## Том 507, номер 1, 2022

## ГЕОЛОГИЯ

\_

Структурная позиция и неоднородные деформации мезопротерозойских гранито-гнейсов Северного Тянь-Шаня на примере Караджилгинского массива (Кыргызстан)	
А. В. Кушнарева, А. К. Худолей, Д. В. Алексеев, Е. О. Петров	5
U—Рb-датирование силлоподобных (пластинчатых) тел ранне-кинематической серии габбродиоритов-гранодиоритов в покровно-складчатом ансамбле свекофеннид Приладожья	
Ю. А. Морозов, М. А. Матвеев, Т. В. Романюк, А. И. Смульская, Е. Н. Терехов, Т. Б. Баянова	13
ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
Два генетических типа бокситов Центрального месторождения и их редкометальная минерализация (Сибирская платформа)	
Н. М. Боева, М. А. Макарова, Е. С. Шипилова, А. Д. Слукин, Ф. П. Мельников, О. В. Каримова, Н. С. Бортников	23
<sup>190</sup> Pt- <sup>4</sup> He-возраст самородных минералов платины Баимского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка	
Е. А. Власов, Е. С. Иванова, А. Г. Мочалов, О. В. Якубович	35
ГЕОХИМИЯ	
Растворимость пирохлора в растворах NaF при 800°C и P = 170-230 МПа	
А. Ф. Редькин, Н. П. Котова, Ю. Б. Шаповалов	42
Геохимия, обстановки формирования, состав и возраст протолита железисто-глиноземистых метапелитов Северо-Енисейского кряжа	
И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто	46
МИНЕРАЛОГИЯ	
Новый изоморфный ряд вагнерит–арсеновагнерит	
Н. Н. Кошлякова, И. В. Пеков, М. Ф. Вигасина, А. А. Агаханов, М. А. Назарова	56
ВУЛКАНОЛОГИЯ	
Вулканогенное цунами 15.01.2022 по данным глубоководных станций DART	
М. А. Носов, К. А. Семенцов, С. В. Колесов, В. В. Прядун	61
ГЕОДИНАМИКА	
Геодинамическая модель северной части Нижнеканского массива: разломная тектоника, деформации, изоляционные свойства пород	
А. Д. Гвишиани, В. Н. Татаринов, В. И. Кафтан, А. И. Маневич, В. А. Минаев, С. А. Устинов, Р. В. Шевчук	67
ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	
Новый вид тюленей рода <i>Pachyphoca</i> (Cystophorinae, Phocidae)	
из позднего миоцена Северного Кавказа К. К. Тарасенко	75
к. к. тирисство	15

# ГЕОФИЗИКА

Особенности влияния метеоусловий на деформационные процессы верхнего слоя земной коры

Г. И. Долгих, С. В. Яковенко, И. Е. Степочкин

Детектирование геомагнитного джерка 2020 г. по оперативным данным магнитных обсерваторий "Санкт-Петербург" и "Климовская"	
А. А. Соловьев, Д. В. Кудин, Р. В. Сидоров, А. Л. Котиков	85
СЕЙСМОЛОГИЯ	
Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности?	
П. Н. Шебалин, А. Д. Гвишиани, Б. А. Дзебоев, А. А. Скоркина	91
Новые данные о сейсмотектонике моря Лаптевых по наблюдениям донных сейсмостанций	
А. А. Крылов, Л. И. Лобковский, Д. Д. Рукавишникова, Б. В. Баранов, С. А. Ковачев, К. А. Дозорова, Н. В. Цуканов, И. П. Семилетов	98
ОКЕАНОЛОГИЯ	
Верификация данных дистанционного зондирования для определения природы углеводородов (на примере Баренцева моря)	
И. А. Немировская, А. Ю. Иванов	104
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ	
Мерзлота и газогидраты на Арктическом шельфе Восточной Сибири	
В. И. Богоявленский, А. В. Кишанков, А. Г. Казанин	110
Изменения периода навигации в арктических морях на Северном морском пути в 21 веке: байесовы оценки по расчетам с ансамблем климатических моделей	
М. Р. Парфенова, А. В. Елисеев, И. И. Мохов	118
ГЕОГРАФИЯ	
Подводная морфоструктура Валаамского архипелага в Ладожском озере: первые видеоизображения и количественные оценки	
М. А. Науменко, В. В. Гузиватый, Д. С. Дудакова, М. О. Дудаков, В. М. Анохин	126
Избыток редкоземельных элементов в растительных кормах как причина геофагии среди копытных в Горном Алтае	
А. М. Паничев, Н. В. Барановская, И. Ю. Чекрыжов, И. В. Серёдкин, Е. А. Вах, Е. В. Еловский	132
ГЕОЭКОЛОГИЯ	
Исследование аномального биогенного загрязнения Мраморного моря по спутниковым данным	
В. Г. Бондур, В. В. Замшин, О. И. Чверткова	138
Сезонная динамика современного потока углистых частиц в донные отложения озера Шира (юг Сибири), оцененная с помощью седиментационных ловушек	
Л. А. Бурдин, Д. Ю. Рогозин, А. Г. Дегерменджи	148
Роль лесов в реализации стратегии низкоуглеродного развития России	
А. В. Птичников, Е. А. Шварц, Г. А. Попова, А. С. Байбар	153

## Vol. 507, no. 1, 2022

## GEOLOGY

Structural Setting and Heterogeneous Deformation of the Mesoproterozoic Granite-Gneisses of the North Tianshan on the Example of the Karadjilga Massif (Kyrgyzstan)	
A. V. Kushnareva, A. K. Khudoley, D. V. Alexeiev, and E. O. Petrov	5
U-Pb Dating of Sill-Like Sheeted Bodies of the Early Kinematic Magmatic Diorite-Granodiorite Series within Nappe-Folded Ensemble of Svekofennides of the Ladoga Region	
Yu. A. Morozov, M. A. Matveev, T. V. Romanyuk, A. I. Smulskaya. E. N. Terekhov, and T. B. Bayanova	13
GEOLOGY OF ORE DEPOSITS	
Two Genetic Types Of Bauxites From The Central Deposit And Their Rare Metal Mineralization (Siberian Platform)	
N. M. Boeva, M. A. Makarova, E. S. Shipilova, A. D. Slukin, F. P. Melnikov, O. V. Karimova, and N. S. Bortnikov	23
<sup>90</sup> PT- <sup>4</sup> He Dating of Native Platinum Minerals of the Baimka Gold Placer Cluster, Western Chukotka E. A. Vlasov, E. S. Ivanova, A. G. Mochalov, and O. V. Yakubovich	35
GEOCHEMISTRY	
Pyrochlore Solubility in NaF solutions at 800°C and 170 to 230 MPa	
A. F. Redkin, N. P. Kotova, and Yu. B. Shapovalov	42
Geochemistry, formation settings, composition and Age of Pro-Tolith for the Fe- and Al-Rich Metapelites of the North Yenisei Ridge	
I. I. Likhanov and V. V. Reverdatto	46
MINERALOGY	
The Novel Solid Solution Between Wagnerite and Arsenowagnerite	
N. N. Koshlyakova, I. V. Pekov, M. F. Vigasina, A. A. Agakhanov, and M. A. Nazarova	56
VOLCANOLOGY	
Volcanogenic Tsunami on January 15.01.2022 Based On The Deep-ocean Dart Stations Records	
M. A. Nosov, K. A. Sementsov, S. V. Kolesov, and V. V. Pryadun	61
GEODYNAMICS	
Geodynamic Model of the Northern Part of the Nizhnekansk Massif: Fault Tectonics, Deformations, Insulation Properties of Rocksdisplacements	
A. D. Gvishiani, V. N. Tatarinov, V. I. Kaftan, A. I. Manevich, V. A. Minaev,	67
S. A. Usunov, and K. V. Snevchuk	07
PALEONTOLOGY	
A New Species of the Seals of the Genus Pachyphoca (Cysto-Phorinae, Phocidae) from the Late Miocene of the North Caucasus	
K. K. Tarasenko	75
GEOPHYSICS	
Features of the Influence of Weather Conditions on the Deformation Processes	

of the Upper Layer of the Earth's Crust

G. I. Dolgikh, S. V. Yakovenko, and I. E. Stepochkin

Detecting the 2020 Geomagnetic Jerk Using The Near Real-time Data from the "Saint Petersburg" and "Klimovskava" Magnetic Observatories	
A. A. Soloviev, D. V. Kudin, R. V. Sidorov, and A. L. Kotikov	85
SEISMOLOGY	
Why are New Approaches to Seismic Hazard Assessment Required?	
P. N. Shebalin, A. D. Gvishiani, B. A. Dzeboev, and A. A. Skorkina	91
New Data on Seismotectonics of the Laptev Sea from Observations by Ocean Bottom Seismographs	
A. A. Krylov, L. I. Lobkovsky, D. D. Rukavishnikova, B. V. Baranov, S. A. Kovachev, K. A. Dozorova, N. V. Tsukanov, and I. P. Semiletov	98
OCEANOLOGY	
Verification of Remote Sensing Data for Determining the Nature of Hydrocarbons (on the Example of the Barents Sea)	
I. A. Nemirovskaya and A. Yu. Ivanov	104
CLIMATIC PROCESSES	
Permafrost and Gas Hydrates on the East Siberian Arctic Shelf	
V. I. Bogoyavlensky, A. V. Kishankov, and A. G. Kazanin	110
Changes in the Duration of Navigation Period in the Arctic Seas Along the Northern Sea Route in the 21st Century: Bayesian Estimates Based on Calculations with an Ensemble of Climate Models	
M. Parfenova, A. V. Eliseev, and I. I. Mokhov	118
GEOGRAPHY	
Bottom Morphostructure of the Valaam Archipelago in Lake Ladoga: the First Video Images and Quantitative Assessments	
M. A. Naumenko, V. V. Guzivaty, D. S. Dudakova, M. O. Dudakov, and V. M. Anokhin	126
Excess of Rare-Earth Elements In Plant Foods as a Cause of Geophygy Among Ungulates in the Gorny Altay	
A. M. Panichev, N. V. Baranovskaya, I. Ju. Chekryzhov, I. V. Seryodkin, and E. A. Vakh	132
GEOECOLOGY	
Studying of Anomalous Biogenic Pollution of the Sea o Marmara Using Satellite Data	
V. G. Bondur, V. V. Zamshin, and O. I. Chvertkova	138
Recent Seasonal Dynamics of Charcoal Particles Flux into the Sediments of Lake Shira (South Siberia) Estimated by Sedimentation Traps	
L. A. Burdin, D. Y. Rogozin, and A. G. Degermendzhy	148
The Role of Forests in the Implementation of the Russia's Low-Carbon Development Strategy	
A. V. Ptichnikov, E. A. Shvarts, G. A. Popova, and A. S. Baibar	153

=

УДК 551.243.8

# СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И НЕОДНОРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ НА ПРИМЕРЕ КАРАДЖИЛГИНСКОГО МАССИВА (КЫРГЫЗСТАН)

© 2022 г. А. В. Кушнарева<sup>1,2,\*</sup>, А. К. Худолей<sup>1</sup>, Д. В. Алексеев<sup>2</sup>, Е. О. Петров<sup>3</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 24.06.2022 г. Поступило 24.06.2022 г. После доработки 21.07.2022 г.

Принято к публикации 24.07.2022 г.

Детальное структурно-геологическое картирование показало, что мезопротерозойский Караджилгинский гранито-гнейсовый массив Северного Тянь-Шаня является пластовым интрузивным телом, субсогласным напластованию вмещающих метаосадочных толщ. Массив имеет сложное внутреннее строение с широкими вариациями степени деформированности пород – от неразгнейсованных гранитов до милонитов. Границы зон в различной степени деформированных пород, как и поверхности гнейсовидности, ориентированы субпараллельно контактам массива и изогнуты в единую синклиналь совместно с породами осадочной рамы. Полученный возраст гранитов 1121  $\pm$  13 млн лет (U–Th–Pb-метод, SHRIMP) близок к ранее полученным оценкам возрастов гранито-гнейсов (~1090–1130 млн лет), свидетельствуя, что, вне зависимости от степени деформированности, все породы массива принадлежат к единому магматическому комплексу.

*Ключевые слова:* мезопротерозой, гранитоиды, неоднородные деформации, U–Th–Pb-возраст, структурная эволюция, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739722601284

Раннепалеозойский ороген киргизского Северного Тянь-Шаня (СТШ), нахоляшийся в югозападной части Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) складчатого пояса, представляет сложно построенный аккреционный коллаж, образованный фрагментами докембрийских микроконтинентов, раннепалеозойских офиолитов, островных дуг и метаморфических комплексов. Разнородные блоки были спаяны вместе в ходе нескольких аккреционных событий в кембрийское и ордовикское время и претерпели дальнейшую переработку в островодужных и коллизионных обстановках в среднем и позднем палеозое [1, 2, 4, 9]. Протерозойские метаосадочные толщи и гранито-гнейсы, представляющие выходы фундамента Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, развиты преимущественно в пределах Макбальского и Бурханского антиклинориев, протягивающихся от западной части Киргизского хребта до районов южнее оз. Иссык-Куль (рис. 1). Внутреннее строение этих комплексов, отражающих наиболее ранние эпизоды эволюции СТШ, этапы и возраста их деформаций и позиция в структуре орогена остаются слабо охарактеризованными. Основной задачей настоящего исследования было изучение деформационных структур и тектонической позиции мезопротерозойских гранито-гнейсов Караджилгинского массива, обнажающегося в южном обрамлении Макбальского антиклинория на западе Киргизского хребта (рис. 1, 2).

Мезопротерозойский Караджилгинский массив — один из наиболее представительных и хорошо обнаженных в Северном Тянь-Шане, имеет размеры  $18 \times 5$  км и удлинен в ЗСЗ-направлении субпараллельно простиранию складчатых структур (рис. 2). Массив слагают в различной степени деформированные породы от гранитов до милонитов. Характерны зоны милонитов. Для гнейсовидных гранитов ранее были получены оценки возраста 1131 ± 4, 1102 ± 7 и 1094 ± 8 млн лет (U— Th—Pb-метод, ID-TIMS и SHRIMP), определяю-

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

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Всероссийский научно-исследовательский

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

<sup>\*</sup>E-mail: nastaskush@gmail.com



**Рис. 1.** Геологическая карта Северного Тянь-Шаня (СТШ) [9] с изменениями. На врезке – положение СТШ в структуре Урало-Монгольского пояса. *1*–*9* – СТШ: *1* – палео(?)- и мезопротерозойские метаморфические толщи; *2* – мезопротерозойские гранито-гнейсы; *3* – неопротерозойские, кембрийские и нижнеордовикские метаморфические толщи; *4* – кембрийские и нижнеордовикские вулканиты континентального блока (*a*) и океанической дуги и офиолитов Киргизско-Терскейской зоны (*б*); *5* – неопротерозойские и раннепалеозойские толщи Каратау-Таласской зоны; *6* – терригенные и вулканические толщи ордовика и силура; *7* – раннепалеозойские гранитоиды; *8* – верхнепалеозойские терригенные (*a*) и вулканогенные (*б*) толщи; *9* – позднепалеозойские гранитоиды; *10* – Срединный Тянь-Шань; *11* – Южный Тянь-Шань; *12* – мезозой и кайнозой (*a*), водоем, ледник (*б*); *13* – разлом; *14* – государственная граница; *15* – город. МА – Макбальский антиклинорий, БА – Бурханский антиклинорий, СТШ, СрТШ и ЮТШ – Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань соответственно, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, ЛН – Линия Николаева, ЮТС – Южно-Тянь-Шаньская сутура, ВЕП – Восточно-Европейская платформа, КНР – Китайская Народная Республика.

щие возраст пород как позднемезопротерозойский и свидетельствующие о формировании гранитоидов в течение гренвильского тектонического цикла [3, 4, 11]. Неразгнейсованные граниты ранее не датировались. На геологических картах они объединяются в единые поля с гранито-гнейсами [6] или обозначены как палеозойские интрузии [8].

Караджилгинский массив находится в мульде синклинальной складки, сложенной мраморизованными известняками, доломитами и сланцами ортотауской свиты. В породах комплекса проявлены процессы серицитизации, микроклинизации, а во вмещающих терригенных отложениях филлитизация пород. В литературе рассматриваются две модели строения массива. Согласно первой модели, массив является интрузивным телом и прорывает породы ортотауской свиты [1, 7]. Вторая модель основывается на вероятной тектонической природе контактов и предполагает, что массив представляет аллохтонную пластину, а осадочные породы рамы имеют более молодой возраст, чем гранитоиды [2, 4].

При проведении исследования решались следующие задачи: 1) изучение структурной позиции Караджилгинского массива и его соотношений с обрамляющими осадочными толщами; 2) расшифровка деформационных структур в пределах массива; 3) кинематический анализ деформаций в гранито-гнейсах и милонитах; и 4) уточнение возрастов наименее деформированных гранитоидов, ранее картировавшихся как палеозойские [8], и вмещающих толщ. В ходе структурных исследований проводились детальное картирование, замеры плоскостных и линейных элементов в гранитоидах и осадочных толщах, а также отбор ориентированных образцов для микроструктурного анализа. Для каждого из 120 образцов, отобранных вдоль нескольких профилей вкрест простирания структуры, было изготовлено по 2 шлифа во взаимно перпендикулярных плоскостях, ориентированных перпендикулярно гнейсовидности по направлению ее падения и простирания. Точки отбора ориентированных образцов обозначены на карте (рис. 2).

Детальное картирование позволило на нескольких участках установить интрузивные кон-



**Рис. 2.** Схема геологического строения Караджилгинского массива с выделенными деформационными разностями. *1* – породы ортотауской свиты на карте (а) и на разрезах (б); *2*–*5* – деформационные разности гранитоидов на карте (а) и на разрезах (б): *2* – неразгнейсованные граниты, *3* – гнейсовидные граниты, *4* – гранито-гнейсы, *5* – милониты; *6* – ориентировка сланцеватости (а), гнейсовидности (б) и линейности (в); *7* – точки отбора ориентированных образцов (*a*), точки наблюдения интрузивных контактов (*b*); *8* – места отбора проб для геохронологических исследований: авторов (*a*), по [3, 11] (*b*). На врезке: ориентировка гнейсовидности в Караджилгинском массиве и рассчитанного шарнира складки. Равноплощадная проекция (сетка Шмидта), нижняя полусфера.

такты Караджилгинского массива с вмещающими метаосадочными породами ортотауской свиты (рис. 2, 3). Интрузивная природа контактов подтверждается наличием апофиз гранитоидов во вмещающих породах и широким развитием контактовых метасоматитов. Поверхность контакта массива и на крыльях, и на замыкании синклинали, образованной вмещающими породами ортотауской свиты, ориентирована субсогласно слоистости вмещающих осадочных толщ. Наблюдаемые соотношения предполагают, что изначально интрузив представлял пластовое тело — силл или



**Рис. 3.** Интрузивный контакт гранито-гнейсов Караджилгинского массива и вмещающих песчаников (а), и сланцев (б) ортотауской свиты. Расположение точек наблюдения показано на рис. 2.

