труды Азовско-Черноморской промысловой экспедиции. 1932. Вып. 5. 496 с.
- 6. *Матишов Г.Г.* Геоморфологические особенности шельфа Азовского моря // Вестник ЮНЦ РАН. 2006. Т. 2. № 1. С. 44–48.
- Матишов Г.Г., Бердников С.В. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г. // Известия РАН. Серия географическая. 2015. № 1. С. 111–118.
- 8. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Течения Азовского моря в период маловодья Дона // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 198–208. https://doi.org/10.31857/S0030157421020131
- 9. Попов С.К., Лобов А.Л. Краткосрочные прогнозы колебаний уровня Азовского моря в безледный период 2017 года // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 3 (369). С. 104–118.
- Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование изменений уровня Азовского моря в 2015–2016 годах // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 364. С. 131–143.
- Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Российский морской регистр судоходства. Санкт-Петербург. 2006. 452 с.
- 12. Фомин В.В., Полозок А.А. Технология моделирования штормовых нагонов и ветрового волнения в Азовском море на неструктурированных сетках // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Вып. 27. С. 139–145.
- Экологический атлас Азовского моря / Гл. ред. Г. Г. Матишов; отв. ред. Н. И. Голубева, В. В. Сорокина. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2011. 328 с.
- Aziz J.J., Ling M., Rifai H.S., Newell C.J., Gonzales J.R. MAROS: A Decision Support System for Optimizing Monitoring Plans // Ground Water. 2003. 41 (3). P. 355–367.
- 15. *Boyle G.* Renewable Energy: Power for a Sustainable Future. 2<sup>nd</sup> ed. Oxford University Press. 2004.
- DHI Water & Environment. MIKE 21, Spectral Wave Module. 2007.
- Divinsky B., Kosyan R. Parameters of Wind Seas and Swell in the Black Sea Based on Numerical Modeling // Oceanologia. 2018. V. 60. Iss. 3. P. 277–287. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006
- Divinsky B.V., Kosyan R.D. Influence of the Climatic Variations in the Wind Waves Parameters on the Alongshore Sediment Transport // Oceanologia. 2020. V. 62. Iss. 2. P. 190–199. https://doi.org/10.1016/j.aceano.2010.11.002

https://doi.org/10.1016/j.oceano.2019.11.002

- Luettich R.A., Westerink J.J., Scheffner N.W. ADCIRC: An Advanced Three-Dimensional Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries, Report 1: Theory and Methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL // Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg. MS. 1992. 137 p.
- Taylor K. 2001. Summarizing Multiple Aspects of Model Performance // J. Geophys. Res. 106. P. 7183–7192.

# CLIMATIC FIELDS OF SEA CURRENTS AND WIND WAVES OF THE SEA OF AZOV

B. V. Divinsky<sup>a,#</sup>, R. D. Kosyan<sup>a</sup>, and V. V. Fomin<sup>b</sup>

<sup>a</sup> P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: divin@ocean.ru

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint April 22, 2021

The paper presents the results of the Sea of Azov currents climatic fields, as well as significant wave heights analysis and the power of the surface wave components (pure wind and swell). The research was carried out by mathematical modeling methods using modern hydrodynamic and spectral wave models, taking into account the ice cover of the water area. For the period from 1979 to 2020 and with a discreteness of 1 hour, the spatial fields of the sea currents velocities and directions, as well as the wind waves and swells main parameters, were obtained. As a result of research, it was found that in the structure of climatic currents, the central and eastern parts of the sea are occupied by an extensive cyclonic formation, in the western part of the sea, the general movement of water is carried out in an anticyclonic direction. The wind wave prevails over the swell in terms of wave heights -2-2.5 times, in terms of power -5-10 times. Over the past four decades, the heights of wind waves and swells in the central part of the sea have slightly decreased and increased in the western part. For the power of wind waves and swells, these trends are more obvious, while the decrease in the power of the surface wave components in the eastern part of the Sea of Azov is statistically significant.

Keywords: Sea of Azov, currents, wind waves, swell, mathematical modeling, climate

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 1, с. 108–112

УДК 551.465.62 (262.5)

# КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СИНХРОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЗИМНЕЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В БАРЕНЦЕВОМ И ЧЁРНОМ МОРЯХ

© 2021 г. А. А. Сизов<sup>1,\*</sup>, Т. М. Баянкина<sup>1</sup>, В. Л. Посошков<sup>1</sup>, А. Е. Анисимов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 05.08.2021 г. Поступило 05.08.2021 г. После доработки 05.08.2021 г. Принято к публикации 09.08.2021 г.

Рассматриваются условия формирования аномалий поверхностной температуры Баренцева и Чёрного морей в январе—марте. Показано, что как межгодовая, так и междесятилетняя изменчивость аномалии поверхностной температуры в этих морях определяется тепловым состоянием вод Северной Атлантики и происходит синхронно как в годы отрицательных, так и в годы положительных значений индекса Атлантической мультидекадной осцилляции. При этом средняя аномалия поверхностной температуры этих морей формируется под воздействием циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе, определяемой индексом Североатлантического колебания (САК). В годы САК  $\geq 1$  поверхностная температура Баренцева моря выше, а Чёрного моря ниже климатической нормы. В годы САК  $\leq -1$  поверхностная температура Баренцева моря ниже, а Чёрного моря выше климатической нормы.

*Ключевые слова:* Баренцево море, Чёрное море, аномалия поверхностной температуры, Атлантическая мультидекадная осцилляция, Североатлантическое колебание **DOI:** 10.31857/S2686739721110141

Аномалии температуры поверхности (АТП) в Баренцевом и Чёрном морях зимой формируются под воздействием циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе и притока атлантических вод в западный сектор Северного Ледовитого океана. Циркуляция атмосферы, определяемая индексом Североатлантического колебания (САК) [1-3], регулирует поступление теплого атлантического воздуха в средние и высокие широты Атлантико-Европейского региона. Это регулирование осуществляется через циклоническую активность, которая проявляется в смещении траектории циклонов в разные фазы САК. В положительную фазу САК циклоны смешаются к северу, в отрицательную фазу – к югу [1, 2]. На формирование АТП Баренцева моря оказывает влияние приток атлантических вод [4-6]. При этом на межгодовом и междесятилетнем масштабах поступление этих вод в Североевропейские моря, включая Баренцево море, регулируется циркуляцией атмосферы (индекс САК) [7, 8]. По оценке [8] максимальное поступление атлантических вод в Севе-

<sup>1</sup> Морской гидрофизический институт Российской академии наук, Севастополь, Россия

\*E-mail: sizov\_anatoliy@mail.ru

роевропейские моря отмечается в отрицательную фазу САК. С другой стороны, тепловое состояние Северной Атлантики, представленное Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО), изменяется в широком диапазоне масштабов [4, 9, 10]. При этом мультидекадная мода САК соответствует АМО таким образом, что положительной (отрицательной) фазе САК соответствует отрицательная (положительная) фаза АМО [11, 12]. В отличие от Баренцева моря, АТП Чёрного моря формируется в основном за счет влияния воздушных масс, приносимых в регион атмосферной циркуляцией, определяемой индексом САК.

Цель работы заключается в рассмотрении механизма синхронного формирования АТП в Баренцевом и Чёрном морях в разные фазы АМО.

Аномалии поверхностной температуры Баренцева и Чёрного морей выбирались из массивов Центра прогноза климата национальной администрации по океану и атмосфере Хэдли [13] (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST) https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/). Индекс САК, средний за январь—март, выбирался из архива Национального метеорологического центра (Climate Prediction Center https:// www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna /nao.shtml). Индекс АМО представлен на сайте
http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/. Широтное положение изогипсы 540 дкм (Высотная фронтальная зона – ВФЗ) на меридианах 0° и  $30^{\circ}$  в.д. вычислялась по данным NOAA Extended SST (ERSST) на сайте https://psl.noaa.gov/cgibin/data/composites/.

Для анализа использовалось среднее за декабрь-март значение индекса САК. Индекс АМО был представлен в виде среднего за январь-март и среднегодового значения. Аномалии температуры Баренцева и Чёрного морей осреднялись за январь-март. По этим исходным характеристикам оценивались межгодовая изменчивость АТП и ее корреляционная связь с индексами САК и АМО. Междесятилетняя изменчивость АТП и ее связь с индексами САК и АМО анализировались по осредненным за десять лет исходным рядам. Для оценки траекторий барических систем над Атлантико-Европейском регионом использовалось широтное положение ВФЗ в феврале.

Анализ корреляции ВФЗ и значений индекса САК проводился по сглаженным фильтром скользящего среднего исходным рядам, а анализ пространственного распределения аномалий поверхностной температуры проводился по композитным картам. Акватории Баренцева и Чёрного морей ограничивались координатами 28°– 43° в.д., 72°–77° с.ш. и 28°–42° в.д., 41°–47° с.ш. соответственно.

Междесятилетняя изменчивость индексов AMO и CAK на временном интервале 1948—2020 гг. происходила со сдвигом фазы, поэтому для анализа совместного влияния процессов, определяемых этими индексами на формирование аномалии поверхностной температуры Баренцева и Чёрного морей, были выбраны два временных отрезка.

Первый временной отрезок (1957–1994 гг.) характеризовался преобладанием отрицательного значения индекса АМО, который условно был определен как период "холодной" Северной Атлантики. Второй временной отрезок (1995–2020 гг.) соответствовал положительному значению индекса АМО, названный условно периодом "теплой" Северной Атлантики. Учитывая оценки, полученные в [3], годы с отрицательными значениями АМО характеризовались преобладанием процессов с САК ≤ -1, а в годы с положительными значениями АМО преобладали процессы, характерные для САК ≥ 1.

Атлантические воды непосредственно участвуют в формировании температуры верхнего слоя Баренцева моря [14]. Поэтому полученные нами оценки показывают, что междесятилетняя изменчивость индекса АМО и АТП Баренцева моря имеет значимую положительную корреляцию (R = 0.82) на временном интервале 1950–2020 гг. В то же время формирование АТП Чёрного моря происходит, по-видимому, под слабым воздействием долговременного (климатического) изменения АМО. Поэтому междесятилетняя изменчивость АТП Чёрного моря не значимо коррелирует с АМО, но оно значимо отрицательно коррелировано с индексом САК (R = -0.71). Это свидетельствует о том, что междесятилетняя изменчивость АТП Чёрного моря в значительной степени определяется циркуляцией атмосферы в Атлантико-Европейском регионе. В то же время межгодовая изменчивость АТП Чёрного моря в меньшей степени зависит от колебания индекса САК, при этом корреляция между этим параметром и АТП Чёрного моря отрицательная и составляет –0.29 и —0.31 в период преобладания отрицательного и положительного значений индекса АМО соответственно. Эти оценки согласуются с выводами, полученными в [15], и дают основание полагать, что, по-видимому, траектории циклонов, переносящих воздушные массы в район Чёрного моря, определяются не только индексом САК, но и положением высотной фронтальной зоны (ВФЗ).