лакколит, внедрившийся субпараллельно слоистости осадочных пород, и в дальнейшем был деформирован совместно с ними в единую синклинальную складку. Тектонические нарушения и зоны милонитов, спорадически развитые вблизи контакта преимущественно в западной части массива, по-видимому, представляют локальные срывы, развивавшиеся в процессе деформаций на границе пород с различными реологическими свойствами.

Проведенные структурные исследования выявили сложное строение Караджилгинского массива, обусловленное неоднородной деформированностью пород в его пределах. Для целей структурного картирования массива нами выделялись четыре разновидности пород, различающиеся по степени деформированности и легко определяемые в обнажениях [12]. К ним относятся: неразгнейсованные граниты (в дальнейшем просто граниты), гнейсовидные граниты (foliated granite), гранито-гнейсы и милониты (рис. 4).

Граниты имеют мелко-, средне- или крупнокристаллическую структуру, иногда с порфировидными выделениями полевого шпата. Породы лишены макроскопических признаков деформации и разгнейсования (рис. 4 а). В шлифах иногда отмечаются незначительные деформации, выражающиеся в серицитизации полевого шпата и волнистом погасании кварца. К гнейсовидным гранитам отнесены породы с незначительной переориентировкой и уплощением кристаллов полевого шпата и кварца, и отчетливой переориентировкой слюдистых минералов (рис. 4 б). Гранитогнейсы характеризуются отчетливо выраженным удлинением и единой ориентировкой кристаллов полевого шпата и кварца, а также значительной перекристаллизацией пород (рис. 4 в). Милониты распознаются по тонкой полосчатости, отражаюшей максимальную степень тектонической переработки и перекристаллизации, тонкой зернистости, наиболее сильному уплощению и удлинению кристаллов, часто сопровождающихся их дефрагментацией (рис. 4 г). Оценка степени деформированности пород проводилась визуально в обнажениях и уточнялась при изучении шлифов. Полевые наблюдения показывают, что перечисленные разновидности пород связаны между собой постепенными переходами, и это предполагает их принадлежность к единому магматическому комплексу. Однако неопределенность в вопросе о возможном присутствии палеозойских интрузий в пределах Караджилгинского массива [8] требует уточнения возраста гранитов.

Для геохронологического исследования была отобрана проба 19–52 (42°38'12.6" с.ш. 72°10'30.9" в.д.) из крупнозернистого гранита без признаков разгнейсования (рис. 4 а) на северном фланге Караджилгинского массива (рис. 2). U– Th–Pb-датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном высокоразрешающем микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Результаты анализов приведены в табл. 1 и на рис. 5.

Изучение на электронном микроскопе CamScan MX 2500S показало, что кристаллы циркона имеют близкую к идиоморфной форму с хорошо сохранившимися гранями. Размер кристаллов составляет 100–300 мкм; коэффициент удлинения варьирует в пределах 1.2–5. В режиме катодолюминесценции цирконы имеют свечение



**Рис. 4.** Деформационные разности пород Караджилгинского массива со схематичной расшифровкой структуры (верхний ряд соответствует макрофотографиям, нижний – микрофотографиям с включенным анализатором): а – гранит, б – гнейсовидный гранит, в – гранито-гнейс, г – милонит.



**Рис. 5.** (а) Микрофотографии кристаллов циркона из пробы гранита 19–52, выполненные в режиме катодолюминесценции. Кружками обозначены датированные участки. Номера зерен отвечают номерам анализов в табл. 1. (б) Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы 19-52. Аналитические данные приведены в табл. 1.

#### КУШНАРЕВА и др.

			urbi i i	o np o n			0 111	1011	сопедер		цпрп		51 19 02		
	201	Соде	ржані	ие, г/т		Изот	опные о	отноц	цения			Во	зраст, млн	лет	
N⁰	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> %	U	Th	<sup>206</sup> Pb*	$\frac{\frac{^{207}}{Pb^{*}}}{\frac{^{206}}{Pb^{*}}}$	± %	$\frac{{}^{207}\text{Pb*}}{{}^{235}\text{U}}$	± %	$\frac{{}^{206}\text{Pb*}}{{}^{238}\text{U}}$	± %	Rho	$\frac{\frac{207}{Pb}}{\frac{235}{U}}$	$\frac{\frac{206}{Pb}}{\frac{238}{U}}$	$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}$	D %
1.1	0.13	325	247	53.8	0.0761	1.2	2.02	1.5	0.193	0.77	0.5	$1124\pm10$	1137 ± 8	$1098 \pm 25$	-4
2.1	0.12	676	545	110	0.0774	0.8	2.02	1.1	0.189	0.66	0.6	$1122 \pm 7$	$1118\pm7$	$1130\pm17$	1
6.1	0.08	833	926	138	0.0768	0.7	2.05	1.0	0.193	0.64	0.7	$1132\pm7$	$1140\pm7$	$1116\pm14$	-2
8.1	—	313	142	51	0.0786	1.3	2.05	1.5	0.189	0.79	0.5	$1133\pm10$	$1118\pm8$	$1162\pm25$	4
9.1	—	571	278	94	0.0769	0.8	2.03	1.1	0.192	0.70	0.7	$1126 \pm 7$	$1131 \pm 7$	$1117 \pm 16$	-1
11.1	0.12	297	297	48.1	0.0776	1.3	2.02	1.5	0.189	0.79	0.5	$1121\pm10$	$1113\pm8$	$1136\pm26$	2
3.1	0.15	512	242	77.2	0.0777	1.1	1.88	1.3	0.176	0.70	0.5	$1075\pm9$	$1043\pm7$	$1139\pm21$	8
4.1	1.35	349	235	56.6	0.0776	2.3	2.02	2.4	0.189	0.77	0.3	$1122\pm16$	$1115\pm8$	$1137\pm45$	2
5.1	0.43	894	491	133	0.0757	1.0	1.81	1.2	0.173	0.62	0.5	$1048\pm 8$	$1030\pm6$	$1086\pm20$	5
10.1	1.46	496	201	62	0.0786	2.3	1.58	2.8	0.146	1.61	0.6	961 ± 18	$876 \pm 13$	$1162\pm46$	25
7.1	9.38	339	180	57.1	0.0763	32.9	2.06	33.2	0.196	3.85	0.1	$1136\pm227$	$1155\pm41$	$1102\pm659$	-5
12.1	6.20	792	450	129	0.0744	8.3	1.95	8.3	0.190	1.02	0.1	$1097\pm56$	$1121 \pm 11$	$1051 \pm 167$	-7

Таблица 1. Результаты геохронологических U-Th-Pb исследований циркона из пробы 19-52

 $Pb_c$  – обыкновенный Pb; Pb\* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок  ${}^{207}Pb/{}^{235}U - {}^{206}Pb/{}^{238}U$ . Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1 $\sigma$ . Номера анализов в таблице соответствуют номерам зерен на рис. 5 а. D – дискордантность  $100x(1-(возраст^{206}Pb/{}^{238}U)/(возраст^{207}Pb/{}^{206}Pb))$ . При расчете среднего возраста по отношению  ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$  учитывались только анализы с дискордантностью менее 5% (1.1, 2.1, 6.1, 8.1, 9.1 и 11.1). На график с конкордией (рис. 5 б) не вынесены анализы 7.1 и 12.1 с высокими значениями  ${}^{206}Pb_c$  и большими ошибками.

от слабого до умеренного. Для внутреннего строения зерен характерна осцилляторная зональность с элементами секторальной, что типично для цирконов магматического происхождения (рис. 5 а). Метаморфические каймы не наблюдались. На магматическое происхождение кристаллов указывают и высокие значения Th/U-отношения, изменяющиеся в пределах 0.4-1.1 [14]. Было произведено датирование 12 зерен. Расположение на диаграмме с конкордией эллипсов, отвечающих изотопному составу 10 зерен циркона, аппроксимируется дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $1121 \pm 13$  млн лет при СКВО = 1.14 (рис. 5 б, табл. 1), принимаемому нами за возраст кристаллизации гранитов. Два зерна, не учтенные при расчете возраста и не вынесенные на диаграмму, характеризуются большой ошибкой и не влияют на определение возраста и величину ошибки (табл. 1). Средний возраст по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, рассчитанный по шести анализам, имеющим дискордантность менее 5%, равен  $1124 \pm 15$  млн лет при СКВО = 0.87.

Полученная оценка возраста гранита близка к оценкам возрастов гранито-гнейсов в других частях массива (рис. 2) [3, 11] и свидетельствует, что, независимо от степени деформированности, все гранитоиды Караджилгинского массива принадлежат к единому мезопротерозойскому магматическому комплексу. Предполагавшееся присутствие палеозойских гранитных интрузий в Караджилгинском массиве [8] нашими данными не подтверждается.

Основные характеристики внутреннего строения массива отражены на составленной карте (рис. 2). Породы с различной степенью деформированности слагают чередующиеся в плане зоны преимущественно ЗСЗ-простирания, ориентированные субпараллельно длинной оси массива, а на СЗ-окончании массива они образуют центриклинальное замыкание. На замыкании синклинали углы падения гнейсовидности варьируют от 20° до 60°, в целом повторяя ориентировку контактов массива и пластов во вмещающих толщах (рис. 2, разрез А–Б). На южном фланге массива преобладают северные падения гнейсовидности. а на северном фланге – южные падения. Шарнир складки, рассчитанный по диаграмме полюсов к гнейсовидности, погружается под углом 45° к юго-востоку (рис. 2, врезка). Близкие углы погружения шарнира около 30°-40° наблюдаются также в обнажениях на СЗ-окончании массива. Азимут простирания оси синклинали варьирует в пределах 270°-300°. В восточном направлении складка становится более сжатой с углами падения крыльев от 50° до субвертикальных и характеризуется заметно большим распространением наиболее деформированных пород – милонитов (рис. 2, разрез  $B-\Gamma$ ).

Субпараллельная ориентировка гнейсовидности, контактов массива и напластования во вмещающих толщах и совместная деформация их в единую синклинальную структуру, предполагают, что разгнейсование и сопутствующие пластические деформации предшествовали формированию синклинали и происходили в результате перемещений по пологим поверхностям в пределах пластового интрузивного тела. По данным [11], пластические деформации и формирование гнейсов и милонитов в мезопротерозойских массивах СТШ происходили вскоре после внедрения интрузивов, но вопрос о возрасте этих деформаций требует уточнения. Синклинальная складка, в которую смяты породы Караджилгинского массива (рис. 2), по своим морфологическим характеристикам сходна с крупными складками, наблюдаемыми в нижне-среднеордовикских толщах к северу от массива [4], свидетельствуя, что синклиналь могла быть сформирована в среднепозднеордовикское время в ходе каледонского орогенеза Северного Тянь-Шаня.

Микроструктурный анализ гранито-гнейсов и милонитов в шлифах показал широкое развитие зон с пластическими деформациями кварца, которые проявлены в виде волнистого погасания и субзерновой структуры [5, 15]. Преобладает порфирокластическая структура, где крупные порфирокласты окружены мелкими перекристаллизованными зернами. Зерна полевого шпата нередко разбиты трещинами, однако в большей части образцов гранито-гнейсов и милонитов порфирокласты ведут себя пластично: у зерен есть волнистое погасание и деформационные двойники, по которым развиваются кинкбанды. На микроуровне наблюдаются признаки пластической деформации кварца в ассоциации с компонентами хрупкой и хрупко-пластической деформацией полевого шпата. Переходная зона от хрупких к пластическим деформациям занимает широкий температурный диапазон. Для пород, богатых кварцем и полевым шпатом, этот переход соответствует интервалу примерно от 300° для кварца до 450°С для полевого шпата [10]. При повышении температуры, когда и полевой шпат, и кварц ведут себя пластично, начинается формирование гнейсов и милонитов.

Важными индикаторами направлений перемещений являются микроструктуры типа о и δ, C/S-структуры, слюдяные "рыбки" и асимметричные микроскладки. Анализ их ориентировки показывает, что на стадии формирования гнейсовидности перемещения происходили преимущественно в субмеридиональном направлении. Смещения в субширотном направлении, зафиксированные лишь в двух образцах, играли резко подчиненную роль.

Результаты проведенного исследования позволяют сделать следующие выводы. Караджилгинский массив, рассматривающийся нами как типовой для мезопротерозойских гнейсовых ком-

плексов Северного Тянь-Шаня, не является аллохтонной пластиной, а представляет интрузив, прорывающий мезопротерозойские осадочные толщи. Все гранитоиды, вне зависимости от степени деформированности, имеют близкие возрасты около 1.1 млрд лет; палеозойские граниты в массиве отсутствуют. Возраст терригенно-карбонатных пород ортотауской свиты, вмещающей массив, оценивается в пределах ~1170-1130 млн лет - по возрасту наиболее молодых зерен обломочного циркона в породах свиты [13] и возрасту прорывающих ее гранитов ([11] и эта статья). Караджилгинский массив изначально представлял пластовое интрузивное тело, внедрившееся субпараллельно напластованиям вмешающих толш. и в дальнейшем был совместно с ними деформирован в синклинальную складку. Массив имеет сложное строение и крайне неоднородный характер деформаций, выражающихся в чередовании зон гнейсов, милонитов и неразгнейсованных гранитов. Пластические деформации и разгнейсование происходили в результате перемещений в субмеридиональном направлении и локализовались вдоль пологих зон в пределах пластового интрузива до его изгиба в синклиналь.

Интрузивная природа и пластовая форма массивов, крайне неоднородное распределение пластических деформаций и присутствие разновозрастных структурных парагенезисов являются определяющими характеристиками мезопротерозойских гнейсовых комплексов Северного Тянь-Шаня.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензенту за конструктивные замечания.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-05-00252.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д., Киселев В.В., Максумова Р.А., Мезеин И.А., Пак Н.Т., Сабельников С.Е., Сакиев К.С. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, 2014. 280 с.
- 2. *Гесь М.Д.* Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: Институт геологии НАН КР, 2008. 159 с.
- 3. Деетярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): Структурное положение, строение, обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.
- 4. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальнико-

*ва Е.Б., Ковач В.П.* Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.

- 5. *Кирмасов А.В.* Основы структурного анализа. Москва: Научный мир, 2011. 367 с.
- 6. Осмонбетов К.О. (Ред) Геологическая карта Киргизской ССР, масштаб 1:500000. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1980.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Ред. Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Г. Т. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 357 с.
- 8. *Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В.* Геологическая карта Кыргызской республики, масштаб 1:500 000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2008.
- Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. V. 66. P. 93–115.
- Fossen H., Cavalcante G.C.G. Shear zones A review // Earth-Science Reviews. 2017. V. 171. P. 434–455.

- Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 272–295.
- Passchier C.W., Myers J.S., KrönerA. Field geology of high-grade gneiss terrains. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. 151 p.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltman R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.
- Rubatto D. Zircon: The Metamorphic Mineral // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2017. V. 83. P. 261–295.
- Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J. Atlas of Mylonites and related microstructures. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 322 p.

# STRUCTURAL SETTING AND HETEROGENEOUS DEFORMATION OF THE MESOPROTEROZOIC GRANITE-GNEISSES OF THE NORTH TIANSHAN ON THE EXAMPLE OF THE KARADJILGA MASSIF (KYRGYZSTAN)

## A. V. Kushnareva<sup>*a,b,#*</sup>, A. K. Khudoley<sup>*a*</sup>, D. V. Alexeiev<sup>*b*</sup>, and E. O. Petrov<sup>*c*</sup>

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

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

<sup>c</sup> Karpinsky All-Russian Scientific Research Geological Institute, St. Petersburg, Russian Federation

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

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev June 24, 2022

A detailed structural study showed that the Mesoproterozoic Karadjilga granite-gneiss massif of the Kyrgyz North Tianshan represents a sheet intrusive, sub-parallel with the bedding of the enclosing Mesoproterozoic metasedimentary strata. The massif has a complex internal structure with strain gradients from unfoliated granite to mylonite. The boundaries of the mylonite, gneiss, and unfoliated granite zones, as well as the foliation in gneisses are oriented sub-parallel to the contacts of the massif and are deformed into a single syncline together with the enclosing sedimentary strata. The obtained age of unfoliated granite 1121  $\pm$  13 Ma (U–Th–Pb method, SHRIMP), is close to the previously obtained age estimates for granite-gneisses (~1090–1130 Ma), and indicate that, regardless of the degree of deformation, all the rocks of the massif belong to a single igneous complex.

*Keywords:* Mesoproterozoic, granitoid, heterogeneous deformation, U–Th–Pb age, structural evolution, Tianshan

УДК 551.72 +550.93; 551.222; 551.243

# U—Pb-ДАТИРОВАНИЕ СИЛЛОПОДОБНЫХ (ПЛАСТИНЧАТЫХ) ТЕЛ РАННЕ-КИНЕМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ ГАББРОДИОРИТОВ-ГРАНОДИОРИТОВ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОМ АНСАМБЛЕ СВЕКОФЕННИД ПРИЛАДОЖЬЯ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов<sup>1,\*</sup>, М. А. Матвеев<sup>1</sup>, Т. В. Романюк<sup>1</sup>, А. И. Смульская<sup>1</sup>, Е. Н. Терехов<sup>2</sup>, Т. Б. Баянова<sup>3</sup>

Поступило 30.06.2022 г. После доработки 24.07.2022 г. Принято к публикации 25.07.2022 г.

Приводятся первые результаты геохронологического датирования специфических интрузивных тел силлоподобной формы ряда габбродиоритов-гранодиоритов на площади развития палеопротерозойского ладожского комплекса, обособленных на ранней стадии деформационно-метаморфической эволюции свекофеннид юго-восточной части Балтийского щита. Показана их принадлежность к покровно-складчатому структурному парагенезу Мейерской зоны, разделяющей северный и южный домены Приладожья, в виде пластинчатых магматических тел, заполняющих трещины оперения пологих надвигов. Сопоставляются результаты датирования циркона, полученные U–Pb-методом двумя технологиями, фиксирующие интервал проявления раннекинематической стадии свекофеннского тектогенеза и соответствующих ей плутоно-метаморфических событий около рубежа 1.87 млрд лет, а также временной рубеж проявления наложенной складчатости второго этапа деформаций (около 1.83 млрд лет).