Известно, что барические системы в Атлантико-Европейском регионе переносятся в направлении ведущего потока, отождествляемого с положением изогипс в ВФЗ. Но в изменчивости широтного положения ВФЗ на меридиане  $30^{\circ}$  в.д. преобладает низкочастотная компонента, что подтверждается значимой отрицательной корреляцией осредненных по десяти годам рядов ВФЗ и AMO (R = -0.70). Эта корреляция показывает, что низкочастотная изменчивость аномалии поверхностной температуры Северной Атлантики влияет на положение ВФЗ над восточной Европой таким образом, что в отрицательную фазу АМО ВФЗ сдвигается на север, а в положительную фазу АМО ВФЗ занимает более южное положение. Более того, существуют заметные особенности в изменении широтного положения ВФЗ нал восточной и западной Европой в годы отрицательных и положительных значений индекса АМО. Эти особенности хорошо выделяются в рядах, сглаженных фильтром пятилетнего скользящего среднего. В табл. 1 показаны корреляции широтного положения ВФЗ в феврале и среднего за декабрь-март значения САК. Жирным выделены величины, значимые на 95% уровне доверительной вероятности.

Как следует из табл. 1, в годы отрицательных значений индекса AMO широтное положение ВФЗ как над западной, так и над восточной Европой изменяется синфазно. При этом ВФЗ на 0° и на 30° в.д. проявляет тенденцию сдвигаться к северу в годы с максимальными значениями САК и к югу в годы с минимальными значениями САК. Особенно это заметно на 30° в.д. (корреляция между ВФЗ и САК равна 0.60).

В годы положительных значений индекса АМО широтное положение ВФЗ над западной и

Параметры	Отрицательная фаза АМО			Параметры	Положительная фаза АМО		
	0°	30° в.д.	CAK	Параметры	0°	30° в.д.	CAK
0°		0.49	0.26	0°		-0.53	-0.57
30° в.д.	0.49		0.60	30° в.д.	-0.53		0.49
CAK	0.26	0.60		CAK	-0.57	0.49	

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции широтного положения ВФЗ на 0° и 30° в.д. с индексом САК в различные фазы индекса АМО

восточной Европой изменяется в противофазе. В годы с максимальными значениями САК ВФЗ над западной Европой сдвигается на юг (R = -0.57), а над восточной Европой – на север (R = 0.49). Следовательно, траектории циклонов над Европой выстраиваются таким образом, что в годы отрицательных значений индекса АМО преобладает зональный перенос воздушных масс, и он происходит тем севернее, чем выше значения САК. В годы положительных значений индекса АМО процесс переноса воздушных масс усложняется и в этом случае при высоких значениях индекса САК траектории циклонов над западной Европой занимают более южное положение, а над восточной Европой – более северное. При малых значениях САК траектории циклонов над западной Европой смещаются на север, а над восточной Европой – на юг.

В отличие от Чёрного моря, межгодовая изменчивость АТП Баренцева моря значимо коррелирована с индексом САК как в годы отрицательных значений индекса АМО (R = 0.41), так и в годы положительных значений индекса АМО (R = 0.70). Это связано, по-видимому, с тем, что в этом регионе в фазу САК  $\geq 1$  возрастает циклоническая активность, а в фазу САК  $\leq -1$  она ослабевает [3, 16]. При этом половину общего числа циклонов составляют глубокие циклоны, и их повторяемость возрастает в годы положительных значений индекса АМО [14].

Отмеченные особенности межгодовой и междесятилетней изменчивости зимней циркуляции атмосферы и переноса атлантических вод в регионах Баренцева и Чёрного морей создают характерные условия формирования АТП этих морей. Подобное наблюдается как в годы отрицательных, так и в годы положительных значений индекса АМО. Эти условия формирования АТП реализуются синхронно в Баренцевом и Чёрном морях, что хорошо иллюстрируется на композитных картах, построенных по АТП, осредненным за годы САК  $\geq 1$  и САК  $\leq -1$ . На рис. 1 показаны композитные карты, относящиеся к годам отрицательных значений индекса АМО.

Композитные карты АТП для режима САК  $\geq 1$  строились по семи годам (1957, 1976, 1983, 1990, 1991, 1992, 1993), а соответствующие карты для

режима САК  $\leq -1$  строились по десяти годам (1958, 1960, 1962, 1963, 1965, 1966, 1968, 1969, 1970, 1979). Климатическая норма определялась за период 1981–2010 гг. На рис. 1а хорошо видно, что в годы отрицательных значений индекса АМО в режиме САК  $\geq 1$  вследствие интенсификации циклонической активности [1–3, 16] средняя за январь—март температура поверхности Баренцева моря становилась выше климатической нормы, а в Чёрном море (рис. 16) она была ниже климатической нормы.

Это происходило в силу того, что при САК  $\geq 1$ ВФЗ на меридиане 30° в.д. сдвигалась к северу и, следовательно, траектории циклонов пролегали севернее Чёрного моря. Режим САК  $\leq -1$  в годы отрицательных значений индекса АМО показан на рис. 1в, 1г. В этом случае вследствие ослабления циклонической активности в регионе Баренцева моря [1–3] его поверхностная температура была ниже климатической нормы. В то же время при САК  $\leq -1$  ВФЗ над восточной Европой занимает южное положение и, следовательно, Чёрное море оказывается в области прохождения циклонов. В результате температура поверхности Чёрного моря становилась выше климатической нормы (рис. 1г).

Аналогичные условия формирования АТП Баренцева и Чёрного морей наблюдались и в годы с положительной аномалией АМО (1995–2020 гг.). Рассчитанные по одиннадцати годам с САК ≥ 1 и шести годам с САК ≤ –1 композитные карты аномалии поверхностной температуры позволили получить следующие оценки.