*Ключевые слова:* Фенноскандинавский щит, палеопротерозой, свекофенский тектогенез, Майерская зона Приладожья, этапы деформаций, эпизоды магматической активности, силлоподобные тела, циркон, U–Pb-датирование

DOI: 10.31857/S2686739722601260

В Северном Приладожье (юго-восточная часть Фенноскандинавского щита) в качестве границы раздела между терригенно-вулканогенными образованиями палеопротерозоя, накапливавшимися на перикратонной окраине Карельского массива (ладожская серия, карелиды) и в пределах выделяемой рядом исследователей [1] свекофеннской ювенильной океанической коры (лахденпохская серия, собственно свекофенниды), Ш.К. Балтыбаевым с коллегами были выделены так называемый Мейерский надвиг и одноименная тектоническая зона, разделяющая северный и южный домены Приладожья [2]. Она входит в качестве составного элемента (рис. 1) в сутурную зону взаимодействия двух вышеназванных подразделений (зона Раахе-Ладога), и одновременно составляет часть дивергентной структуры "пальмового дерева" [3] всего подвижного пояса свекофеннид (пояс Саво). В структурном отношении Мейерская зона представляет собой широкую полосу (порядка 15 км) пологого залегания разрывно-складчатых форм, выделявшуюся ранее в виде "пояса покровных структур" [4]. Помимо картируемых разрывов шарьяжно-надвигового типа и лежачих склалок неотъемлемым элементом структуры этой зоны являются многочисленные метаинтрузивные тела пластинчатых форм и широкого спектра составов от габбро до лейкогранитов (рис. 2). Их пологое, в целом, залегание (от 10° до  $30^{\circ}$ ), многократное превышение протяженности (сотни метров и первые километры) над мощностью (несколько метров, первые десятки метров) и субсогласные или кососекущие соотношения с расслоенностью вмещающих гнейсов ладожской серии (рис. 3 а) позволяют их относить к силлоподобным интрузивным формам [5].

Эти пластинчатые тела широкого диапазона составов от габбродиоритов до лейкогранитов

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли Российской академии наук им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Мурманская обл., Россия

<sup>\*</sup>E-mail: yurymorozov49@mail.ru



Рис. 1. Схема строения юго-восточной части Балтийского щита: 1 – архей, 2 – палеопротерозой (карелиды и свекофенниды), 3 – комплекс ятулия-ливвия, 4 – гранитоиды палеопротерозойского возраста, 5 – граниты рапакиви, 6 – крупнейшие разломы. ЦФМ – Центрально-Финский массив. Прямоугольником выделено Северное Приладожье, буквой М и наклонной штриховкой – Мейерская зона.

относятся, по-видимому, к единой магматической серии (неопубликованные авторские данные), так как в отдельных телах установлены постепенные переходы между разностями изменчивой основности. Местами можно видеть, что базисные части таких тел бывают заметно более основного состава, вплоть до габбродиоритов, постепенно "раскисляясь" в сторону "кровли" до гранодиоритового или плагиогранитного состава. Это лает основания полагать, что лифференциация магматического расплава могла происходить in situ в камерах внедрения, роль которых в данном случае играли трещины отрыва, кулиснооперяющие поверхности сместителей картируемых пологих надвигов и шарьяжей (рис. 3 б). Трещины отрыва в шарьяжно-надвиговом структурном парагенезе с компонентой сдвига (транспрессия) в целом занимают пологое или субгоризонтальное положение и имеют разнополярное падение с гнейсоватостью, аналогично пространственному соотношению парагенетичных плоскостных текстур и трещин отрыва (рис. 3 а и 3 б. врезка). Субстрат этих тел преимушественно массивного сложения, равномернозернистый, без видимых следов закалки и активного взаимодействия с вмещающими породами, позже в значительных своих объемах был подвержен наложенному огнейсованию и гранитизации в виде мигматитовой полосчатости или жильных плагиогранитных инъекций. Время этих процессов неизвестно, но скорее всего они происходили на заключительных стадиях раннекинематического этапа, так как и сами пластинчатые тела этой серии, и их вторичная гнейсоватость с мигматитовой полосчатостью вместе с пологими надвиговыми зонами подверглись смятию в прямые складки субмеридионального простирания, относимые нами ко второму этапу (D2) свекофеннского тектогенеза [3]. При этом в отдельных местах было установлено, что вдоль осевых поверхностей этих складок также происходит обособление как в интрузивном субстрате, так и во вмещающих породах плагиогранитных прожилков, а в отдельных случаях ремобилизация гранодиоритового материала и формирование его палингенной производной близкого состава (рис. 3 б, 4).

Тот факт, что пластинчатые силлоподобные тела рассматриваемого масштаба и состава фиксируются только на площади Мейерской зоны

г	(MT)	Конт траци	цен- ія, г/т		Изотопнь	ые отношения	*	Возр	аст, млн л	лет**	
M₂ π/1	Навеска	Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ	% D
1	0.113	35.92	89.95	1365	$0.341\pm0.004$	$5.360\pm0.068$	$0.14303 \pm 0.00011$	$1828\pm23$	$1865\pm24$	$1884\pm1$	3.0
2	0.090	100.48	268.41	1961	$0.333 \pm 0.004$	$5.258\pm0.064$	$0.13661 \pm 0.00008$	$1840 \pm 22$	$1860\pm23$	$1884\pm1$	2.3

Таблица 1. Изотопные U-Pb-данные по циркону из массивного гранодиорита (проба ЛВ-1437)

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 нг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04\%$ . D – дискордантность. <sup>\*\*</sup>Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [6]. Все измеренные изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную  $0.12 \pm 0.04\%$ . Расчет координат точек и параметров изохрон проводился по программам К. Людвига [7, 8]. Вычисление возрастов сделано по принятым величинам констант распада урана [9].



**Рис. 2.** Упрощенная схема геологического строения южной части северного домена Приладожья с положением пластинчатых силлоподобных тел габбродиоритов-гранодиоритов в пределах Мейерской шарьяжно-надвиговой зоны. *1*–*2* – ладожская серия: *1* – гранат-содержащие гнейсы, *2* – слюдистые гнейсы; *3* – сортавальская серия; *4* – гранитогнейсы архея; *5* – вялимякский клинопироксенит-габбровый комплекс; *6* – путсарский габбро-монцодиоритовый комплекс; *7* – гранодиориты; *8* – габбродиориты; *9* – надвиги-шарьяжи выявленные и предполагаемые; *10* – поздние разрывы; *11* – озера; *12* – точки отбора проб.



**Рис. 3.** Соотношение пластинчатых тел гранодиоритов (розовый цвет) с расслоенностью вмещающих гнейсов в обнажении (а) и с шарьяжно-надвиговыми разрывными нарушениями на площади (б). *1* – тела гранодиоритов, *2* – тело палингенных гранодиоритов (точка ЛВ-1150), *3* – гранат-содержащие гнейсы, *4* – слюдистые гнейсы, *5* – элементы залегания расслоенности, *6* – шарьяжно-надвиговые разрывные нарушения, *7* – секущие поздние разрывы. На врезке схематично показаны ориентировки и соотношения плоскостных текстур и трещин отрыва в транспрессивном надвиго-правосдвиговом парагенезе.



**Рис. 4.** Фото (а) и зарисовки (б–в) обнажений интрузивных образований, парагенетичных со складками второго этапа деформаций: а–б – соотношение массивного палингенного гранодиорита (*I*) с огнейсованными разностями диорита (*2*, *3*, *4*) в пластиноподобном теле точки ЛВ-1150; в – плагиогранитная жила в метабазитах сортавальской серии (ЛВ-1851): *1* – амфиболит, *2* – плагиогранитная жила, *3* – микроклин-плагиоклазовый пегматит, *4* – точка опробования.

(вне ее пределов устанавливаются преимущественно субизометричные тела схожей формационной принадлежности, например, Путсарский комплекс, Вялимякская интрузия, массив Импиниеми и др. – рис. 2) и парагенетически связаны с ее внутренней структурой раннекинематического этапа, позволяет, благодаря площадному структурно-геологическому картированию, визуализировать общую ее конфигурацию в полосе между северным и южным доменами Приладожья (рис. 2). Не менее важным представляется определение временного интервала раннекинематического этапа через датирование зерен циркона как массивных, так и огнейсованных разностей этой магматической серии, а также фиксирование рубежа проявления наложенных деформаций второго этапа свекофеннского тектогенеза с помощью датирования синкинематических с ним палингенных и ультраметаморфических образований, что и является главной целью настоящей публикации.

Массивные разности средне-крупнозернистых гранодиоритов были опробованы в точке



**Рис. 5.** U–Pb-диаграмма с конкордией для навесок зерен циркона из гранодиоритов точки ЛВ-1437.



**Рис. 6.** Огнейсованные гранодиориты точки ЛВ-1875 (а), катодолюминесцентные изображения зерен циркона из них с разметками опробования (б) и диаграммы с конкордией для анализов по ядрам (в) и оболочкам (г) зерен циркона.



**Рис. 7.** Разметка зерен циркона (а) и диаграмма для определения U–Pb-конкордантного возраста по циркону (б) из массивной разности гранодиоритов точки ЛВ-1150.

	EC		.893	.906	.950	.964	.881	.960	.406	.902	.854	.861	.895	.822	.882	.889	.881	.951	.873	.719	.873	.933	.921	.895	.912	.805	.925	.935	.942	EC =	3 N3Me-	кинрж
	Ισ	%	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	cTb,	и вдо	COME
	∩ <sub>8€7</sub> /∗٩₫	907	0.3398	0.3399	0.3384	0.3364	0.3389	0.3333	0.1818	0.3413	0.3293	0.3349	0.3448	0.3201	0.3362	0.3338	0.3389	0.308	0.3346	0.3458	0.3387	0.3494	0.3333	0.3389	0.3333	0.3404	0.3395	0.3312	0.3438	рдантно	ена, исх	псиного
	lσ	%	1.6	1.5	1.4	1.4	1.5	1.4	3.3	1.5	1.6	1.6	1.5	1.7	1.6	1.6	1.6	3.2	1.6	1.9	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.7	1.5	1.4	1.4	дискс	нголы	IIUBbli
	∩ <sub>\$€7</sub> /∗٩d	207	5.402	5.301	5.306	5.312	5.374	5.247	2.716	5.32	5.232	5.356	5.425	5.047	5.236	5.271	5.323	4.82	5.218	5.6	5.358	5.472	5.228	5.336	5.278	5.441	5.401	5.204	5.401	- Д	свинец в	1И ИЗ-За
вин	Ια	%	0.71	0.64	0.45	0.37	0.73	0.39	3.1	0.66	0.82	0.83	0.69	0.94	0.74	0.72	0.75	0.97	0.76	1.3	0.77	0.53	0.58	0.69	0.62	10	0.55	0.51	0.48	венно;	бщий (	ислени
отноше	*99 <sup>7</sup> /*99	[ <sub>207</sub>	0.1153	0.1131	0.11373	0.11453	0.11502	0.11418	0.1083	0.11306	0.11521	0.11598	0.11412	0.1143	0.11296	0.11454	0.11389	0.1136	0.11311	0.1175	0.11474	0.11357	0.11376	0.11418	0.11483	0.1159	0.11538	0.11396	0.11394	COOTBETCT	кция на об	н дин выч.
енные	lσ	%	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	нца с	kopper	
1змере	۹d <sub>907</sub> /۱۹	852	2.943	2.942	2.955	2.973	2.951	3.001	5.499	2.93	3.036	2.986	2.9	3.124	2.974	2.996	2.95	3.247	2.989	2.892	2.953	2.862	e	2.95	Э	2.938	2.946	3.019	2.909	ю сви	0.34%;1	ПЬЗОВАВ Оботи
1	lα	%	0.63	0.61	0.44	0.37	0.66	0.38	2.1	0.6	0.45	0.71	0.65	0.79	0.65	0.69	0.68	0.97	0.56	1.2	0.75	0.5	0.52	0.66	0.51	0.72	0.46	0.49	0.46	генног	ВКИ – (	
	9d <sub>907</sub> /9d,	207	0.11661	0.11371	0.11396	0.11463	0.11737	0.11446	0.1169	0.1143	0.12802	0.1165	0.11481	0.11924	0.114	0.11482	0.11478	0.1138	0.11756	0.1198	0.11529	0.11417	0.11498	0.11487	0.11776	0.12654	0.11756	0.11444	0.11448	и радис	ый калибро	Нализы, на т — атъз зе
	lσ	%	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	1.3	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	1.3	1.4	1.3	бщего	цартно	CHDI a
	9d <sub>907</sub> /N <sub>8</sub>	533	2.939	2.94	2.954	2.972	2.943	ю	5.441	2.926	2.992	2.984	2.898	3.106	2.971	2.995	2.947	3.246	2.974	2.884	2.951	2.86	2.996	2.948	2.99	2.902	2.938	3.018	2.907	о вина	Ka crah	• 1 поста
	D	%	0	-2	-1	0	0	1	64	-2	ю	2	-2	4	ī	1	-1	7	1	0	0	-4	0	-1	1	0	0	1	-2	ждэто	Ошиб	оноф
	lσ	тет	13	12	8.1	6.6	13	7	56	12	15	15	12	17	13	13	13	18	14	24	14	9.6	11	12	11	18	9.9	9.2	8.7	ы П С	<sup>58</sup> U)).	CCPBIM
зраст	∩ <sub>907</sub> /9d∠ <sub>07</sub>	с ним	1885	1850	1859.9	1872.5	1880	1867	1772	1849	1883	1895	1866	1869	1848	1873	1862	1858	1850	1919	1876	1857.3	1860	1867	1877	1894	1885.9	1863.5	1863.1	щ Pb*	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>2</sup>	ОЛИЦАХ. Ч
Bo	lσ	лет	23	22	22	22	22	22	13	23	22	23	23	21	22	22	23	46	22	23	23	23	22	23	22	22	22	22	22	Pbc	/(10(	MX Tar
	0 <sup>862</sup> /d <sup>902</sup>	ним	1886	1886	1879	1869	1881	1854	1077	1893	1835	1862	1910	1790	1868	1857	1882	1731	1860	1915	1880	1932	1854	1882	1855	1889	1884	1844	1905	ີ.ໄ <u></u> σ;	/ <sup>238</sup> U)	з друг.
	$_{\rm T/T}*d^{\rm A00}$		77.8	83.8	165	235	137	210	330	83.5	139	59.4	74.6	113	70.8	64.5	66.7	116	96.2	112	69	130	109	106	116	143	146	129	151	ёний	<sup>00</sup> Pb*/	
	∩ <sub>8€7</sub> /ч⊥ <sub>Z€Z</sub>		0.29	0.33	0.17	0.37	0.19	0.27	0.30	0.28	0.49	0.14	0.10	0.06	0.18	0.20	0.20	0.46	0.04	0.36	0.19	0.37	0.20	0.29	0.18	0.36	0.18	0.03	0.27	измер	7)/((N	есь и д
	Th r/T		74	91	93	295	86	189	609	78	229	28	25	23	43	43	43	195	14	132	43	155	75	102	69	167	89	13	133	octh	<sup>cc2/</sup> *9	
	U I/T		266	287	568	814	470	733	2093	284	486	206	252	408	245	225	229	440	333	377	237	433	381	364	405	482	499	454	510	грещн	$\sigma(^{20/P}_{204_{\rm L}})$	т ии
	<sup>206</sup> Pbc (%)		0.15	0.07	0.03	0.01	0.27	0.03	1.06	0.14	1.47	0.06	0.08	0.57	0.12	0.03	0.10	0.03	0.51	0.27	0.06	0.07	0.14	0.08	0.34	1.21	0.25	0.06	0.06	ще. По	1)/(1 <sub>cc2</sub>	лито и /т
	Точки анализа в пробе		1.1	2.1	2.2	3.1	3.2	3.3	4.1	5.1	II-1.1	II-2.1	II-2.2	II-3.1	II-3.2	II-4.1	II-4.2	II-5.1	II-5.2	II-6.1	II-6.2	III-1.1	III-1.2	III-2.1	III-2.2	III-3.1	III-3.2	III-4.1	III-4.2	Примечан	$= (^{20/} Pb^*/$	DCHHBIA UL

Таблица 2. Изотопные U–Th–Pb-данные для зерен циркона из огнейсованных гранодиоритов (проба ЛB-1875)

							Возј	раст				ŀ	Ізмере	нны	е отно	шен	ия		
Точки анализа в пробе	<sup>206</sup> Pbc (%)	U г/т	Th г/т	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* г/т	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	D	U/ <sup>206</sup> Pb*	1σ	Pb*/ <sup>206</sup> Pb	1σ	'Pb*/ <sup>235</sup> U	1σ	'Pb*/ <sup>238</sup> U	1σ	EC
						млн.	лет	млн	лет	%	238	%	207	%	207	%	206	%	
1.1	0.04	255	29	0.12	72.7	1850	9	1846	14	0	3.009	0.5	0.1129	0.8	5.171	1.0	0.3323	0.5	0.6
2.1	0.05	297	101	0.35	83.9	1833	8	1822	13	-1	3.040	0.5	0.1114	0.7	5.051	0.9	0.3289	0.5	0.6
3.1	0.00	210	64	0.31	59.5	1841	11	1827	15	-1	3.025	0.7	0.1117	0.8	5.090	1.1	0.3306	0.7	0.6
4.1	0.03	365	135	0.38	103	1828	7	1801	12	-1	3.050	0.5	0.1101	0.7	4.977	0.8	0.3278	0.5	0.6
5.1	0.04	242	80	0.34	68.4	1829	9	1852	14	1	3.048	0.5	0.1133	0.8	5.123	1.0	0.3281	0.5	0.6
6.1	0.05	338	25	0.08	95.4	1832	8	1829	13	0	3.042	0.5	0.1118	0.7	5.068	0.8	0.3288	0.5	0.6
6.2	0.05	495	67	0.14	139	1826	6	1838	11	1	3.054	0.4	0.1124	0.6	5.072	0.7	0.3274	0.4	0.5
7.1	0.08	206	62	0.31	57.5	1813	11	1822	17	1	3.080	0.7	0.1114	1.0	4.987	1.2	0.3247	0.7	0.6
8.1	0.03	329	112	0.35	93.6	1842	9	1825	13	-1	3.023	0.6	0.1116	0.7	5.088	0.9	0.3308	0.6	0.6
9.1	0.02	525	218	0.43	147	1818	7	1812	10	0	3.069	0.5	0.1107	0.6	4.974	0.7	0.3258	0.5	0.6
9.2	0.18	710	123	0.18	200	1824	6	1831	10	0	3.057	0.4	0.1119	0.6	5.048	0.7	0.3271	0.4	0.5

Таблица 3. Изотопные U-Pb-данные зерен циркона из массивных гранодиоритов точки ЛВ-1150

Погрешность измерений 1 $\sigma$ ; Pbc и Pb\* – содержания общего и радиогенного свинца соответственно; D – дискордантность, EC =  $(^{207}$ Pb\*/ $^{235}$ U)/( $1\sigma(^{207}$ Pb\*/ $^{235}$ U))/( $^{206}$ Pb\*/ $^{238}$ U)/( $1\sigma(^{206}$ Pb\*/ $^{238}$ U)). Ошибка стандартной калибровки – 0.34%; коррекция на общий свинец выполнена, исходя из измеренных содержаний  $^{204}$ Pb.