Климатический ряд за 1981—2010 гг., относительно которого вычислялись АТП, включал годы с отрицательными и положительными аномалиями АМО. Средние поверхностные температуры Чёрного и Баренцева морей в 1995—2020 гг. заметно превышали климатические значения, поэтому их АТП были положительными. Но и в этом случае сохранилась противофазность в синхронном распределении АТП в Баренцевом и Чёрном морях. Режим САК  $\geq$  1 характеризовался повышенной АТП Баренцева моря (+0.53°C) и пониженной АТП Чёрного моря (+0.59°C), а при САК  $\leq$  –1 АТП Баренцева моря была понижен-



Рис. 1. Аномалии температуры поверхности в годы отрицательных значений индекса AMO при CAK ≥ 1 (a, б) и CAK ≤ −1(в, г) для Баренцева и Чёрного морей соответственно.

ной (+0.10°С), а Чёрного моря – повышенной (+0.98°С).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы. Междесятилетнее изменение теплового состояния верхнего слоя Северной Атлантики (индекс АМО) регулирует через приток атлантических вод и перенос воздушных масс (циклоническая активность) зимнюю поверхностную температуру Баренцева и Чёрного морей. При этом как в группу лет с отрицательными, так и в группу лет с положительными значениями АМО температура поверхности Баренцева моря становилась выше, а Чёрного моря — ниже климатической нормы при САК ≥ 1.

Режим САК ≤ −1 характеризовался тем, что температура поверхности Баренцева моря становилась ниже, а Чёрного моря – выше климатической нормы. Эти результаты важны, в частности, для оценки климатических особенностей синхронного процесса перемешивания верхнего слоя Баренцева и Чёрного морей.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0002 "Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан—атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Sorteberg A., Kvamsto N.G., Bvrkjedal O. Wintertime Nordic Seas, Cyclone Variability and Its Impact on Oceanic Volume Transports into the Nordic Seas // The Nordic Seas: An Integrated Perspective. Geophysical Monograph. Series 158. American Geophysical Union. 2005. 137–156. https://doi.org/10.1029/158GM10
- Hurrell J.W., Deser C. North Atlantic Climate Variability: The Role of the North Atlantic Oscillation // Journal of Marine Systems. 2009. V. 78 (1). P. 28–41. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026
- 3. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: 2013. С. 127.
- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А. Изменение климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22–34.
- 5. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Изменение климата Арктики при глобальном потеплении // Про-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 1 2021

блемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 32-41.

- 6. Смирнов В.В., Кораблев А.А., Вязилова А.Е. Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинных характеристик вод в районе корабля погода "Майк" // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 25–32.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh I.E., Zakharov N.F. Variability of the Intermediate Atlantic Water of Arctic Ocean over the Last 100 Years // Journal of Climate. 2004. V. 17. (23). P. 4485–4496. https://doi.org/10.1175/JCLI-3224.1
- Дворянинов Г.С., Кубряков А.А., Сизов А.А., Станичный С.В., Шапиро Н.Б. Североатлантическое колебание — доминирующий фактор изменчивости циркуляционных океанических систем Северной Атлантики // ДАН. 2016. Т. 466. № 3. С. 345–349. https://doi.org/10.7868.S0869565216030208
- Enfield D.B., Cid-Serrano L. Secular and Multidecadal Warmings in the North Atlantic and Their Relationships with Major Hurricane Activity // Int. J. of Climatology. 2010. V. 30 (2). P. 174–184. https://doi.org/10.1002/joc.1881
- Yashayaev I., Seidov D. The Role of the Atlantic Water in Multidecadal Ocean Variability in the Nordic and Barents Seas // Progress in Oceanography. 2015. V. 132. P. 68–127. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.009

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.009

11. Семенов В.А., Черенкова Е. Оценка влияния атлантических Многодекадных колебаний на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в атлантическом регионе летом // ДАН. 2018. Т. 478, № 6. С. 697–701. https://doi.org/10.7868/S0869565218060178

- Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А. Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря // Лед и Снег. 2019. Т. 59 (1). С. 112–122. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-112-122
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rovell D.P., Kent E.C., Kaplan A. Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D 14. 4407 https://doi.org/10.1029/2002JD002670

 Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притока теплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики // Лед и снег. 2015. Т. 55. (3). С. 73–82. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-73-82

- Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Fedirko A.V. Regional Features of the Temperature Field Synoptic Variability on the Black Sea Surface from Satellite Data // Physical Oceanography. 2020. V. 27 (2). P. 186–196. https://doi.org/10.22449/1573-160X-2020-2-186-196
- 16. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslovski W. The Arktic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation // Journal of Climate. 2000. V. 3. P. 2671–2696. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2671: TAORTT>2.0.CO;2

# LARGE-SCALE FEATURES OF SYNCHRONOUS VARIABILITY OF WINTER SURFACE TEMPERATURE IN THE BARENTS AND BLACK SEA

### A. A. Sizov<sup>a,#</sup>, T. M. Bayankin<sup>a</sup>, V. L. Pososhkov<sup>a</sup>, and A. E. Anisimov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Marine Hydrophysical Institute Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: sizov\_anatoliy@mail.ru* 

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov August 5, 2021

The conditions for the formation of surface temperature anomalies in the Barents and Black Seas in January-March are considered. It is shown that both interannual and interdecadal variability of the surface temperature anomaly in these seas is determined by the thermal state of the waters of the North Atlantic and occurs synchronously both in the years of negative and in the years of positive values of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) index. At the same time, the average surface temperature anomaly of these seas is formed under the influence of atmospheric circulation in the Atlantic-European region, determined by the North Atlantic Oscillation (NAO) index. In years NAO  $\geq 1$ , the surface temperature of the Barents Sea is higher, and the Black Sea is lower than the climatic norm. In the years of NAO  $\leq -1$ , the surface temperature of the Barents Sea is higher.