ЛВ-1437 на о. Риеккалансаари в восточном обрамлении Сортавальского купола (рис. 2), где они местами секутся плоскими обособлениями (с ответвлениями) лейкогранитов и вместе с ними составляют пластиноподобное тело, которое имеет весьма пологое западное падение ( $A_{3_{пд}} = 250^{\circ} - 280^{\circ}/20^{\circ}$ ) контакта с вмещающими слюдистыми гнейсами, погружающимися в противоположном

направлении (Аз<sub>пд</sub> =  $110^{\circ}/70^{\circ}$ ). Из субстрата гранодиоритов были выделены призматические кристаллы циркона светло-желтого цвета со средними размерами —  $0.105 \times 0.07$  мм и слабой катодолюминесцентной зональностью. Их датирование проведено в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН U—Рb-методом с <sup>205</sup>Pb/<sup>235</sup>U-трассером



**Рис. 8.** Катодолюминесцентное изображение кристаллов циркона с разметкой кратеров (а) и диаграмма с конкордией для пробы ЛВ-1851 (б).

#### МОРОЗОВ и др.

ринвоор	JawiJierin	an 11y	cynic	арско		Ji yila (	pyn	цамен	14 (1)	JIKa	JID 10	51)							
							Воз	раст				]	Измере	нны	е отног	цени	1Я		
Точки анализа в пробе	<sup>206</sup> Pbc (%)	U г/т	Th г/т	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* r/T	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	D	<sup>206</sup> Pb*	1σ	Pb*/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>7</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>5</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	1σ	EC
						млн.	лет	млн	лет	%	238	%	207	%	203	%	200	%	
1.1	0.10	115	103	0.93	32.1	1814	14	1814	23	0	3.077	0.9	0.1109	1.3	4.970	1.6	0.3250	0.9	0.6
2.1	0.12	94	63	0.69	26.3	1812	13	1803	28	-1	3.080	0.8	0.1102	1.6	4.934	1.8	0.3246	0.8	0.5
2.2	0.16	74	51	0.71	20.9	1834	15	1843	35	0	3.038	1.0	0.1127	2.0	5.110	2.2	0.3291	1.0	0.4
3.1	0.16	74	62	0.86	21	1841	18	1843	29	0	3.026	1.1	0.1127	1.6	5.134	1.9	0.3305	1.1	0.6
4.1	0.16	73	52	0.73	20.8	1835	18	1849	29	1	3.036	1.1	0.1130	1.6	5.130	2.0	0.3293	1.1	0.6
4.2	0.20	57	31	0.56	16.3	1856	18	1826	34	-2	2.997	1.1	0.1116	1.9	5.140	2.2	0.3337	1.1	0.5
5.1	0.05	270	227	0.87	76.5	1839	8	1825	14	-1	3.029	0.5	0.1116	0.8	5.080	0.9	0.3302	0.5	0.6
5.2	0.03	418	338	0.83	117	1817	7	1833	11	1	3.071	0.4	0.1121	0.6	5.031	0.8	0.3256	0.4	0.6
6.1	13.88	1263	1078	0.88	138	670	5	1734	150	159	9.136	0.8	0.1061	8.0	1.600	8.0	0.1095	0.8	0.1
6.2	0.14	124	46	0.38	35.2	1836	12	1813	23	-1	3.034	0.8	0.1108	1.3	5.035	1.5	0.3296	0.8	0.5
7.1	0.90	537	559	1.08	153	1836	8	1830	21	0	3.035	0.5	0.1119	1.2	5.082	1.3	0.3295	0.5	0.4
7.2	2.14	621	483	0.80	167	1720	7	1843	41	7	3.270	0.4	0.1127	2.3	4.750	2.3	0.3058	0.4	0.2
8.1	0.00	133	88	0.68	37.1	1817	13	1829	20	1	3.071	0.8	0.1118	1.1	5.019	1.4	0.3256	0.8	0.6
8.2	0.05	169	103	0.63	48.3	1849	12	1825	18	-1	3.010	0.8	0.1116	1.0	5.111	1.2	0.3323	0.8	0.6
8.3	0.08	142	88	0.64	39.4	1803	11	1824	20	1	3.099	0.7	0.1115	1.1	4.961	1.3	0.3227	0.7	0.5
9.1	0.04	195	129	0.68	55.1	1832	10	1804	17	-2	3.043	0.6	0.1103	0.9	4.997	1.1	0.3286	0.6	0.6
9.2	0.03	446	282	0.65	126	1832	7	1820	11	-1	3.043	0.4	0.1112	0.6	5.040	0.7	0.3286	0.4	0.6

**Таблица 4.** Изотопные U—Pb-данные зерен циркона из плагиогранитной жилы в амфиболитах сортавальской серии в обрамлении Пусунсаарского выступа фундамента (точка ЛВ-1851)

Погрешность измерений 16; Pbc и Pb\* – содержания общего и радиогенного свинца соответственно; D – дискордантность,  $EC = ({}^{207}Pb*/{}^{235}U)/(1\sigma({}^{207}Pb*/{}^{235}U))/({}^{206}Pb*/{}^{238}U)/(1\sigma({}^{206}Pb*/{}^{238}U))$ . Ошибка стандартной калибровки – 0.34%; коррекция на общий свинец выполнена, исходя из измеренных содержаний  ${}^{204}$ Pb. Серым тоном маркированы анализы с высокой дискордантностью, которые не использовались для вычисления конкордантного возраста.

с использованием ионообменной хроматографии (табл. 1). В результате получен конкордантный возраст  $1870 \pm 5$  млн лет (рис. 5).

Огнейсованные разности гранодиоритов (рис. 6 а) были опробованы в окрестностях озера Лавоярви (точка ЛВ-1875). Выделенные зерна циркона, удлиненной призматической формы и бледно-коричневой окраски, отличались наличием ядер и оболочек, поэтому определение их изотопно-геохимических характеристик ocvществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ в МПР (С.-Петербург). Полученные раздельно для ядер и оболочек возрасты (табл. 2) показали незначительные различия — 1871.4 ± 8.8 и 1867 ±  $\pm$  7.4 млн лет (рис. 6 а, б), а их общий конкордантный возраст по 21 анализу составил 1870.2 ±  $\pm$  2.9 млн лет, что идентично определению в массивных разностях гранодиоритов точки ЛВ-1437.

Вместе с тем в одном из обнажений этого же участка (точка ЛВ-1150) были также опробованы массивные разности гранодиоритов, которые образуют широкую прямолинейную полосу (видимая мощность более 1 м), вытянутую в субмеридиональном направлении и ориентированную вдоль осевой плоскости складчатого изгиба второго этапа деформаций, образованного пластиноподобным телом огнейсованных диоритов, а также несколькими разрывными поверхностями картируемых пологих надвигов (рис. 3 б). Массивный и более крупнозернистый субстрат этой полосы помимо различий по составу с окружаюшими огнейсованными диоритами имеет заметно дискордантные соотношения с гнейсоватостью диоритов (рис. 4 а, б). Зерна циркона из этой разности были также датированы на ионном микрозонде SHRIMP-II (табл. 3) и для них был получен заметно более молодой конкордантный возраст - $1828.6 \pm 4.3$  млн лет (рис. 7). Исходя из этого мы допускаем их палингенный генезис, связанный с тектоно-термальными преобразованиями второй деформационной стадии свекофеннского тектогенеза, близкой к рубежу 1.83 млрд лет.

Здесь уместно отметить, что близкий возраст был получен нами за пределами Мейерской зоны в плагиогранитной жиле, секущей амфиболиты сортавальской серии (рис. 4 в) в обрамлении куполовидного выступа о. Пусунсаари (г. Питкяранта), также как и в точке ЛВ-1150, субмеридиональной ориентировки, соответствующей трендам осевых поверхностей складок второго этапа деформаций. Выделенные кристаллы циркона с четкой осцилляторной зональностью (рис. 8 а) были проанализированы на ионном микрозонде SHRIMP-II (табл. 4) и показали конкордантный возраст 1827.9  $\pm$  млн лет (рис. 8 б).

Таким образом, исходя из датировок пластинчатых тел серии габбро-диоритов-гранодиоритов, вхоляших в качестве полноценного структурного элемента в покровно-складчатый парагенез Мейерской зоны, раннекинематический этап проявления свекофеннского тектогенеза в Северном Приладожье охватывает некоторый временной интервал вокруг рубежа 1.87 млрд лет. На это же время приходится и проявление синдеформационного пика регионального метаморфизма  $(1871.3 \pm 1.9 \text{ млн л.})$ , установленного по метаморфогенному монациту в метавулканитах ладожской серии [10]. Наложенные процессы продолжавшейся гранитизации и проявлений палингенеза, выявленные в комплексе диоритов-гранодиоритов, судя по пространственным соотношениям, синхронны с формированием региональной складчатости второго этапа деформаций – около рубежа 1.83 млрд лет, когда в юго-восточной части сутуры на площади Финляндии был проявлен пик регионального метаморфизма и мигматизации [11]. Важно отметить, что полученные датировки раннекинематических пластиноподобных тел габбродиоритов-гранодиоритов оказались моложе начала становления крупных магматических массивов, расположенных севернее и южнее Мейерской зоны (габброиды ранней фазы внедрения путсарского комплекса —  $1884 \pm 10$  млн лет, диориты массива Каоламо —  $1883.3 \pm 5.2$  млн лет, монцодиориты Вялимякского массива —  $1891 \pm 4.9$  млн лет), но близки возрастам диоритов и монцодиоритов поздних фаз путсарского комплекса —  $1867.2 \pm 5.5$ и 1869  $\pm$  7.7 млн лет, гранодиоритов массива Импиниеми —  $1871 \pm 12$  млн лет, а также эндербитам куркиекского и тоналит-диоритам лауватсарского комплексов [12]. Отмеченные различия и близость возрастов в значительной степени коррелируются с региональной структурно-тектонической позицией тел (в дивергентно-веерной общей структуре пояса) и с формами локализации магматического материала (плутонические и пластинчатые), которые, в свою очередь, несомненно, контролируются синмагматической деформационной обстановкой.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках исследований по темам госзаданий ИФЗ РАН и ГИН РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Park A.F., Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J. Tectonic evolution at an early proterozoic continental margin: The Svecokarelides of eastern Finland // Journal of Geodynamics. 1984. V. 1. № 3–5. P. 359–386.
- 2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
- Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смульская А.И. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе «чехол – фундамент» // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 162–180.
- 4. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
- 5. Морозов Ю.А., Мухамедиев Ш.А., Галыбин А.Н., Смульская А.И. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
- 6. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Ludwig K.R. (b) PBDAT A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope Data. Version 1.22 // Open-file report 88-542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
- 8. *Ludwig K.R.* (a) ISOPLOT/Ex A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 1a. 1999. 49 p.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Вулканиты в свекофеннидах Северного Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3–19.
- 11. Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland Bull. 1988.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. U-Рь цирконовое датирование синорогенных габбродиоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1999. Вып. 3 (№ 21). С. 23–31.

## U-Pb DATING OF SILL-LIKE SHEETED BODIES OF THE EARLY KINEMATIC MAGMATIC DIORITE-GRANODIORITE SERIES WITHIN NAPPE-FOLDED ENSEMBLE OF SVEKOFENNIDES OF THE LADOGA REGION

# Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov<sup>*a*,#</sup>, M. A. Matveev<sup>*a*</sup>, T. V. Romanyuk<sup>*a*</sup>, A. I. Smulskaya<sup>*a*</sup>, E. N. Terekhov<sup>*b*</sup>, and T. B. Bayanova<sup>*c*</sup>

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

<sup>c</sup> Geological Institute of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk district, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: yurymorozov49@mail.ru

The first results of geochronological dating of specific sill-like intrusive bodies of the gabbro-diorite-granodiorite series in the development area of the Paleoproterozoic Ladoga complex, isolated at an early stage of deformation-metamorphic evolution of the svecofennides of the south-eastern part of the Fennoscandinavian Shield are presented. It is shown that they belong to the thrust-fold structural paragenesis of the Meyer zone, separating the northern and southern domains of the Ladoga region, in the form of lamellar magmatic bodies filling the feathering fractures of the thrusts. Dating of zircons obtained in U–Pb systematics by two techniques is compared, fixing the interval of manifestation of the early kinematic stage of Svecofennian tectogenesis and its corresponding plutonic-metamorphic events around the boundary of 1.87 Ma, as well as the time boundary of manifestation of superimposed folding of the second deformation stage (about 1.83 Ma).

*Keywords:* Fennoscandinavian shield, Paleoproterozoic, Svecofennian tectogenesis, Mayer suture zone of the Ladoga region, stages of deformations, stages of igneous-metamorphic activity, sill-like bodies, zircon, U–Pb dating

——— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 553.21

## ДВА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПА БОКСИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© 2022 г. Н. М. Боева<sup>1,\*</sup>, М. А. Макарова<sup>1</sup>, Е. С. Шипилова<sup>1</sup>, А. Д. Слукин<sup>1</sup>, Ф. П. Мельников<sup>1</sup>, О. В. Каримова<sup>1</sup>, Академик РАН Н. С. Бортников<sup>1</sup>

Поступило 10.07.2022 г. После доработки 07.08.2022 г. Принято к публикации 08.08.2022 г.

Центральное месторождение бокситов на территории РФ является уникальным геологическим объектом. На нем присутствуют как исходные, латеритные бокситы, так и продукты их переотложения, латеритно-осадочные бокситы. Сравнительная характеристика остаточных латеритных бокситов *in situ* и латеритно-осадочных образований, изучение морфологии рудообразующих минералов бокситов и их состава дало возможность максимально достоверно восстановить генезис латеритных профилей и осадочных бокситоносных отложений, что имеет универсальное значение для познания подобных гипергенных полезных ископаемых. На примере месторождения Центральное Чадобецкого поднятия показана перспектива использования бокситов для попутного извлечения РЗЭ при их добыче.

*Ключевые слова:* боксит, латеритная кора выветривания, гиббсит, редкие и редкоземельные элементы **DOI:** 10.31857/S2686739722601648

#### введение

Месторождения бокситов, традиционно являвшиеся основным источником алюминия, в последнее время стали объектами пристального внимания из-за значительного содержания в них редкоземельных элементов (РЗЭ) – лантаноидов + + Sc + Y. Как правило, бокситы не рассматриваются как потенциальный источник РЗЭ. При разведке месторождений учитываются запасы только алюминия и галлия. В России повышенной редкометаллоносностью характеризуются осадочные бокситы Северо-Уральского, Южно-Уральского, Северо-Онежского районов, а также бокситы Среднего Тимана, где выявлен разнообразный комплекс редких металлов (Ga. Sc. Y. Cd. V, REE). В бокситах Тимана их содержания варьируют от 33 до 1007 г/т, на Сосьвинском месторождении содержание скандия достигает 72.65 г/т [1]. Средние содержания РЗЭ в бокситах Ворыквинской площади 600 г/т, максимальные – 3800-7900 г/т [2]. Многие месторождения карстовых бокситов обогащены РЗЭ, часто их концентрации являются экономически выгодными в качестве побочных продуктов при производстве глинозема. В месторождениях карстовых бокситов Китая концентрации РЗЭ варьируются в широких пределах, от 17 до 3610 г/т [3]. По данным, полученным китайскими геологами, пригодными для переработки рудами являются коры выветривания (КВ) с содержанием РЗЭ 500 г/т. В одном из самых богатых РЗЭ месторождений карстовых бокситов Лас-Мерседес в Доминиканской Республике их содержание превышает 1500 г/т [4].

В бокситах встречаются в основном два вида РЗЭ: адсорбированные на поверхности диаспора, гиббсита и глинистых минералов в ионном состоянии [5]; и изоморфно замещающие аналогичный ион в некоторых минералах, таких как диаспор и гиббсит [6]. Экстракционные испытания показали, что степень адсорбции РЗЭ бокситовой рудой очень мала, т.е. значимые содержания могут быть только в случае присутствия их собственных минералов [7].

При исследовании карстовых бокситов Апулийской карбонатной платформы (южная Италия) G. Mongelli обнаружил кальциевые фторкарбонаты РЗЭ [8]. L.E. Mordberg выявил крандаллит в обогащенном алюминием профиле выветривания на Среднем Тимане в России [9]. А. Horbe и М. Costa описали циркон, ксенотим и торит в содержащем РЗЭ на месторождении бокситов Питинга в Бразилии [10]. Mordberg и соавт. изучали

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

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

минералы группы крандаллита на Щугорском месторождении бокситов в России [11]. М. Laskou и G. Andreou выявили рабдофан, флоренсит, чурчит и ксенотим на месторождении бокситов Парнас в Греции [12]. Р. Mameli исследовал геологические, геохимические и минералогические особенности некоторых месторождений бокситов Нурры (Западная Сардиния, Италия) и показал, что основным минералом РЗЭ в них является минерал группы бастнезита [13]. Кроме того, некоторые исследования показывают, что содержание РЗЭ, особенно легких, сосредоточено в богатых железом горизонтах бокситов [13].

Нашей целью является исследование распределения РЗЭ в латеритных и осадочных бокситах месторождения Центральное. Источником РЗЭ в них являются карбонатиты Чадобецкого поднятия, имеющие промышленные концентрации этих элементов. В процессе латеритизации в бокситах образовались уникально высокие концентрации РЗЭ, что позволяет рассматривать их как комплексное сырье [14].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Чалобецкое поднятие расположено в юго-запалной части Сибирской платформы. на периферии области распространения Сибирской трапповой формации. Поднятие сложено наиболее древними для этого района протерозойскими отложениями, прорванными щелочными ультраосновными породами и окружено полями траппов. триасовыми и пермо-триасовыми породами. Чадобецкое поднятие представляет собой брахиантиклинальную складку эллипсовидной формы размером 45 × 35 км. В образовании поднятия главную роль сыграло внедрение шелочных ультраосновных пород. Чадобецкое поднятие окончательно сформировалось в раннем мезозое [15]. Кора выветривания развита на всех породах. Месторождения бокситов приурочены к сводовой части северного выступа поднятия. Центральное месторождение на территории РФ является уникальным геологическим объектом. Бокситы имеют относительно молодой мел-палеогеновый возраст, местами перекрыты только почвами, никогда не перекрываются другими породами и сохранились до наших дней в минимально измененном виде. Мощные останцы (до 8.5 м) латеритизированных пород сохранились in situ, а в эрозионных депрессиях, в бассейнах аккумуляции и перекрывающих почвах обнаружены их обильные латеритные обломки, состоящие из псевдоморфных латеритов по всем подстилающим породам (рис. 1).

Материнскими породами бокситов, образованных *in situ*, слагающих сводовые части поднятий, являются кварц-полевошпат-мусковитовые

сланцы, прорванные секущими телами ультраосновных пород, кимберлитов и карбонатитов. Латеритные бокситы являются реликтами мощного покрова, основная часть которого была размыта и стала источником залежей осадочных бокситов. Латеритно-осадочные бокситы Центрального месторождения являются продуктом латеритного выветривания всех пород, слагающих северный купол Чадобецкого поднятия, их частичной денудации и аккумуляции в эрозионных депрессиях. Минеральный состав бокситов: гиббсит, бемит, гетит, гематит, маггемит, анатаз, каолинит, кварц, реже магнетит, бейделлит, циркон, рутил. Вторичные минералы — сидерит и марказит [15]. Минеральный и химический состав бокситов тесно связан с материнскими породами и продуктами их выветривания, с химическими процессами, сопровождающими переход вещества остаточной in situ коры выветривания в латеритно-осадочные бокситы, а также с химическими превращениями осадка в области осадконакопления.