*Keywords:* Barents Sea, Black Sea, surface temperature anomaly, Atlantic multi-decadal oscillation, North Atlantic oscillation

———— ГЕОЭКОЛОГИЯ ———

УДК 550.47:556.54

# ИЗУЧЕНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ АВАРИЙНОГО РАЗЛИВА ДИЗЕЛЬНОГО ТОПЛИВА В НОРИЛЬСКЕ

© 2021 г. Ю. С. Глязнецова<sup>1</sup>, И. А. Немировская<sup>2,\*</sup>, академик РАН М. В. Флинт<sup>2</sup>

Поступило 20.07.2021 г. После доработки 05.08.2021 г. Принято к публикации 09.08.2021 г.

Изучение донных осадков водных объектов Норило-Пясинской водной системы (29 июля–13 августа 2020 г.) после аварийного разлива дизельного топлива на ТЭЦ-3 ПАО ГМК "Норильский никель" 29 мая 2020 г. показало, что среднее содержание алифатических углеводородов (УВ) уменьшалось в последовательности (мкг/г): устье р. Амбарная (1914,  $\sigma = 3428$ ) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (1000,  $\sigma = 1351$ ) > р. Пясина (27,  $\sigma = 17$ ) > оз. Пясино (15,  $\sigma = 6$ ). Загрязнение распространилось по речному стоку на расстояние до 31 км от места разлива и не попало в оз. Пясино. В результате трансформации состав алифатических УВ в донных осадках не соответствовал углеводородному составу ДТ даже в наиболее загрязненных районах. Содержание полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) резко уменьшалось по мере удаления от источника загрязнения (от 3865 до 56 нг/г). При этом в их составе доминировали наряду с фенантреном нафталины (в основном 2-метилнафталин), доля которых значительна не только в осадках рек Амбарная и Далдыкан, но и в реках Норилка и в устье р. Пясина, что может быть обусловлено и другими источниками загрязнения (бочки ГСМ и водный транспорт).

*Ключевые слова:* аварийный разлив, донные осадки, хлороформенный битумоид, алифатические углеводороды, алканы, полициклические ароматические углеводороды **DOI:** 10.31857/S2686739721110050

29 мая 2020 г. на ТЭЦ-3 в Норильске из-за внезапного проседания опор резервуара произошел разлив дизельного топлива (ДТ). В резервуаре на момент аварии находилось около 21 тыс. м<sup>3</sup> ДТ. Считается, что наружу вылилось около 20 тыс. м<sup>3</sup> (17 тыс. т) ДТ. При этом 6000 т попало в грунт,

(17 тыс. 1) Дг. при этом бобо т попало в грунт, остальные – в р. Амбарная и ее приток Далдыкан, которые впадают в большое оз. Пясино [7]. В результате оказались загрязненными почвы и водные объекты Норило-Пясинской водной системы (НПВС). Согласно спутниковым данным 30 мая пятно ДТ за сутки передвинулось на 26.5 км вниз по р. Амбарная и вплотную приблизилось к ее устью, которое разбивается на большое число проток перед тем, как впадает в оз. Пясино. 31 мая видимая часть загрязнения переместилась выше по течению реки. Ветровой нагон не позволил основной части ДТ продолжить движение в озеро [7]. 1 июня пятно снова начало спускаться вниз по течению, однако оно уже было остановлено боновыми заграждениями.

Для изучения влияния разлива на экологию Сибирским отделением РАН по приглашению ПАО "Норникель" после окончания работ по ликвидации разлива в период с 29 июля по 13 августа 2020 г. была организована комплексная Большая Норильская экспедиция. Цель наших исследований заключалась в установлении распространения углеводородного загрязнения от места аварийного разлива по направлению водотоков до устья р. Пясина (Карское море). Маршрут экспедиции включал пять ключевых участков: первый – руч. Безымянный (от места аварии до устья) – р. Далдыкан (от впадения руч. Безымянный) - р. Амбарная; второй - устье р. Амбарная (до впадения в оз. Пясино); третий – оз. Пясино; четвертый – р. Пясина (от истока, в районе слияния с реками Дудыпта и Тарея); и пятый – устье р. Пясины при впадении в Карское море (рис. 1).

Для анализов поверхностный слой донных осадков отбирали с помощью штангового дночерпателя в заведомо загрязненных ДТ участках и для определения фоновых концентраций – в незагрязненных участках, выше слияния водотока, не подверженного загрязнению. В лабораторных

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения Российской академии наук, Якутск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Российской академии наук, Москва, Россия

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



Рис. 1. Схема отбора проб в НПВС и распределение концентраций алифатических УВ и ПАУ в донных осадках.

условиях выделяли хлороформенный битумоид (ХБ), а его групповой состав определяли с помощью жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографии после осаждения асфальтенов. Комплекс аналитических исследований включал: изучение структурно-группового состава ХБ и их фракций методом ИК-Фурье-спектроскопии; определение содержания  $C_{opr}$  — методом сухого сожжения; состав насыщенных алканов — методом хромато-масс-спектроскопии, содержание и состав ПАУ — методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Для сравнения, такой же анализ был проведен с пробой ДТ. Подробности аналитических процедур описаны [1].