Сравнительная характеристика остаточных латеритных бокситов *in situ* и латеритно-осадочных образований, изучение морфологии рудообразующих минералов бокситов и их состава, в том числе распределение в них РЗЭ, дали возможность максимально достоверно восстановить генезис латеритных профилей и осадочных бокситоносных отложений, что имеет универсальное значение для познания подобных гипергенных полезных ископаемых.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Было отобрано и изучено около 130 образцов бокситов и сопутствующих пород различного генезиса из скважин и обнажений Центрального месторождения.

Химический состав бокситов определен с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios "RANalytical". Определение РЗЭ проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Nex-ION 2000С фирмы PerkinElmer. Вскрытие образцов осуществляли по методике кислотного разложения [16]. Для расчета концентраций элементов использовалась серия градуировочных растворов с концентрациями от 0.01 до 10 нг/г, приготовленных из стандартного 68-элементного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В). В качестве внутреннего стандарта использовали <sup>115</sup>In при конечной концентрации его в растворе 10 нг/г. Предел обнаружения элементов 10<sup>-3</sup> нг/г, погрешность измерения составляла 1-3 отн. %. Правильность определения содержания элементов контролировалась анализом международных стандартных образцов NBS SRM 697 (доминиканский боксит) и SGR-1b (сланец). Коэффициент вариации ре-



**Рис. 1.** Схематическая карта и разрез (масштаб: горизонтальный 1:8000, вертикальный 1:4000) Центрального месторождения: 1 – аллювиальные четвертичные отложения –  $aQ_{IV}$ ; 2 – латеритно-осадочные бокситы – K- $\mathbb{P}$ ; 3 – глины – N<sub>1-2</sub>; 4 – сланцы и песчаники  $\mathbb{P}_{1-2mr}$ ; 5 – глины каолиновые  $\mathbb{P}_{2}^{3}{}_{pr}$ ; 6 – силлы щелочных ультрабазитов; 7 – глинистые бокситы – K- $\mathbb{P}$ ; 8 – материнские горные породы – сланцы и песчаники с силлами щелочных ультрабазитов –  $\mathbb{PR}_{3sm}$ ; 9 – гиббситовые латериты *in situ* – K- $\mathbb{P}$ , 10 – карбонатиты (По А.Д. Слукину [15] и Б.В. Шибистову [19] с дополнениями).

зультатов параллельных измерений содержаний РЗЭ в стандартных и выборочных образцах не превышал 5% уровня.

Исследование минерального состава проводилось рентгенофазовым методом (РФА), методом синхронного термического анализа (СТА) и с помощью сканирующих (СЭМ) CamScan 4 ("Cam-

bridge") и TESCAN VEGA IIXMU ("Tescan") микроскопов с энергодисперсионной приставкой (ЭДС).

РФА выполнен на настольном рентгеновском дифрактометре AXRD, фирмы Proto Manufacturing при следующих режиме и условиях съемки: Со ( $\lambda$  1.78897A) анод, рабочий режим 30 kV и 20 mA,

						- 1	<b>T</b> - 7 - 9 (	,				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	ППП	Na <sub>2</sub> O	MgO	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
			(	Осадочн	ые бокси	ты и бок	ситовые	* породы	I			
2147	4.98	29.59	33.06	8.44	17.74	< 0.1	< 0.1	0.02	0.28	0.14	1.85	0.07
9	1.7	29.92	37.56	6.26	22.15	0.07	0.15	0.01	0.06	0.34	0.52	0.04
2148	2.67	32.18	33.13	7.22	18.84	< 0.1	< 0.1	0.02	0.26	0.12	1.75	0.08
2458	2.19	39.78	33.4	7.55	15.83	< 0.1	< 0.1	0.03	0.05	0.02	0.31	0.05
2144	4.4	41.42	16.32	8.67	22.29	< 0.1	< 0.1	0.04	0.26	0.06	2.12	0.1
2152	3.51	42.50	8.21	10.97	23.67	< 0.1	< 0.1	0.02	0.49	0.03	4.23	0.15
2145	2.48	43.52	13.56	9.64	23.56	< 0.1	< 0.1	0.02	0.2	< 0.1	2.2	0.15
2143	2.72	47.49	6.96	8.59	25.49	< 0.1	< 0.1	0.02	0.37	0.04	3.19	0.17
			Лате	еритные	<i>in situ</i> бо	кситы и (	бокситов	ые * пор	оды			•
2	1.42	32.38	35.79	3.94	23.21	0.06	0.21	0.02	0.06	0.2	0.98	0.04
7	1.78	33.84	32.74	7.97	21.36	0.06	0.15	0.01	0.06	0.16	0.49	0.07
1	1.77	32.69	40.73	1.36	21.38	0.13	0.33	0.02	0.06	0.08	0.46	< 0.02
3	1.55	44.73	22.92	3.74	25.36	0.07	0.12	0.01	0.02	0.14	0.33	0.04
4	1.53	46.42	21.63	2.57	25.92	0.05	0.07	0.01	0.03	0.09	0.51	0.03
5	1.8	48.88	17.71	3.17	26.72	0.11	0.09	0.01	0.05	0.1	0.39	0.03
37/1	3.58	57.86	5.6	1.74	29.92	< 0.1	< 0.1	0.03	0.04	0.06	0.41	0.06
		1		l.	Сопутст	вующие	породы	l.		1	1	1
2156	34.4	34.59	3.48	3.58	12.99	< 0.1	< 0.1	0.04	0.76	0.01	4.78	0.08
2422C	30.9	32.38	16.51	3.72	13.94	< 0.1	0.16	0.07	0.09	0.03	0.66	-
2422У	31.3	32.26	18.57	3.87	12.50	< 0.1	0.17	0.05	0.1	0.09	0.32	-
2413	16.9	52.67	2.64	0.94	26.17	< 0.1	< 0.1	0.07	0.06	0.01	0.18	0.03
8	1.03	19.08	53.78	6.81	16.92	0.07	0.18	0.01	0.06	0.1	0.55	0.03

Таблица 1. Химический состав бокситов и сопутствующих пород, (мас. %)

\* — породы, с содержанием  $Al_2O_3$  менее 40 мас. %.

начальный угол съемки 3° 20, конечный угол съемки 80° 20, шаг сканирования 0.05° 20, скорость вращения счетчика 0.05°/с, режим съемки образца непрерывный, с вращением, коллимационные щели 0.5 мм—2 мм—1 мм. Для управления дифрактометром и регистрации данных использовалась программа XRDWIN PD. Обработка дифрактограмм и диагностика минерального состава проводились с помощью программы JADE-6.5 и базы данных Powder Diffraction File (PDF-4). Количественный рентгенофазовый анализ образцов выполнен методом соотношения интенсивностей с помощью программы Profex 5.0.

СТА выполнялся на приборе (STA 449 F1 Jupiter "Netzsch"). Съемка производилась со скоростью 10°/мин в атмосфере Ar в тигельках с закрытыми крышками до температуры 1050°С. Масса навески составляла ~40 мг.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

#### Химический состав

Были проанализированы бокситы латеритные *in situ* и осадочные. Результаты исследования отображены в табл. 1. Содержание  $Al_2O_3$  в двух разновидностях латеритизированных пород заметно не отличается и составляет от 30 до 58 мас. %. Если SiO<sub>2</sub> в бокситах *in situ* колеблется в пределах 1.4–1.8 мас. %, то в осадочных – 2.2–4.9, а в отдельных пробах достигает 16.9 мас. % за счет присутствия кремнийсодержащих минералов в глинистой фракции. В осадочных бокситах также наблюдается повышенное содержание TiO<sub>2</sub>.

Для осадочно-латеритных бокситов в целом характерны повышенные содержания РЗЭ по сравнению с латеритными *in situ* бокситами (табл. 2). Содержание  $\Sigma$ REE колеблется от 574 до 22 540 г/т при среднем 10819 г/т в осадочно-латеритных бокситах, и от 1424 до 3338 г/т при среднем 2001 г/т для остаточных *in situ*. Содержание  $\Sigma$ REE увеличивается с увеличением содержание  $\Sigma$ REE увеличивается с увеличением содержание La, Ce и Nd. LREE (La к Eu: от 487 до 20819 г/т; среднее значение 10142 г/т) заметно обогащены по сравнению с HREE (Gd к Lu: от 37 до 796 г/т; среднее значение 319 г/т) при почти постоянном соотношении LREE/HREE (от 13 до 39 при среднем 32). Концентрация Y находится в диапазоне от 51 до



**Рис. 2.** Рентгенограммы латеритных *in situ* (а – обр. 3, б – обр. 5) и осадочных (в – обр. 2152, г – обр. 2143) бокситов. 1 – гиббсит, 2 – гетит, 3 – гематит, 4 – анатаз, 5 – рутил, 6 – крандаллит, 7 – монацит, 8 – церианит, 9 – каолинит.

774 г/т (среднее 263 г/т), концентрация Sc находится в диапазоне от 51 до 774 г/т (среднее значение 94 г/т). Латеритные бокситы также заметно обогащены LREE (La к Eu: от 1416 до 2036 г/т; среднее значение 1823 г/т) по сравнению с HREE (Gd к Lu: от 64 до 11 г/т; среднее значение 84 г/т) при также почти постоянном соотношении LREE/HREE (от 18 до 26 при среднем 22). Концентрация Ү находится в диапазоне от 48 до 77 г/т (среднее 59.6 г/т), концентрация Sc находится в диапазоне от 30 до 40 г/т (среднее значение 34 г/т). Таким образом, характер распределения РЗЭ относительно однотипен для всех образцов бокситов однотипного генезиса и характеризуется значительным обогащением в области легких и средних лантаноидов, с максимальными значениями La, Ce и Nd. Слабовыраженные отрицательные аномалии церия и отрицательные аномалии европия однотипны для всех образцов бокситов ( $Ce_{an} = 0.64 - 1.35$ ,  $Eu_{an} = 0.31 - 0.37$ ).

#### Минеральный состав

Результаты *рентгенофазового анализа* представлены в табл. 3 и на рис. 2. Во всех образцах

бокситов основным минералом является гиббсит – от 40 до 90%. Гетита присутствует от 1.5 до 42%. Гематита – от 2 до 16%. Акцессорные минералы представлены каолинитом, кварцем, анатазом, рутилом. Во всех образцах с повышенными содержаниями РЗЭ, в осадочно-латеритных бокситах, обнаружен монацит – 1.5-3% и/или крандаллит – 5.5-18%, церианит – 1-2%. В латеритных *in situ* бокситах и сопутствующих породах отдельных минеральных фаз редких земель не обнаружено.

#### Синхронный термический анализ

На кривых ДСК гиббсита *in situ* присутствуют следующие эффекты: эндоэффект в интервале температур 200–450°С отвечает за выделение основной массы конституционной воды и частичное образование промежуточного продукта – бемита (дополнительный эндоэффект при температуре около 250°С). Эндоэффект при 450–600°С свидетельствует о дегидратации и разложении образовавшегося бемита. Экзоэффект при температуре 1050–1200°С отвечает за переход  $\gamma$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в  $\alpha$ -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 3).

Таблица	1 <b>2.</b> Coj	тержан	пие ред	коземе	льных з	нэмэце	tob b 6	окситах	и сопу	тствую	лцих по	ородах	$(\Gamma/T)$							
	Sc	Y	La	Ce	Pr	ΡN	Sm	Eu	Gd	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*
								)садочн.	ые бока	ситы и	боксил	robble *	шодоп	5						
2147	124	147	2070	3700	452	1510	201	48	123	54	7	19	5	10	1.28	8467	7981	215	0.35	0.89
6	54	77	626	786	127	479	94	24	61	27	4	6	0.8	5	0.65	2374	2135	107	0.36	0.64
2148	121	188	2808	5102	599	2018	272	99	167	69	6	23	5	11	1.43	11458	10865	284	0.36	0.92
2458	54	51	109	275	20	67	12	3	11	11	2	9	0.8	5	0.74	629	487	37	0.31	1.35
2144	125	221	3585	6547	722	2494	351	87	211	85	10	27	2	13	1.54	14483	13 787	350	0.37	0.94
2152	156	774	5234	9818	1129	4021	571	145	387	240	35	83	7	39	4.49	22644	20918	796	0.35	0.94
2145	125	278	4291	7790	845	2859	388	95	242	105	14	34	ю	16	1.95	17087	16268	415	0.36	0.94
2143	128	443	4183	7872	889	3457	502	120	298	148	20	49	4	23	2.79	18138	17 023	545	0.36	0.95
-		_	_	_	_	_	Лате	ритные	in situ (	оксити	ы и бок	ситові	ь ie * пој	юды	_		_	_	_	
2	40	103	816	1111	179	721	169	43	114	46	9	12	0.9	5	0.56	3365	3039	183	0.35	0.74
7	61	84	688	1534	132	484	86	22	57	27	4	10	1	9	0.76	3197	2946	106	0.35	1.20
Η	20	41	370	503	85	302	52	12	33	13	2	5	0.5	з	0.36	1441	1324	57	0.33	0.67
3	33	48	335	629	73	277	57	14	35	16	7	9	0.6	3	0.41	1561	1416	64	0.37	0.98
4	30	77	569	733	125	486	66	24	64	27	4	6	0.9	5	0.71	2254	2036	111	0.35	0.64
5	40	53	462	989	94	373	80	19	45	19	ю	6	0.6	4	0.45	2187	2016	77	0.37	1.10
37/1	18	41	299	531	67	250	39	9.99	26	14	7	5	0.5	3	0.32	1306	1196	51	0.35	0.88
-		_	_	_	_	_	_	-	Сопут	CTBYIOI	пие по	роды	-	-	-		_	-	_	
2156	75	356	1704	3559	384	1209	189	51	133	69	12	34	4	24	3.24	7805	7096	278	0.36	1.03
2422C	55	125	1731	2375	285	910	133	36	97	46	9	14	1	9	0.69	5821	5740	172	0.35	0.75
2422V	37	58	458	817	92	325	47	12	31	14	2	9	0.6	ю	0.43	1903	1752	57	0.34	0.92
2413	10	22	152	192	34	123	20	4.97	13	7	-	3	0.2	1	0.16	583	526	25	0.35	0.62
8	65	89	619	1047	116	420	81	21	58	29	4	6	1	5	0.66	2567	2305	107	0.34	0.89
$\Sigma REE = K HOPMIN$	Sc + Y	+ Σ(La- omy πo	-Lu); ΣI NASC.	$EE = \Sigma($	(La-Eu)	; ZHEE	$C = \Sigma(Gc)$	l-Eu); Ei	u∕Eu*=	(2Eu/E	uN)/(Sn	n/Sm <sub>N</sub> -	- Gd/Gc	I <sub>N</sub> ); Ce,	/Ce* = (	2Ce/Ce <sub>N</sub>	l)/(La/La	$_{\rm N}$ + Pr/Pr	ч), где N о	тносится

28

## БОЕВА и др.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507

**№** 1

2022

	гиббсит	гетит	гематит	монацит	крандаллит	кварц	каолинит	анатаз	церианит	рутил
				Осадочн	ые бокситы и	і бокситов	вые породы	[		
2147	40	23	11		6.5		7	6.5		6
9	56	38	3			2				
2148	48	15	16		6		3	4.5		4
2152	59	3	4	1.5	18			6.3	2	6.3
2145	66	3	10	3	5.5		2	4		6.5
2143	65	1.5	4.5	1.5	17		2	5		3.5
2413	70						30			
			Ла	теритные	in situ боксит	ты и бокси	товые пор	оды		
2	63	36				1				
1	54	42	4							
7	63	27	8			2				
3	74	23	2			1				
4	76	19	4			1				
5	79	20				1				
37/1	90	4					6			
			1	I	Подстилаюн	цие пород	ы			
2422C		13			3		78	6		
8	47	39	10			4				

Таблица 3. Результаты рентгенофазового анализа, (%)

#### Сканирующая электронная микроскопия

В бокситах выявлены минералы с повышенным содержанием РЗЭ и редких металлов, изученных нами с помощью электронных микроскопов, которые позволили увидеть морфологию кристаллов монацита, церианита и крандаллита (рис. 4).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 1973 г. А.Д. Слукиным [15] по текстурноструктурным особенностям было выделено два генетических типа бокситов – латеритные и латеритно-осадочные. Одним из доказательств присутствия латеритных бокситов являются типоморфные особенности изученных минералов. Были продемонстрированы псевдоморфозы анатаза и перовскита, сохранившие форму октаэдрических кристаллов. Латеритные бокситы представляют собой твердые породы, великолепно сохранившие реликтовые текстуры и структуры материнских пород. Латериты по сланцам унаслеловали слоистые и сланцеватые текстуры и алевропелитовую и микролепидобластовую структуру. Латериты по щелочным ультрабазитам – реликтовую порфировую структуру. Латеритные бокситы по кимберлитам сохраняют обломочную текстуру. В бокситообразовании осадочно-латеритных бокситов большую роль играет тонкодисперсное и коллоидное вещество. Характерным признаком

осадочно-латеритных бокситов является наличие оолитовых, пизолитовых, бобовых конкреционных образований.

Однако некоторые исследователи предполагают не остаточный латеритный генезис бокситов, а делювиально-пролювиальный [17]. Слоистость бокситов принималась не за реликтовую полосчатость, наследованную от сланцев или аргиллитов, а за осадочные бокситы озерного типа [18, 19].

Проведенные исследования подтверждают присутствие на месторождении двух генетических типов бокситов — латеритного и осадочнолатеритного.

При сопоставлении данных ИСП-МС выяснилось, что по сравнению с латеритными in situ бокситами, в осадочно-латеритных разновидностях содержания легких и средних РЗЭ значительно выше (рис. 5, табл. 2). Установлена слабо выраженная отрицательная корреляции содержания РЗЭ с железом (рис. 6). Корреляции с алюминием при этом не обнаружено (рис. 6). Для самых высококачественных бокситов. с содержанием глинозема более 50 мас. % наблюдаются резкие минимумы (более чем на порядок) в суммарном содержании РЗЭ. Подстилающие глинистые породы как для остаточных бокситов in situ, так и для осадочно-латеритных очень близки по содержанию РЗЭ, что говорит об их одинаковом генезисе. Содержание РЗЭ для всех глин близко к содер-



**Puc. 3.** Термические кривые бокситов латеритных *in situ* (a - ofp. 1, 6 - ofp. 8) и осадочных (b - ofp. 2148, r - ofp. 48).

жанию в латеритных бокситах, т.е. они частично обогащены редкоземельными элементами.