		n*	C <sub>opr</sub> , %	ХБ, мкг/г	Групповой состав ХБ, %			
Участок исследования	Станции				УВ	Бензоль- ные смолы	Спирто- бенз. смолы	Асфаль- тены
			<u>Интервал</u> Среднее	Интервал Среднее	<u>Интервал</u> Среднее	<u>Интервал</u> Среднее	<u>Интервал</u> Среднее	<u>Интервал</u> Среднее
Руч. Безымянный — р. Далдыкан — р. Амбарная	T.1–T.10, 1a, 2a, 4a, 5a	14	$\frac{0.050 - 5.992}{1.264}$	$\frac{58-9650}{1617}$	$\frac{24.3-66.7}{47.4}$	$\frac{4.3-40.9}{19.7}$	$\frac{2.1-28.9}{15.5}$	$\frac{0.2-52.1}{17.1}$
Устье р. Амбарная	Амб.1-Амб.4, Амб.6, Амб.7 Дел.1, Дел.4, Дел.5	9	$\frac{0.254 - 1.510}{0.729}$	$\frac{27-11556}{2221}$	$\frac{43.3-94.2}{62.4}$	$\frac{1.9-24.5}{13.1}$	$\frac{8.1-29.5}{19.9}$	$\frac{0.1-12.3}{4.6}$
Озеро Пясино	o3.10 – o3.13	4	$\frac{0.040 - 0.300}{0.180}$	$\frac{20-43}{33.3}$	$\frac{34.5-9.5}{43.9}$	$\frac{5.4-16.7}{11.1}$	$\frac{32.4-44.0}{37.1}$	$\frac{2.7-20.7}{7.9}$
р. Пясина (от истока до устья р. Тарея)	Ист.1, Ист.3, Ист.9, Кресты 1, Кресты 2, Тарея 1, Тарея 2	7	$\frac{0.080 - 0.594}{0.292}$	$\frac{30-411}{187}$	$\frac{7.1-40.4}{22.9}$	$\frac{12.8-34.8}{22.4}$	$\frac{33.5-64.9}{44.7}$	$\frac{1.9-35.3}{9.9}$
Устье р. Пясина (Карское море)	Kap. 1 Kap. 3	2	2.734 6.810	122 7489	65.2 7.9	12.8 15.1	18.3 30.9	3.7 46.0

Таблица 1. Содержание и групповой состав ХБ поверхностного слоя донных осадков НПВС

\* Количество проб.

Полученные результаты установили большой диапазон изменения концентраций всех изучаемых соединений в донных осадках: С<sub>орг</sub> (0.04– 6.81%), ХБ (20–11556 мкг/г) (табл. 1), алифатические УВ (8–10887 мкг/г), ПАУ (56–3865 нг/г). Содержание алифатических УВ (которые считаются нефтяными – НУ [3]) в донных осадках уменьшалось в последовательности (мкг/г): устье р. Амбарная (1914,  $\sigma$  = 3428) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (1000,  $\sigma$  = 1351) > р. Пясина (27,  $\sigma$  = 17) оз. Пясино (15,  $\sigma$  = 6).

Распределение органических соединений в донных осадках обычно зависит от их гранулометрического состава [1, 4]. Концентрирование ДТ возле бон при малых глубинах реки способствовало его поступлению при седиментации в донные осадки устья р. Амбарной. Кроме того, устье р. Амбарная находится на высоте 26 м над уровнем моря, что в 8 раз ниже места разлива ДТ. Поэтому на первом и, особенно, на втором участках произошла сорбция осадками ДТ, что привело не только к более высоким концентрациям УВ, но и к величинам стандартного отклонения, превышающим среднее их содержание.

Гранулометрический тип осадков в наибольшей степени должен оказывать влияние на распределение таких интегральных показателей, как ХБ и С<sub>орг</sub> [1]. Действительно, значения коэффициента корреляции (*r*<sub>ХБ-Сорг</sub>) увеличивались в последовательности для разных участков: 0.13 (второй) < 0.53 (первый) < 0.77 (четвертый) < 0.83 (третий). Следовательно, чем больше загрязнены осадки, тем в меньшей степени проявляется зависимость в распределении ХБ и Сорг. По этим же причинам отсутствовала связь между распределением С<sub>орг</sub> и УВ в осадках, так как значения *r* изменялись от -0.06 в осадках первого участка, -0.36 в осадках р. Пясина и 0.06 в устье р. Амбарной. При этом донные осадки руч. Безымянный (станции Т.1 и Т.2), а также нижней поймы р. Далдыкан (до впадения ручья, ст. Т.4) характеризовались повышенным содержанием УВ в составе ХБ – от 45.7 до 60.2%. Напротив, в осадках фоновой ст. Т 9, отобранной в р. Амбарная выше впадения р. Далдыкан (рис. 1а), установлен минимальный выход ХБ. В его групповом составе преобладали смолы (30.2%) и асфальтены (45.6%), на долю УВ приходилось всего 24.6%. Только в осадках оз. Пясино существовала зависимость между распределением  $C_{opr}$  и УВ ( $r_{(Copr-YB)} = 0.90$ ), видимо, здесь концентрации УВ формируют в основном природные процессы.

Конфигурация хроматограмм алканов и распределение молекулярных маркеров подтверждают это заключение, так как состав УВ различался в осадках каждого участка (рис. 2а, 2б). Даже на первом и втором участках их состав не соответствовал ДТ, масляная фракция которого на 99% состояла из УВ, на долю смол и асфальтенов при-



**Рис. 2.** Характерный состав алканов (а, б) и ПАУ (в, г) в донных осадках, отобранных на отдельных станциях. Местоположение проб показано на рис. 1.