Основной минеральный состав двух генетических типов бокситов примерно одинаковый. Это объясняется тем, что при образовании осадочнолатеритных бокситов, в депрессии сносились обломки тех же самых латеритов, образованных іп situ. Только в осадочно-латеритных бокситах были обнаружены минералы РЗЭ – монацит, крандаллит и церианит. Монацит представлен микрокристаллическим веществом с примесью сферических тел размером 0.5–1.2 мкм (рис. 4 а). В его составе преобладают Се, La, Nd, их общее содержание достигает 15 мас. %. Церианит образует плохо окристаллизованные овоиды (рис. 4б). Крандаллит образует щетки призматических кристаллов (рис. 4 в). Часть катионов кальция замещена церием (до 5 мас. %). На рис. 7 представлено распределение РЗЭ в крандаллите. Они образовались в результате латеритизации денудированных карбонатитов. Свежих пород в обломках не наблюдается. В латеритных *in situ* бокситах и сопутствующих породах самостоятельных минералов редких земель не обнаружено.

При изучении бокситов двух генетических типов методом термического анализа была установлена связь между размерами кристаллов гиббсита и характером кривой ДСК. Отличительной особенностью гиббсита из латеритно-осадочных бокситов является отсутствие дополнительных эндоэффектов в интервале дегидроксилизации минерала (250-400°С). Количество образовавшегося при нагревании бемита зависит от размера кристаллов гиббсита. Чем больше размеры кристаллов, тем интенсивнее дополнительный эндоэффект при температуре около 250°С (рис. 3). По мнению Ф. Фройда, первым шагом в термическом разложении гиббсита являются освобождение протонов и реакция с гидроксильными ионами для формирования воды [20]. В результате этого процесса происходят изменения в химическом составе и плотности гиббсита. Осложнение первого эндоэффекта на кривой ДСК крупнозернистого гиббсита in situ из профиля коры выветривания связывается с формированием бемита через гидротермальную реакцию из-за замедленного удаления воды из больших частиц гиббсита. Таким образом, при температуре 250°С фиксируется новая фаза бемита. Эта реакция не наблюдалась на кривых ДСК тонкозернистого гиббсита латеритно-осадочного генезиса (рис. 3). В более мелких кристаллах гиббсита происходит разрушение структуры минерала с формированием у глинозема. Это также может быть связано с разу-



Рис. 4. Монацит (а), церианит (б) и крандаллит (в) и ЭДС состава.

порядоченностью структуры гиббсита, вызванной процессами переотложения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведен сравнительный анализ текстурно-структурных особенностей и состава латеритных бокситов *in situ* и продуктов их денудации. В латеритных бокситах, кроме зоны педотурбации, хорошо сохраняются реликтовые текстурноструктурные особенности латеритных пород – одного из главных индикаторов их генезиса. В зоне педотурбации все минералы подвержены биохимическому воздействию. Именно такой материал подвергается денудации в первую очередь и в наибольшем объеме. При этом обладающие низкой твердостью кристаллические зерна гиббсита и каолинита окатываются, приобретают овоидные, реже сферические формы, покрываются



Рис. 5. Распределение РЗЭ в латеритных и латеритно-осадочных бокситах.



Рис. 6. Зависимость суммарного содержания РЗЭ от содержания железа (а) и алюминия (б) в латеритных и латеритноосадочных бокситах.



Рис. 7. Распределение РЗЭ в крандаллите. ЭДС состава. СЭМ.

дисперсными глинистыми пленками и мельчайшими зернами различных минералов.

Таким образом, подтвердилось наличие двух различных по генезису типов бокситов – латеритных остаточных *in situ* и осадочно-латеритных. В процессе латеритизации, при активном участии биоты, под действием инфильтрационных растворов происходило обогащение бокситов in situ, пронизанных дайками карбонатитов, редкоземельными элементами. которые были сорбированы образовавшимися биопленками. Типоморфным признаком осадочно-латеритных бокситов, помимо конкреционных, бобовых, пизолитовых, оолитовых текстур, является присутствие значительно большего количества РЗЭ по сравнению с латеритными бокситами. Также в них обнаружены минералы РЗЭ – монацит, крандаллит и церианит. Гипергенные минералы редких земель, находившиеся в латеритах в виде рыхлых дисперсных скоплений, при денудации были рассеяны в осадочных бокситах, их локальные концентрации стали меньше, но в целом они обогатили их. Источником этих образований являются карбонатиты, с которыми связано ниобийредкометальное месторождение Чуктукон.

Полученные результаты детального изучения распределения РЗЭ, присутствующих в бокситовых рудах различного типа, могут иметь прикладное значение в выборе наиболее рациональных методов обогащения низкокачественных бокситов, в подготовке схемы попутного извлечения РЗЭ.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ключарев Д.С. К вопросу о редкоземельной составляющей бокситов республики Коми /в сборнике: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. 2019. С. 189– 192.
- Zhiwei Bao, Zhenhua Zhao. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China // Ore Geology Reviews. 2008. V. 33. P. 519–535. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.03.005
- Zaihui Li, Jun Din, Jinsha Xu et al. Discovery of the REE minerals in the Wulong–Nanchuan bauxite deposits, Chongqing, China: Insights on conditions of formation and processes // Journal of Geochemical Exploration. 2013. V. 33. P. 88–102. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.06.016
- Torró L., Proenza J.A., Aiglsperger T. et al. Geological, geochemical and mineralogical characteristics of REEbearing Las Mercedes bauxite deposit, Dominican Re-

public // Ore Geology Reviews. 2017. V. 89. P. 114–131. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.017

- 5. *Ye L., Cheng Z.T., Pan Z.P.* The REE geochemical characteristics of the Xiaoshanba bauxite deposit, Guizhou // Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry. 2007. № 26. P. 228–233.
- 6. Yang J.C., Wang F.L., Li D.S., Fei Y.C., Wang L. Investigation on occurrence and trend of rare and rare-earth elements associated in bauxite // Mining and Metallurgy. 2004. № 13. P. 89–92.
- Zhang C., Xiao L.S. Feasibility study of direct extraction of rare earth from bauxite in a mine // Rare Metals and Cemented Carbides. 2005. № 33. P. 8–10.
- 8. *Mongelli G*. Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy) // Chemical Geology. 1997. № 140. P. 69–79.
- 9. *Mordberg L.E.* Geochemical evolution of a Devonian diaspore–crandallite–svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia // Journal of Geochemical Exploration. 1999. № 66. P. 353–361.
- Horbe A., Costa M.. Geochemical evolution of a lateritic Sn-Zr-Th-Nb-Y-REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas-Brazil // Journal of Geochemical Exploration. 1999. V. 66. P. 339– 351.
- 11. *Mordberg L.E., Stanley C.J., Germann K.* Rare earth element anomalies in crandallite group minerals from the Schugorsk bauxite deposit, Timan, Russia // European Journal of Mineralogy. 2000. V. 12. P. 1229–1243.
- Laskou M., Andreou G. Rare earth elements distribution and REE-minerals from the Parnassos—Ghiona bauxite deposits, Greece // In: Eliopoulos D., et al. (Ed.), Mineral Exploration and Sustainable Development, 7th Biennial SGA Meeting, Athens. 2003. Mill Press, Rotterdam, pp. 89–92.
- Mameli P, Mongelli G., Oggiano G., Dinelli E.. Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity // International Journal of Earth Sciences. 2007. V. 96. P. 887–902.
- 14. Боева Н.И., Слукин А.Д., Шипилова Е.С. и др. Редкие и редкоземельные элементы в латеритизированных бокситах Чадобецкого поднятия (Сибирская платформа) // ДАН. Науки о земле, 2021, том 500, № 1. С. 17–25.
- 15. Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 127 с.
- 16. Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского университета. 2016. Серия 4: Геология. № 6. С. 56– 63.
- Забиров Ю.А., Чеха В.П. Первые бокситопроявления и перспективы Северо-Сибирской бокситоносной провинции // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 2. С. 31–39.

- Пельтек Е.И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения / Проблемы бокситов Сибири // Труды СНИИГГиМС. КГУ. 1967. Вып. 58. С. 3–18.
- 19. Шибистов Б.В. Латериты и континентальные бокситы. Красноярск, 2000. 204 с.
- 20. *Freund F.* Kaolinite-metakaolinite, a model of a solid with extre- mely high lattice defect concentrationBer // Deut. Keram. Ges. 1967. V. 44. P. 5–13.

## TWO GENETIC TYPES OF BOXITES FROM THE CENTRAL DEPOSIT AND THEIR RARE METAL MINERALIZATION (SIBERIAN PLATFORM)

N. M. Boeva<sup>*a*,#</sup>, M. A. Makarova<sup>*a*</sup>, E. S. Shipilova<sup>*a*</sup>, A. D. Slukin<sup>*a*</sup>, F. P. Melnikov<sup>*a*</sup>, O. V. Karimova<sup>*a*</sup>, and Academician of RAS N. S. Bortnikov<sup>*a*</sup>

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

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

The central bauxite deposit on the territory of the Russian Federation is a unique geological object. It contains both original, lateritic bauxites, and products of their redeposition, sedimentary bauxites. Comparative characterization of residual lateritic bauxites in situ and laterite-sedimentary formations, study of the morphology of ore-forming bauxite minerals and their composition made it possible to reconstruct the genesis of lateritic profiles and sedimentary bauxite-bearing deposits as reliably as possible, which is of universal importance for the knowledge of such supergene minerals. On the example of the Centralnoye deposit of the Chadobets uplift, the prospect of using bauxites for the associated extraction of REE during their production is shown.

Keywords: bauxite, lateritic weathering crust, gibbsite, rare and rare earth elements

—— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 549.271.3:553.068.51(571.651)

# <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-ВОЗРАСТ САМОРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНЫ БАИМСКОГО РОССЫПНОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

© 2022 г. Е. А. Власов<sup>1,\*</sup>, Е. С. Иванова<sup>2,3</sup>, А. Г. Мочалов<sup>3,\*\*</sup>, О. В. Якубович<sup>2,3</sup>

Представлено академиком РАН Д.Ю. Пущаровским 22.06.22 г. Поступило 22.06.2022 г. После доработки 19.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

Изложены результаты <sup>190</sup>Pt—<sup>4</sup>He-датирования россыпеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) из Баимского россыпного золотоносного узла (Западная Чукотка, Россия). РМП представлены изоферроплатиной состава —  $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$  и  $Pt_3Fe$ . Получены результаты измерений <sup>190</sup>Pt и <sup>4</sup>He в 14 образцах РМП. В результате проведенного <sup>190</sup>Pt—<sup>4</sup>He-датирования РМП впервые установлено существование двух групп зерен, имеющих различный возраст —  $148 \pm 6$  и  $188 \pm 4$  млн лет. Предполагается существование двух разновозрастных коренных источников, сходных по своему генетическому типу: 1) поздний —  $148 \pm 6$  млн лет баимского габбро-долеритового, габбро-пироксенитового комплекса ( $J_3$ b); 2) ранний —  $188 \pm 4$  млн лет. РМП попадают в аллювиальные золотые россыпи в основном из пород волжского яруса  $J_3v_{2-3}$  (титонского века) — промежуточного коллектора МПГ. Коллектором РМП могут быть осадочные породы или эксплозивные брекчии андезитобазальтов волжского яруса.

*Ключевые слова:* минералы платиновой группы, Баимский россыпной узел, Западная Чукотка, <sup>190</sup> Pt-<sup>4</sup>He-датирование

**DOI:** 10.31857/S2686739722700050

## введение

Во второй половине XX века на Западной Чукотке в золотоносных россыпях Алучинского поднятия были обнаружены минералы платиновой группы (МПГ). Первые исследования МПГ были проведены в СВКНИИ ДВО АН СССР и ВНИИ-1 МЦМ СССР [1]. МПГ как попутные зерна были обнаружены практически во всех россыпях самородного золота Баимского россыпного золотоносного узла (расположен в Билибинском р-не на западе Чукотского АО, рис. 1). Наиболее крупные россыпи (ныне уже отработанные) связаны с верховьями р. Баимка и р. Омчак и их небольшими притоками. В 90-е годы прошлого столетия были проведены специализированные исследования по изучению минералогии элемен-

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

тов платиновой группы (ЭПГ) ([1–3] и др.). Основными результатами исследований МПГ платинометальных россыпных проявлений Алучинского поднятия были следующие положения.

1. "Шлиховая платина" относится к иридистоплатиновому и платиновому минералого-геохимическим типам и представлена: 1) главным образом, изоферроплатиной, в которой распределение железа имеет бимодальный характер 16—20 и 24—28 ат. %; 2) второстепенное значение имеет самородная платина; 3) редкими являются куперит, сперрилит, самородный иридий, самородный осмий, боуит, купрородсит, лаурит, прассоит, холлингвортит и др.

2. Из распространенных потенциальных россыпеобразующих формаций: 1) мантийных дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов, или 2) кумулятивных габбро-пироксенитовых комплексов, по всем признакам коренными источниками МПГ являются последние.

3. Характеристика состава россыпеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) отличается от таковых распространенных в кумулятивных сериях ультраосновных пород офиолитов, что не позволяло считать коренными

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия

Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия \*E-mail: user420@geol.msu.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: mag1950@mail.ru



**Рис. 1.** Схема геологического строения Баимского россыпного золотоносного узла (использована геологическая карта масштаба 1 : 100000, составленная А.Г. Сапегиным в 2014 г., с использованием материалов Анюйской ГРЭ СВГТУ [2]). *I* – породы айнахкургинской свиты (K<sub>1</sub>an): песчанники, алевролиты, аргиллиты, прослои угля; *2* – омчакский гранодиоритовый комплекс (K<sub>1</sub>o); *3* – егдэгкычский габбромонцонит–сиенитовый комплекс (K<sub>1</sub>e); *4* – Весеннинский гранодиоритовый комплекс (K<sub>1</sub>vs); *5* – породы волжского яруса (титонского века):  $J_3v_2$  – андезитобазальты, андезиты, туфы среднего состава, туффиты, туфопесчанники, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты;  $J_3v_3$  – лавобрекчии, туфолавы, туфы среднего состава, трахоандезиты и дациандезиты и их туфолавы, туфопесчанники, туфоконгломераты, алевролиты; *6* – баимский габбро-долеритовый, габбро-пироксенитовый комплекс (J<sub>3</sub>b); *7* – алучинский комплекс (T<sub>1</sub>a): дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро. Белым цветом показаны аллювиальные отложения четвертичного периода (Q<sub>III–IV</sub>): галечники, пески, глины, илы. Цифрами в кружках отмечены пробы РМП для <sup>190</sup> Pt–<sup>4</sup> Недатирования из россыпей золота: 1 – р. Баимка, 2 – руч. 1-й Весенний, 3 – р. Омчак.

источниками породы алучинского комплекс (T<sub>1</sub>a): дуниты, перидотиты, пироксениты.

4. Шлиховые ореолы МПГ приурочены к водотокам, размывающим отложения верхней толщи волжского (титонского) века и судя по комплексу минералогических признаков (сортировки и окатанности зерен, минералов-сростков силикатов и оксидов и др.) поступают в россыпи из промежуточных литофицированных коллекторов.

Важный шаг в решении проблемы датирования МПГ был сделан в ИГГД РАН Ю.А. Шуколюковым с коллегами, благодаря разработке метода изотопного <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-датирования [4]. В предлагаемой статье изложены результаты <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-датирования РМП из россыпных проявлений р. Баимка и ее притока руч. 1-й Весенний и верховья р. Омчак (рис. 1). Сведения о <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-возрасте РМП позволяют установить связи между платинометальным рудообразованием и геологическими событиями Алучинского поднятия, а следовательно, улучшить критерии прогноза перспективы платиноносности территорий Западной Чукотки.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алучинское поднятие входит в состав восточного блока Алазейско-Алучинской магматической зоны. Эта зона на юго-востоке перекрывается образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Это выразилось во влиянии процессов магмо- и тектогенеза Тихоокеанского пояса на геологическое развитие района, формирование разнообразных комплексов и ассоциа-
ций осадочных, вулканических, интрузивных пород и метасоматических комплексов ([2, 5] и др.).

В геологическом строении района распространения золотоносных россыпей Алучинского поднятия с МПГ большей частью принимают участие вулканогенно-терригенные отложения волжского яруса (титонского века 145–151 млн лет) мальмской эпохи ( $J_3v_2-J_3v_3$ ). Здесь доминируют туфы и туфолавы среднего состава, конгломераты и песчаники (рис. 1). В северо-восточной части района распространены песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями угля айнахкургинской свиты берриасского века ранней меловой эпохи ( $K_1$ an) (рис. 1).

К ранним интрузивным образованиям района относятся мантийные дунит-гарцбургитовые и габбро-пироксенитовые магматические комплексы офиолитов алучинского комплекса. По данным А.В. Ганелина возраст пород комплекса укладывается в диапазон 226—306 млн лет [6].

Вулканогенные породы кимериджского века и габбро-долеритовые и клинопироксенит-габбровые интрузии баимского комплекса ( $J_3$ b) объединены в кимеридж-ранневолжскую ( $J_3$  km– $J_3$ v<sub>1</sub>) ассоциацию 148–154 млн лет [7].

Отложения волжского яруса (J<sub>3</sub>v<sub>2</sub>-J<sub>3</sub>v<sub>3</sub>) прорваны интрузивными и субвулканическими телами нескольких магматических комплексов, весеннинского (K<sub>1</sub>vs) гранодиоритового, егдэгкычского (К1е) габбро-монцонит-сиенитового и омчакского (К<sub>1</sub>о) гранодиоритового (рис. 1). Со второй фазой егдэгкычского комплекса связаны практически все известные Cu ± Mo ± Au-порфировые рудные объекты района, включая крупное месторождение Песчанка. По данным U-Pb-датирования циркона, возраст пород егдэгкычского комплекса составляет 139–143 млн лет ([8] и др.), порфировая Cu-Au ± Мо-минерализация имеет возраст 144.1 ± 1.5 млн лет [9]. Медно-порфировые и эпитермальные Au-Ag-объекты, связанные с егдэгкычским комплексом, и являются источником золота россыпей Баимского россыпного золотоносного узла.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В процессе данных исследований была изучена коллекция зерен РМП (120 шт.) из золотых россыпей р. Баимка, руч. 1-й Весенний и р. Омчак. Среди РМП главным является изоферроплатина состава —  $Pt_{3.3-3.2}Fe_{0.7-0.8}$ , второстепенным — изоферроплатина состава  $Pt_3Fe$ . В зернах изоферроплатины  $Pt_{3.3-3.2}Fe_{0.7-0.8}$  установлены микронные включения: самородный осмий, лаурит-эрлихманит, кашинит-боуит, купрородсит-купроиридсит, василит, фаза с составом  $Pd_3Te$  и борнит. В зернах изоферроплатины  $Pt_3Fe$  установлены микронные включения: хонгшит, куперит, миассит, ирарсит-холлингвортит, сперрилит и полкановит. По периферии или по трещинам зерен изоферроплатины  $Pt_{3,3-3,2}Fe_{0,7-0,8}$  наблюдается замещение вторичной изоферроплатиной состава  $Pt_3Fe$ .

По типу включений силикатов и оксидов зерна РМП разделены на два типа. Первый тип – изометричные включения (до 50 мкм), сложенные стеклоподобными криптоагрегатами силикатов (их валовый состав близок к составу амфибола), иногда с боуитом и кристаллическими индивидами клинопироксена и магнетита. С этой группой минералов ранее были описаны индивиды плагиоклаза [2]. Второй тип — включения округлой или неправильной формы, заполняющие каверны и микротрещины изоферроплатины в виде агрегатов с микрокластическими структурами. Они представлены главным образом кварцем и каолинитом, менее распространенными являются: мусковит, хлорит, плагиоклаз, полевые шпаты, амфибол, барит, кальцит, гематит и фазы состава Ti-O, Ca-S-O, Pb-Al-P-O.

Полученные в ходе данной работы результаты по минералогии РМП в целом подтвердили результаты ранних исследований и сделанные по ним выводы ([1-3] и др.). Так, первая группа включений сингенетичны МПГ. Вторая группа включений в кавернах и дислокационных трещинах РМП отнесена к кластогенному парагенезису из литофицированных осадочных пород волжского яруса. В настоящий период все микронные включения в РМП (МПГ, силикаты, оксиды и др.) находятся в процессе до исследования и будут являться темой самостоятельных публикаций, которые дополнят ранние работы этого направления.

#### МЕТОД <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Возраст РМП определен по результатам <sup>190</sup> Pt-<sup>4</sup>He-изотопного датирования [4]. Для этого было выбрано 14 зерен изоферроплатины состава Pt<sub>3.3-3.2</sub>Fe<sub>0.7-0.8</sub>. Полный химический состав РМП изучен на рентгеноспектральном микроанализаторе (РСМА, Сатеса SX-100, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН). Эти образцы выбраны после предварительного исследованием всех 120 зерен на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром (ЭДСМА, Jeol JSM-IT500, геологический ф-т МГУ, аналитик Н.Н. Кошлякова). 10 изученных зерен РМП были без видимых включений МПГ и силикатов, по два зерна с включениями силикатов первого и второго типов.

Измерение концентрации радиогенного гелия выполнено с использованием магнитно-сектор-



**Рис. 2.** <sup>190</sup> Рt-<sup>4</sup> Не-"изохроны" РМП Баимского россыпного золотоносного узла. Для образцов РМП (табл. 1) соответственно: 148 и 188 млн лет.

масс-спектрометрического ного комплекса МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН) [4]. Калибровка массспектрометра выполнена по метеоритному эталону Княгиня с известной концентрацией гелия  $(1.24 \pm 0.02 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\Gamma^4\text{He})$  [10]. Для проведения анализа образцы с добавлением чистой меди (99.95% Си) в соотношении 1: 3(Си) были завернуты в танталовую фольгу. Крупные зерна были предварительно разделены механическим путем с применением инструмента из твердых сплавов на фрагменты, пригодные по массе для датирования (0.3-3 мг). Значения бланка, определенные при нагреве медной проволоки с танталовой фольгой в танталовой кювете при 1400°С, составляют около 3 × 10<sup>9</sup> ат. гелия. Гелий, выделяющийся при температуре менее 1000°С, не учитывается в расчете <sup>190</sup> Pt-<sup>4</sup> He-возраста [11]. В случае высоких содержаний (более 10%) подобного низкотемпературного гелия измерения не учитываются при получении возрастных значений. В вычислениях возраста РМП использована константа распада <sup>190</sup> Pt, равная 1.477 ×  $10^{-12}$  лет<sup>-1</sup>, а изотопная распространенность изотопа <sup>190</sup>Pt – 0.01296% [12]. При расчете ошибки определения <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-возраста ошибка определения константы скорости распада <sup>190</sup> Pt, ее изотопной распространенности, а также систематическая ошибка, связанная с определением концентрации гелия в стандарте Княгиня, не учитывались. Значение ошибки

<sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-возраста — это аналитическая ошибка измерения содержания <sup>190</sup>Pt и <sup>4</sup>He. Для образцов, разделенных на несколько проб, приведены как значения возраста, определенные для фрагментов, так и средневзвешенные значения возраста для зерна целиком (табл. 1). Построение изохроны производилось по отдельным зернам, а не их фрагментам (рис. 2). Это связано с тем, что деформация зерен приводит к некоторому перераспределению дефектов, содержащих гелий, что увеличивает дисперсию для каждого отдельного фрагмента. Средневзвешенный же возраст остается неизменным [13].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные данные по содержанию Pt и <sup>4</sup>He и расчетному <sup>190</sup>Pt—<sup>4</sup>He-возрасту отдельных зерен РМП из россыпей Баимского россыпного узла свидетельствовали о присутствии двух разновозрастных групп — ранних и более поздних (табл. 1). Представленные в статье данные (табл. 1) невозможно изобразить одной изохроной. Статистическая обработка полученных данных (табл. 1) позволяет выделить 2-е изохроны с <sup>190</sup>Pt—<sup>4</sup>He-возрастом: 188 ± 4 млн лет и 148 ± 6 млн лет (рис. 2).

Номер	Навеска, мг	Проба Рt,	$^{4}$ He × 10 <sup>10</sup> , at	1σ	<sup>190</sup> Рt- <sup>4</sup> Не- возраст	± (1 <b>0</b> )		
ооразца		Mac. 70			млн лет			
		1 гру	ппа — 148 ± 6 мл	н лет				
286.5.1 Б	1.480	89.0	11.15	0.14	143	2		
286.5.1 B	1.896	89.0	14.78	0.36	148	4		
286.5.1 Г	1.965	89.0	16.09	0.26	156	2		
286.5.1					148	5		
286.8.3	1.288	87.0	9.48	0.14	143	2		
287–2.6 A	1.339	86.0	9.31	0.26	137	4		
287–2.7 A	2.837	86.0	21.58	0.43	150	3		
287-3.1 A	2.201	87.0	16.48	0.20	146	2		
287—3.1 Б	1.926	87.0	13.73	0.29	139	3		
287-3.1					144	3		
287-7.2 A*	1.328	89.0	13.47	0.28	193	4		
287—7.2 Б	0.838	89.0	5.94	0.17	135	4		
287–7.2 B	2.049	89.0	14.63	0.28	136	3		
287-7.2					135	5		
287—7.4 Г	1.389	88.0	9.88	0.17	137	2		
287—7.4 Д	1.298	88.0	9.58	0.21	142	3		
287-7.4					139	4		
	1 1	2 гру	ппа — 188 ± 4 мл	н лет	I	I		
286.5.6 B	1.05	89.0	10.81	0.28	196	5		
286.5.6 Г	1.049	89.0	10.32	0.15	187	3		
286.5.6 Ж*	1.948	89.0	17.56	0.27	171	3		
286.5.6					189	4		
286-6.2 Б	0.863	90.0	8.84	0.24	193	5		
286-6.2 B	0.341	90.0	3.37	0.14	186	8		
286-6.2					191	7		
287–4.1 A	2.759	89.0	27.04	0.40	186	3		
287—4.1 Б	0.724	89.0	7.38	0.23	194	6		
287-4.1						5		

**Таблица 1.** Содержание Pt, <sup>4</sup>He и <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-возраст РМП Баимского россыпного золотоносного узла

\* — количество низкотемпературного гелия превышает 10% от общего количества гелия в образце, и эти зерна не были использованы для расчета средневзвешенного значения возраста и для построения изохрон (выделены полужирным).

## ОБСУЖДЕНИЕ

РМП выделенных двух возрастных групп —  $188 \pm 4$  млн лет и  $148 \pm 6$  млн лет по основным своим характеристикам практически не различается: имеет сходный состав изоферроплатины  $Pt_{3,3-3,2}Fe_{0,7-0,8}$  и один и тот же набор включений МПГ, силикатов и окислов.

Пока по незначительному фактическому материалу можно говорить о следующих нюансах.

1) Условно можно сказать, что большая часть проанализированных зерен  $^{190}$  Pt—<sup>4</sup>He-возрастом — 148 ± 6 млн лет (табл. 1, рис. 2) содержит больше

сингенетичных РМП микронных включений стеклоподобных криптоагрегатов силикатов (с валовым составом, близким амфиболу), боуит, клинопироксен и магнетит. Такие минералы включения характерны для баимского габбро-долеритового и габбро-пироксенитового комплекса (J<sub>3</sub>b) [2, 3].

2) В составе РМП ранней группы —  $188 \pm 4$  млн лет незначительно преобладает палладий (рис. 3). Их коренным источником могли бы быть необнаруженные в районе габбро-пироксениты тоарского века ранней юры, характерные для баимского комплекса. Увеличенное содержание Pd в



**Рис. 3.** Соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd в РМП Баимского россыпного золотоносного узла. 188 млн лет, 148 млн лет – обозначения образцов, по которым выделен соответствующий <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-возраст.

изоферроплатине (рис. 3) характерно для кумулятивных комплексов изоферроплатины офиолитов [1, 2], поэтому можно предположить, что коренным источником являются габбро кумулятивной серии алучинского комплекса (T<sub>1</sub>a) офиолитов. В этом случае диапазон возраста пород алучинского комплекса [6] надо увеличить до 188–306 млн лет.

РМП попадают в аллювиальные россыпи золота в основном из пород волжского яруса  $J_3v_{2-3}$  (титонского века) — промежуточного коллектора МПГ. Коллектором РМП являются осадочные породы (конгломераты), но могут быть и эксплозивные брекчии андезит-базальтового состава волжского яруса, подобно флюидно-эксплозивным брекчиям железомарганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Дальний Восток) [14, 15]. Где появление МПГ <sup>190</sup>Pt – (Pt–He) <sup>4</sup>Не возраста – 125 ± 21 млн лет в породах позднего рифея–венда связано с их выносом в составе высокомобильных пересыщенных флюидами расплавов андезит-дацитового состава.

В заключение можно однозначно констатировать, в Баимском россыпном золотоносном узле в результате проведенного <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He-датирования, впервые установлен возраст РМП, ранний —  $188 \pm 4$  млн лет и поздний —  $148 \pm 6$  млн лет.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Н.Н. Кононковой и Н.Н. Кошляковой за практическую помощь в проведении исследований, И.А. Калько за помощь в оформлении рисунков.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00342.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Мочалов А.Г.* "Шлиховая платина" россыпей Дальнего Востока России: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ. 2001. 296 с.
- 2. Горностаев С.С. Геологические условия нахождения и состав минералов платиновых элементов в районе Алучинского поднятия (Западная Чукотка): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1994. 236 с.
- 3. Gornostayev S.S., Dodatko A.D., Laajoki K.V.O., Mochalov A.G. Origin of platinum-bearing placers in the

40

Aluchin horst, Russian Far East // Economic Geology. 2000. V. 95. P. 549–558.

- Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (<sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545-559.
- 5. Лычагин П.П. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. 120 с.
- Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования) // Труды Геологического института. 2017. Вып. 613. 178 с.
- Каминский В.Г. Медно-порфировое оруденение центральной части Баимской металлогенической зоны // Советская геология. 1987. № 6. С. 49–54.
- 8. *Moll-Stalcup E.J., Lane L.S., Cecile M.P., Gorodinsky M.E.* Geochemistry and U-Pb geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // Abstr. Geol. Soc. Am. 91st Ann. Cordilleran Section. 1995. V. 27. № 5. P. 65.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Djedjeya G.T., Khabibullina Y.N., Müller D. Porphyry Cu-Au ± Mo mineralization 1 hosted by potassic igneous rocks: implications from the giant Peschanka porphyry deposit, Baimka Trend (North East Siberia, Russia) // Geological Society Special Publication. 2021. P. 513.

- 10. Schultz L., Franke L. Helium, neon, and argon in meteorites: a data collection // Meteoritics & Planetary Science. 2004. V. 39. № 11. P. 1889–1890.
- 11. *Якубович О.В.* Новый <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2013. 125 с.
- Walker R.J., Morgan J.W., Beary E.S., Smoliar M.I., Czamanske G.K., Horan M.F. Applications of the <sup>190</sup>Pt-<sup>186</sup>Os isotope system to geochemistry and cosmochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. P. 4799–4807.
- Мочалов А.Г., Якубович О.В., Золотарев А.А. Структурные изменения и сохранность радиогенного <sup>4</sup>Не в минералах платины при механических деформациях // ДАН. 2018. Т. 480. № 1. С. 85–89.
- 14. Ханчук А.И., Мочалов А.Г., Рассказов И.Ю., Якубович О.В., Бердников Н.В., Невструев В.Г. Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 48–52.
- Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Mochalov A.G., Yakubovich O.V. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He isotopic, and mineralogical evidence // Ore Geology Reviews. 2020. V. 118. P. 103352.

## <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He DATING OF NATIVE PLATINUM MINERALS OF THE BAIMKA GOLD PLACER CLUSTER, WESTERN CHUKOTKA

E. A. Vlasov<sup>a,#</sup>, E. S. Ivanova<sup>b,c</sup>, A. G. Mochalov<sup>c,##</sup>, and O. V. Yakubovich<sup>b,c</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russian Federation

<sup>c</sup> St Petersburg State University, Saint Petersburg, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: user420@geol.msu.ru

##E-mail: mag1950@mail.ru

Presented by Academician of the RAS D.Y. Pyshcharovskiy June 22, 2022

The results of <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He dating of placer-forming minerals of platinum (PMP) from the Baimskiy cluster of the gold placers (Western Chukotka, Russia) are presented. PMPs are represented by isoferroplatinum with composition of  $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$  and  $Pt_3Fe$ . Concentrations of <sup>190</sup>Pt and <sup>4</sup>He in 14 PMP samples were obtained. Results of <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He dating for the first time revealed the existence of two age clusters of PMP: 148 ± 6 and 188 ± 4 Ma. The primary sources of PMP, which is similar in their genetic type, but have different ages is assumed: 1) late  $-148 \pm 6$  Ma of the Baimskiy complex (J<sub>3</sub>b); 2) early  $-188 \pm 4$  Ma. PMPs enter alluvial gold placers mainly from the intermediate PGM reservoir which is composed by the rocks of the Volgian stage J<sub>3v2-3</sub> (Titonian). Thus the source reservoir PMPs might be sedimentary rocks and/or explosive breccias of andesite-basalt of the Volgian stage.

Keywords: platinum group minerals, Baimka gold placer cluster, Western Chukotka, <sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He dating

УДК 550.89

## РАСТВОРИМОСТЬ ПИРОХЛОРА В РАСТВОРАХ NaF ПРИ 800°С И Р = 170–230 МПа

© 2022 г. А. Ф. Редькин<sup>1,\*</sup>, Н. П. Котова<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов<sup>1</sup>

Поступило 15.07.2022 г. После доработки 20.07.2022 г. Принято к публикации 01.08.2022 г.

Проведены экспериментальные исследования растворимости пирохлора (NaCa)Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F в системе NaF–H<sub>2</sub>O, охватывающей как гомогенную область гидротермальных растворов, так и область флюидной несмесимости, в интервале концентраций NaF от 0.1 до 16 моль кг<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O при 800°C и давлении 170–230 МПа. Установлено, что содержание ниобия в растворах, насыщенных пирохлором и флюоритом находится в пределах от  $10^{-5}$  до  $10^{-3}$  моль кг<sup>-1</sup> H<sub>2</sub>O. В области флюидной несмесимости при увеличении концентрации NaF наблюдается снижение *m*Nb. Показано, что наиболее вероятными формами ниобия в изученных фторидных растворах могут быть частицы HNbO<sub>3</sub><sup>0</sup>, NbO<sub>2</sub>F<sup>0</sup>. Сравнительный анализ экспериментальных данных указывает на то, что концентрация ниобия, равновесная с пирохлором и флюоритом, в  $10^{-2}$ –10 m NaF растворах, в 10-50 раз выше, чем концентрация тантала в равновесии с микролитом и флюоритом.

*Ключевые слова:* эксперимент в системе NaF–H<sub>2</sub>O, инконгруэнтная растворимость, пирохлор, флюорит, микролит, флюидная несмесимость

DOI: 10.31857/S2686739722601405

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Пирохлор является важнейшим ниобий-содержащим рудным минералом, поэтому исследование его поведения в гидротермальных и магматических системах представляет интерес для генезиса соответствующих редкометальных месторождений. Рудные минералы (пирохлор и микролит), содержащие ниобий и тантал, обладают низкой растворимостью в гидротермальных растворах, поэтому считается, что их образование связано с эволюцией фторсодержащих магматических расплавов. Вместе с тем в ряде работ [1-3] было показано, что фторидные растворы способны накапливать значительные концентрации ниобия и участвовать в перекристаллизации редкометальных руд. Преимущественной формой переноса ниобия являются фторидные комплексы [4]. Особый интерес представляют растворы фторида натрия, поскольку натрий является доминирующим катионом большинства гидротермальных растворов магматогенного генезиса и при указанных выше *ТР*-параметрах в системе NaF-H<sub>2</sub>O имеет место [3] явление флюидной несмесимости – распад гомогенного раствора на флюидные фазы, имеющие разную плотность.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Опыты проводили на установке высокого газового давления УВГД-10000 с внутренним нагревом (газовый сосуд, ГС) при одновременной загрузке в контейнер 4-5 ампул, а также на гидротермальной установке (УВД-6000) в реакторах диаметром 6-8 мм при 800°С, *p* = 170-230 МПа. Длительность опытов составляла 7-9 сут. Материалами служили пирохлор (Pcl), полученный гидротермальным синтезом из тщательно перетертой смеси реагентов  $NaF + CaCO_3 + Nb_2O_5$ , при 800°С и давлении 200 МПа в 1М растворе NaF; NaF в виде реактива марки осч; флюорит (Fl) – CaF<sub>2</sub> и тридистиллированная H<sub>2</sub>O. Флюорит для опытов готовили из реактива CaF2 особой чистоты путем перекристаллизации в 0.1 *m*HF при 500°C, 100 МПа в течение 2 нед., с последующей сушкой при 100°С и отжиге на воздухе при 500°С. В Рt-ампулу вводили 10-15 мг Pcl, 0 - 5 мг Fl, NaF от 0 до 100 мг и 0.15 мл H<sub>2</sub>O. В опытах, где исходная концентрация NaF была ниже 1 моль кг<sup>-1</sup> Н<sub>2</sub>О, использовали растворы фторида натрия.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского Российской академии наук, Черноголовка, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: redkin@iem.ac.ru



**Рис. 1.** Границы флюидной несмесимости  $(L_1 + L_2)$  в системе NaF–H<sub>2</sub>O по экспериментальным данным (Редькин и др., 2016). HS–I и HS–II области гомогенности раствора NaF–H<sub>2</sub>O в интервале минимального (Рсг min) и максимального (Рсг max) критического давления флюида.

Процедура разгрузки ампул и анализа продуктов опытов была аналогична ранее описанной в деталях в работе [3].