ходилось всего 0.34 и 0.08% соответственно. Среди алканов доминировали гомологи нормального строения н-С<sub>11</sub>-С<sub>19</sub> (рис. 2а). Связано это с тем, что при трансформации нефти и ее продуктов в наибольшей степени изменяются количество и состав алифатических УВ [4, 8]. В основном, это происходит за счет испарения легких фракций и растворения [4, 8]. При этом легче всего деградируют н-алканы, затем изо-алканы и только потом ароматические соединения. Считается, что в нефтях алканы имеют плавное распределение гомологов [4, 13, 14] и отношение нечетных к четным соединениям в высокомолекулярной области близкое (CPI = 1). Для автохтонных алканов характерны максимумы в низкомолекулярной, а для аллохтонных - в высокомолекулярной областях. Видимо, деструкция ДТ, которая проходила в течение двух летних месяцев (с момента аварии до времени отбора проб), при положительной температуре воздуха и ультрафиолетовом воздействии способствует разложению этих неустойчивых УВ.

В осадках ст. Т. 7 с максимальным выходом ХБ (9650 мкг/г) и высоким содержанием УВ (3895 мкг/г) распределение н-алканов имеет трансформированный нефтяной состав (рис. 2а), о чем свидетельствует соотношение низко- к высокомолекулярным гомологам ( $\Sigma$ н- $C_{12}$ - $C_{20}/\Sigma$ н- $C_{21}$ - $C_{33}$  = 3.16), CPI = 1.02. Максимумы в области н- $C_{16,18}$  указывают на микробиальную трансформацию УВ [8]. Близким распределением алканов характеризуются осадки станций Т.1, Т.2, Т.3, 1а, 4а, Т.8, Амб. 2 и 5.

В осадках ст. Т. 9 при содержании УВ всего 14 мкг/г распределение алканов имело бимодальный характер, так как в низкомолекулярной области доминировал алкан фитопланктона н-C<sub>17</sub>, а в высокомолекулярной — серия нечетных гомологов C<sub>27</sub>—C<sub>31</sub>, CPI = 2.13. Такой состав характерен для биогенных алканов при сочетании автохтонных и аллохтонных компонентов. Подобный состав УВ был установлен в осадках станций Т.5, Т.6, Т.4, Т.10, 5а, Амб. 3, 7, оз.13, Тарея и др.

Необходимо отметить большой диапазон концентраций всех соединений в осадках устьевой области р. Пясина (рис. 1д). Проба Кар.1 ( $C_{opr}$ 2.734%, УВ 8 мкг/г) отобрана с берега моря, а проба Кар.3 ( $C_{opr}$  6.810%, УВ 597 мкг/г) — из озера в районе устья в пойменной части реки, которая практически не затапливается при паводке. Видимо, ОВ этих осадков формирует не ДТ, а органические соединения, поступающие из береговых пород, подобно росту концентраций ПАУ в углистых месторождениях шельфа Шпицбергена [5]. Подтверждает это заключение также низкая доля УВ в составе  $C_{opr}$ , Kap.1 – 0.25%, Kap. 3 – 0.75%. Кроме того, на высокие величины УВ могут влиять загрязнения, поступающие от старых бочек ГСМ, которые рассеяны по всей тундре и побережью Карского моря.

Содержание ПАУ в донных осадках различалось в 68 раз (рис. 1), то есть в меньшем диапазоне, чем алифатических УВ и корреляция между этими углеводородными классами наблюдалась только в осадках второго, наиболее загрязненного участка (r = 0.95), где произошло аккумулирование ДТ. В осадках других участков из-за разной природы этих углеводородных классов значения *r*<sub>(УВ-ПАУ)</sub> изменялись от 0.07 до 0.37. Основной источник алифатических УВ – фитопланктон [8], а также нефтяное загрязнение; ПАУ преимущественно образуются в процессах сжигания топлива [4, 8], их содержание в нефтях меньше, чем алифатических УВ. В составе ДТ доминируют парафиновые (10-40%) и нафтеновые (20-60%) УВ (т.е. алифатические УВ), на долю ПАУ приходится 15-30%. Тем не менее наиболее высокие концентрации ПАУ установлены в осадках первого (в среднем 1015 нг/г) и второго (923 нг/г) исследованных участков (рис. 1а, 1б). Значительно ниже их содержание в остальных районах (в среднем 147 и 199 нг/г, рис. 1в, 1г), т.е. согласно концентрациям ПАУ в этих районах осадки можно отнести к слабо загрязненным, так как сумма 3-6 кольчатых полиаренов в основном ниже 100 нг/г [10, 12], а порог токсичного воздействия ПАУ в донных осадках составляет 4000 нг/г [10, 11].

В отобранных пробах в составе ПАУ в большинстве проб доминировал 2-метилнафталин, что может свидетельствовать об их преобладающем нефтяном генезисе (рис. 2в, 2г) [9, 10]. Даже в донных осадках из фоновых районов, таких как р. Норилка или р. Пясина, где их концентрации были значительно ниже, на долю нафталинов приходилось 46–53% от суммы, а минимальная доля нафталинов 36% приурочена к первому участку.

Таким образом, загрязнение в результате аварии оказалось в основном локализовано на первом и втором исследованных участках, что находится в соответствии с данными [6]. Через 2 мес после аварии ДТ распространилось по речному стоку на расстояние до 31 км от места разлива. Компании ПАО ГМК "Норильский никель" за короткий период времени удалось предотвратить распространение ДТ и не допустить попадание нефтепродуктов в оз. Пясино и Карское море. Последнее свидетельствует об эффективности проведенных мероприятий по ликвидации по-следствий аварии.

Проведенные нами анализы подтвердили спутниковые данные о загрязненности только района, примыкающего к р. Амбарной [7]. Этому способствовали погодные условия, благодаря которым нефтяное пятно было "возвращено" в район разлива, а также поставленные боновые заграждения в устье р. Амбарной. Фоновые концентрации (50 мкг/г для алифатических УВ [3, 11]) в осадках этих районов были превышены в среднем в 20 раз на первом участке и в 38 раз на втором. Тем не менее даже в наиболее загрязненных районах из-за быстрой трансформации состав алифатических УВ не соответствовал УВ в ДТ, что совпало с данными [6]. В акваториях с постоянными поступлениями нефтяных загрязняющих веществ и при низких температурах происходит настолько быстрая деградация алканов, что их состав не соответствует нефтяному [4, 12]. Установлено, что в период гидрологической зимы активность нефтеокисляющих микроорганизмов достигает 57, а летом – 80 нг л/ч [2].

Содержание ПАУ также резко уменьшалось с удалением от источника загрязнения, при этом маркеры в их составе указывали на преимущественно нефтяной генезис, так как отношение нафталин/фенантрен, которое при значениях >1 маркирует нефтяные полиарены [9, 10], в исследованном районе в среднем составило 1.84. Содержание наиболее канцерогенного из идентифицированных ПАУ бенз(а)пирена (БП) было наиболее высоким в осадках первого участка, в среднем 28 нг/г, что превысило величину ПДК в почвах – 20 нг/г, а изменчивость концентраций была столь высокой (0-177 нг/г), что значение  $\sigma = 42$  превышало среднюю концентрацию. В осадках других участков содержание БП не превышало 2 нг/г.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке AO "Норильско-Таймырская энергетическая компания" в рамках договора, а также в рамках государственных заданий № АААА-А21-121011490054-0, № 0128-2021-0015, подготовка к публикации – при поддержке РНФ проект 19-17-00234.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Глязнецова Ю.С., Немировская И.А. Особенности распределения битумоидов в донных осадках Баренцева моря // Океанология. 2020. № 6. С. 945—953.
- Ильинский В.В., Семененко М.Н. Распространение и активность углеводородоокисляющих бактерий в Карском и Белом морях. Опыт системных океа-

нологических исследований в Арктике. М.: Научн. мир, 2001. С. 364–375.

- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2019. (Под ред. Коршенко А.Н.). М.: Наука, 2020. 281 с.
- 4. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
- 5. *Немировская И.А., Храмцова А.В., Халиков И.С. и др.* Углеводороды в воде и осадках Норвежского и Баренцева морей // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 4. С. 1–14.
- Таран О.П., Скрипников А.М., Ионин В.А. и др. Состав и концентрация углеводородов донных отложений в зоне разлива дизельного топлива ТЭЦ-3 АО "НТЭК" (г. Норильск, Арктическая Сибирь) // Сибирский экологический журнал, 2021. № 4. С. 423–450.
- 7. Трошко К.А., Денисов П.В., Лаврова О.Ю. и др. Наблюдение загрязнений реки Амбарной, возникших в результате аварии на ТЭЦ-3 города Норильска 29 мая 2020 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 267–274.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Ch. 4 Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydro-

carbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: 2007. AMAP. 87 p.

- Dahle S., Savinov V., Petrova V., et al., Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic Marine Sediments: Concentrations, Geographical Distribution and Sources // Norw. J. Geol. 2006. V. 86. № 1. P. 41–50.
- Monitoring of Hazardous Substances in the White Sea and Pechora Sea: Harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP) Tromsø: Akvaplan-niva. 2011. 71 p.
- Page C.A., Bonner J.S., Sumner P.L., Autenrieth R.L. Solubility of Petroleum Hydrocarbons in Oil/ water Systems // Mar. Chem. 2000. V. 70. P. 79–87.
- Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R., et al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in Coastal Caspian Sea Sediments // Mar. Pollut. Bull. 2004. V. 48. P. 44–60.
- Wang Z., Fingas M. F. Development of Oil Hydrocarbon Fingerprinting and Identification Techniques // Mar. Pollut. Bull. 2003. V. 47. № 3. P. 423–452.
- Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S., et al. Alkane and PAH Provenance and Potential Bioavailability in Coastal Marine Sediments Subject to a Gradient of Anthropogenic Sources in British Columbia, Canada // Org. Geochem. 2015. № 89–90. P. 80–116.

# STUDY OF EFFECTS OF EMERGENCY DIESEL FUEL SPILL IN NORILSK

## Yu. S. Glyaznetsova<sup>a</sup>, I. A. Nemirovskaya<sup>b,#</sup>, and Academician of the RAS M. V. Flint<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Institute of Oil and Gas Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation <sup>b</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

Study of bottom sediments from water bodies of the Norilo-Pyasinskaya water system (July 29–August 13, 2020) following an emergency diesel fuel (DF) spill in Norilsk on May 29, 2020 had shown that average concentration of aliphatic hydrocarbons (HCs) content was decreasing in the following sequence ( $\mu$ g/g): mouth of the Ambarnaya River (1914,  $\sigma$  = 3428) > Bezymyanny stream – Daldykan River – Ambarnaya River (1000,  $\sigma$  = 1351) > Ambarnaya River > Pyasina River (27,  $\sigma$  = 17) > Lake Pyasino (15,  $\sigma$  = 6). The pollution had spread from the spill place along the river flow up to 31 km and had not entered Lake Pyasino. Due transformation the composition of aliphatic HCs in bottom sediments was different from HC-composition in DF even in the most polluted areas. The content of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) decreased significantly away from the source of pollution (from 3865 to 56 ng/g). However, their composition appeared to be mainly petroleum-based, with naphthalene HCs accounting for 46–53% of the polyarene sum. Naphthalene HCs dominated not only in the sediments of the rivers Ambarnaya and Daldykan, but also in the Norilka and the mouth of Pyasina rivers, which could be caused by other sources of pollution (barrels of fuels and lubricants and water transport).

*Keywords:* emergency spill, bottom sediments, chloroform bitumoid, aliphatic hydrocarbon, alkanes, polycyclic aromatic hydrocarbons