Исследование растворимости пирохлора (NaCa)Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F проведено в растворах, содержаших 0.1-16 *m*NaF. охватывающих как гомогенную область растворов (HS-I и HS-II), так и область флюидной несмесимости (L<sub>1</sub> + L<sub>2</sub>) в системе NaF-H<sub>2</sub>O (рис. 1). В системе NaF-H<sub>2</sub>O при 800°С сушествует ограниченная область несмесимости растворов [3], в которой проявляется особенность гидролиза NaF, влияющая на растворимость рудного минерала. Область несмесимости  $(L_1 + L_2)$  оконтурена по результатам исследования растворимости микролита, (NaCa)Ta<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F, в растворах NaF. При 800°С и 170, 200 и 230 МПа содержания NaF в L<sub>1</sub> и L<sub>2</sub> флюидных фазах равны 1 и 11 мас. %, 5 и 26%, 12 и 25% соответственно. Так как пирохлор, как это будет показано ниже, также имеет низкую растворимость в солевых NaF-растворах, то границы флюидной несмесимости не должны заметно измениться и все несоответствия могут быть связаны с методикой эксперимента, прежде всего точностью задания температуры и давления в реакционной зоне.

Результаты анализа растворов на содержание ниобия представлены на рис. 2. В опытах, проведенных при давлении 170 и 230 МПа на УВД и ГС, отмечается различие данных по содержанию ниобия. Следует отметить, что в системе NaF–H<sub>2</sub>O при 800°С указанные давления (170 и 230 МПа) близки к критическим давлениям ( $P_{cr min} = 165 \pm 5$  МПа и  $P_{cr max} = 236 \pm 5$  МПа). Мы допускаем, что давле-

ние в опытах на ГС было за пределами критической области, что могло оказать заметное влияние на результаты исследований. В экспериментах, проведенных на УВД, параметры опытов постоянно поддерживались с точностью ( $T \pm 3$ °С,  $p \pm 5$  МПа). Результаты наших исследований удовлетворительно согласуются с данными [5], полученными в опытах по растворению природного пирохлора при 650°С, 100 МПа в 1 молярном NaF растворе в присутствии SiO<sub>2</sub>.

Согласно результатам рентгенофазового анализа и исследований на электронном сканирующем микроскопе (CamScan, Vega-II), твердые продукты опытов были представлены двумя минеральными фазами: пирохлором (NaCa)Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F и флюоритом CaF<sub>2</sub>. В процессе эксперимента, особенно в высококонцентрированных растворах NaF, происходили перекристаллизация и заметное (в десятки раз) укрупнение отдельных кристаллов пирохлора.

Полученные экспериментальные данные были использованы для определения основных форм переноса Nb<sup>5+</sup> во фторидных растворах. В качестве наиболее вероятных частиц Nb<sup>5+</sup> были рассмотрены гидроксо- и гидроксо-фторидные комплексы, подобные частицам Та<sup>5+</sup> [3]. Принимая во внимание относительно слабую зависимость mNb от ионной силы раствора ( $\sim mNaF$ ), можно ожидать, что доля заряженных комплексов Nb<sup>5+</sup> [4, 6] в рассматриваемой системе будет незначительной. Расчеты выполнены по программе OptimA [7]. Установлено, что основными формами ниобия в изученных фторидных растворах могут быть частицы  $HNbO_3^0$ ,  $NbO_2F^0$ . Другие частицы, NbOOHF<sup>0</sup><sub>2</sub>, Na<sub>6</sub>H<sub>2</sub>Nb<sub>6</sub>O<sup>0</sup><sub>19</sub>, NaNbO<sup>0</sup><sub>3</sub>, подобные тем, которые установлены для тантала, если и присутствуют, то в подчиненных количествах. В результате проведенных термодинамических расчетов определены константы реакций:

$$Pcl + 2HF^{0} + H_{2}O = Flu + 2HNbO_{3}^{0} + NaF^{0},$$
  

$$lg K_{p}(1) = -7.27,$$
(1)

$$Pcl + 4HF^{0} = Flu + 2NbO_{2}F^{0} + NaF^{0} + 2H_{2}O,$$

$$lg K_{p}(2) = -2.60.$$
(2)

На рис. 2 концентрации частиц  $HNbO_3^0$ ,  $NbO_2F^0$  показаны прерывистыми линиями, а суммарная концентрация ниобия в гомогенных растворах показана сплошной линией. Экспериментальные данные указывают на особенность изменения растворимости в области флюидной несмесимости – кажущаяся растворимость пирохлора (т.е. определенная в закаленном растворе, после смешения  $L_1$  и  $L_2$  флюидных фаз) падает с ростом суммарной концентрации NaF.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



Рис. 2. Результаты опытов по инконгруэнтной растворимости пирохлора (Pcl) в растворах NaF при 800°С, p = 170 (a), 200 (б) и 230 (в) МПа (треугольные символы – на УВД, квадратные символы – на ГС). Сплошными линиями показаны тренды изменения mNb от mNaF, пунктирными – концентрации преобладающих частиц Nb (по результатам термодинамических расчетов). Условные обозначения: HS-I – гомогенный раствор в области низких концентраций NaF, HS-II – гомогенный раствор в области высоких концентраций NaF, L<sub>1</sub> + L<sub>2</sub> – область несмесимости флюидных фаз в системе NaF–H<sub>2</sub>O.



**Рис. 3.** Влияние *m*NaF на содержание Nb и Ta в растворах равновесных с Pcl+Flu (кружки), U–Pcl+Flu + UO<sub>2</sub> (черные кружки) и Mic + Flu (треугольники) при  $800^{\circ}$ С, *p* = 170–230 МПа (по экспериментальным данным).

На рис. 3 обобщены экспериментальные данные по инконгруэнтной растворимости пирохлора (CaNa)Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F, микролита (CaNa)Ta<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F и уран-пирохлора (Na<sub>1.2</sub>Ca<sub>0.4</sub>U<sub>0.3</sub>)Nb<sub>2</sub>O<sub>6.4</sub>F<sub>0.4</sub> [8] в растворах NaF. Согласно проведенным исследованиям установлено, что концентрация ниобия, равновесная с Pcl + Flu, в  $10^{-2}$ –10 m NaF-растворах, в 10-50 раз выше, чем концентрация тантала в равновесии с микролитом и флюоритом. Уран, входящий в восьми координационную позицию А пирохлора, замещая Ca<sup>2+</sup>, практически не оказывает влияния на содержание ниобия в равновесном растворе.

Проведенные исследования показали, что высокотемпературные (магматогенные) растворы, содержащие значительные концентрации фторидных солей, способны растворять и переносить ниобий в количествах ~10 ррт и участвовать в формировании гидротермальных рудных месторождений.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В.К. Карандашеву (ИПТМ РАН), А.Н. Некрасову, О.Л. Самохваловой и Н.И. Кузнецову (ИЭМ РАН) за помощь в проведении исследований.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме: FMUF-2022-0003 и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 20-05-00307).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Zaraisky G.P., Korzhinskaya V., Kotova N. Experimental studies of Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and columbite-tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550°C and 50 to 100 MPa // Mineral. Petrol. 2010. V. 99. № 3–4. P. 287–300. https://doi.org/10.1007/s00710-010-0112-z
- 2. *Korzhinskaya V.S., Kotova N.P.* Experimental modeling of possibility of hydrothermal transferring niobium by fluoride // Experiment in Geosciences. 2012. V. 18. № 1. P. 119–121.
- Редькин А.Ф., Котова Н.П., Шаповалов Ю.Б. Жидкостная несмесимость в системе NaF-H<sub>2</sub>O и растворимость микролита при 800°С // ДАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 210-214. https://doi.org/10.7868/S0869565216200196
- Akinfiev N.N., Korzhinskaya V.S., Kotova N.P., Redkin A.F., Zotov A.V. Niobium and tantalum in hydrothermal fluids: Thermodynamic description of hydroxide and hydroxofluoride complexes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. V. 280. P. 102–115. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.04.009
- Kotelnikov A.R., Korzhinskaya V.S., Kotelnikova Z.A., Suk N.I. Influence of Silicate Substance on Pyrochlore and Tantalite Solubility in Fluoride Aqueous Solutions (Experimental Studies). In: Litvin Y., Safonov O. (eds.)

Advances in Experimental and Genetic Mineralogy. Springer Mineralogy. Springer, Cham. 2020. P. 49–68. https://doi.org/10.1007/978-3-030-42859-4\_3

- Timofeev A., Migdisov Art.A., Williams-Jones A.E. An experimental study of the solubility and speciation of niobium in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 158. P. 103–111. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.015
- Shvarov Yu.V. A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Applied Geochemistry. 2015. V. 55. P. 17–27. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.11.021
- Redkin A.F., Kotova N.P., Shapovalov Y.B., Velichkin V.I. Experimental study and thermodynamic modeling of niobium, tantalum, and uranium behaviour in supercritical fluoride hydrothermal solutions. In: Solution Chemistry Advances in Research and Applications: (Ed.: Yongliang Xiong) Published by Nova Science Publishers, Inc. New York. 2018. P. 1–46. ISBN: 978-1-53613-101-7

# PYROCHLORE SOLUBILITY IN NaF SOLUTIONS AT 800°C AND 170 TO 230 MPa

#### A. F. Redkin<sup>*a*,#</sup>, N. P. Kotova<sup>*a*</sup>, and Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: redkin@iem.ac.ru</sup>

The pyrochlore (NaCa)Nb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F solubility was studied in NaF–H<sub>2</sub>O system, covering both the homogeneous region of hydrothermal solutions and the region of fluid immiscibility, in the range of NaF concentrations from 0.1 to 16 m at 800°C and 170 to 230 MPa. It was found that the niobium content in solutions saturated with pyrochlore and fluorite ranges from  $10^{-5}$  to  $10^{-3}$  m. In the fluid immiscibility region, with an increase in NaF concentration, a decrease in mNb is observed. It is shown that the most probable forms of niobium in the studied fluoride solutions may be HNbO<sub>9</sub><sup>0</sup> and NbO<sub>2</sub>F<sup>0</sup> species. Comparative analysis of experimental data indicates that niobium concentration in equilibrium with pyrochlore and fluorite in  $10^{-2}$ –10 mNaF solutions is 10-50 times higher than tantalum concentration in equilibrium with microlite and fluorite.

*Keywords:* experiment in NaF-H<sub>2</sub>O system, incongruent solubility, pyrochlore, fluorite, microlite, fluid immiscibility

УДК 551.72; 551.24.056

# ГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 2022 г. И. И. Лиханов<sup>1,\*</sup>, академик РАН В. В. Ревердатто<sup>1</sup>

Поступило 24.03.2022 г. После доработки 06.04.2022 г. Принято к публикации 07.04.2022 г.

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских каолинитовых кор выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава. Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены особенностями осадконакопления при формировании протолита за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастами в диапазоне 1962–2043 млн лет с вовлечением в область эрозии примеси пород основного и кислого состава и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Северо-Енисейского кряжа в докембрии.

*Ключевые слова:* метапелиты, геохимия, палеообстановки, протолиты, U–Pb-датирование циркона, Северо-Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S2686739722100358

В Северо-Енисейском кряже широко развиты метаморфические комплексы железисто-глиноземистых метапелитов, интерес к которым обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. Полиморфы Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма глинистых сланцев, а их минеральные ассоциации информативны для калибровки геотермобарометров и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. С другой стороны, эти минералы часто используются в качестве сырья для получения глинозема. В настоящее время суммарные прогнозные ресурсы региона в пересчете на полезные минералы на глубину 50 м оцениваются около 200 млн тонн. В последние годы эти исследования приобретает особую актуальность как в прикладном (алюминиевая промышленность России обеспечена глиноземом собственного производства только на 30%, остальные его объемы импортируются из стран ближнего и дальнего зарубежья), так и в теоретическом аспекте в связи с необходимостью создания количественной теории метаморфогенного рудообразования.

Геохимическая специфика этих пород, особенно в отношении индикаторных для выяснения геодинамических особенностей формирования протолита микроэлементов, изучена недостаточно, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным такой специфический состав пород обычно интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания (например, [1]), что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах [2]. Это вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород.

В настоящей статье на основе анализа геохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метапелитам Северо-Енисейского кряжа предпринята попытка реконструировать состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определить возраст источников сноса вещества.

В качестве объектов исследования выбраны метапелиты в пределах тейского, гаревского и приангарского комплексов Центрального блока Северо-Енисейского кряжа. В разрезе складча-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

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

тых структур Центрального блока наиболее древним является Гаревский комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи [3]. Гаревский комплекс надстраивается Тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского. В геологическом строении Ангарского комплекса принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии [4].

В развитии этих метаморфических комплексов были выделены несколько этапов, различающихся термодинамическими режимами, величинами метаморфических градиентов и возрастами [5]. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil-типа с гренвильским возрастом ~1050-950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH = 25-35^{\circ}C/км$ [6, 7]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798-802 млн лет) [8, 9] коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ку–Sil*-типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение  $And \rightarrow Ky \pm Sil$ .

Петрохимические данные в сочетании с особенностями распределения микроэлементов в породах (табл. 1–4) позволили определить состав и природу протолитов и провести реконструкции обстановок их формирования [13, 15]. Для этих целей была использована система петрохимических модулей и генетических диаграмм, обзор которых приведен в [10-12]. Для породообразующих компонентов использовались известные петрохимические отношения – химический индекс изменения CIA =  $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + CaO)]$  $+ Na_2O + K_2O$ ] × 100, химический индекс выветривания CIW =  $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ , индекс зрелости осадков IVC =  $[(Fe_2O_3 + K_2O + K_2O_3 + K_2O_$  $+ Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$  и индекс степени преобразования плагиоклазов  $PIA = [(Al_2O_3 - C_2O_3)]$  $-K_2O$ /(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O - K<sub>2</sub>O)] × 100. B otношении РЗЭ и редких элементов наиболее информативными для этих целей являлись: сумма РЗЭ; отношение суммы легких редких земель к тяжелым (LREE/HREE)<sub>n</sub>, что трактуется как индикатор палеоклимата; отношение Eu/Eu\* =  $= Eu_n/(Sm_n + Gd_n) \times 0.5$  и Ce/Ce\* = Ce<sub>n</sub>/(Ln<sub>n</sub> +  $+ Pr_n$ ) × 0.5 – индикатор седиментационных обстановок; отношение (La/Yb)<sub>n</sub> – наклон спектра распределения содержаний РЗЭ и (Gd/Yb)<sub>n</sub> – индикатор степени деплетированности тяжелых РЗЭ; последние контролируются, преимущественно, составом пород источников сноса и локальной тектоникой [10]; а также ряд их индикаторных отношений (La/Sc, Th/Sc, La/Th, Co/Th, Th/U). Определение геодинамических обстановок формирования протолита осуществлено с помощью известных дискриминационных диаграмм: Eu/Eu\*–(Gd/Yb)<sub>n</sub> и La – Th [2].

Данные для образцов метапелитов Тейского комплекса, находящихся на разном расстоянии от надвига, показывают следующие вариации составов (мас. %): SiO<sub>2</sub> 58.62–61.12, CaO 0.46–0.95, Na<sub>2</sub>O 0.25-0.52 и K<sub>2</sub>O 2.58-3.56 (табл. 1). Колебания содержаний других оксидов менее существенны, и в целом метаморфизм в толще пород приближался к изохимическому типу, что согласуется с заключениями о характере коллизионного метаморфизма в других районах Северо-Енисейского кряжа [13]. Некоторые различия в количествах кремния, кальция, натрия и калия могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плагиоклаза. Несмотря на эти особенности, в целом эти породы и породы ангарского участка классифицируются как низкокальциевые (<1 мас. %) и умеренно насыщенные К<sub>2</sub>О метапелиты, одновременно обогащенные Fe и Al. На петрохимической диаграмме [14] эти породы относятся к железистым (Х<sub>Fe</sub> = = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.65 - 0.85 на мольной основе) и глиноземистым ( $X_{A1} = (Al_2O_3 - C_2O_3)$  $- 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) =$ = 0.3-0.6) по сравнению со средними составами типичных метапелитов и PAAS (постархейских австралийских сланцев), характеризующихся более низкими значениями  $X_{Fe} = 0.52$  и  $X_{Al} = 0.13$  [2]. На треугольной диаграмме AFM область таких химических составов располагается выше конноды гранат-хлорит (рис. 1 а). Наряду с отмеченными повышенными содержаниями общего железа и глинозема они характеризуются несколько пониженной концентрацией TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO и Na<sub>2</sub>O относительно средних составов типичных метапелитов.

Изученные метапелиты Тейского и Гаревского комплексов характеризуются близкими значениями гидрализатного модуля  $\Gamma M = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3total} + MnO)/SiO_2$  в интервале: 0.51–0.53, железного модуля  $KM = (Fe_2O_{3total} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ : 0.31–0.39, алюмокремниевого модуля  $AM = Al_2O_3/SiO_2$ : 0.35–0.37 и фемического модуля  $AM = (Fe_2O_{3total} + MnO + MgO)/SiO_2$ : 0.15–0.18, что в целом позволяет их классифицировать как нормо- и суперсиаллиты [2]. Данные совместного использования щелочного модуля  $IIM = Na_2O/K_2O$ : 0.08–0.17 и калиевого модуля  $KM = K_2O/Al_2O_3$ : 0.12–0.17 указывают на преобладание в исходных глинистых отложениях гидрослюды и хлорита. Однако на диаграмме для

#### ЛИХАНОВ, РЕВЕРДАТТО

Окислы и модули	Метап региона метамој	елиты ального рфизма	Метапелиты коллизионного метаморфизма							
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
SiO <sub>2</sub>	58.73	58.62	58.75	59.14	59.19	59.63	59.84	60.51	61.12	60.53
TiO <sub>2</sub>	2.31	1.27	0.99	1.17	1.08	1.58	1.14	0.98	0.99	1.01
$Al_2O_3$	21.43	21.76	21.42	21.77	21.49	21.64	22.02	22.32	21.69	21.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.21	7.37	7.74	7.62	8.45	7.84	8.14	7.88	8.62	8.77
MnO	0.14	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.14	0.15	0.17
MgO	1.62	1.71	1.07	1.02	1.13	1.45	1.72	1.35	1.79	1.89
CaO	0.47	0.49	0.46	0.54	0.62	0.73	0.77	0.79	0.94	0.95
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.41	0.49	0.52	0.39	0.31	0.29	0.25	0.37	0.28
K <sub>2</sub> O	3.39	3.27	3.56	2.99	2.79	2.84	2.74	2.98	2.58	2.82
$P_2O_5$	0.14	0.12	0.11	0.10	0.18	0.15	0.12	0.09	0.12	0.17
П.п.п.	4.23	4.54	5.16	4.77	4.53	3.77	3.05	2.51	1.72	1.59
Сумма	100.0	99.7	99.9	99.8	100.0	100.1	100.0	99.9	100.1	100.0
ГМ	0.53	0.52	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52
AM	0.36	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.37	0.37	0.35	0.36
ФМ	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.18
ТМ	0.108	0.058	0.046	0.054	0.050	0.073	0.052	0.044	0.046	0.046
KM	0.16	0.15	0.17	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
ЩМ	0.10	0.13	0.14	0.17	0.14	0.11	0.11	0.08	0.14	0.10
HKM	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14
ЖМ	0.31	0.33	0.35	0.34	0.38	0.34	0.36	0.34	0.39	0.39
CIA	83.65	83.92	82.61	84.31	84.97	84.80	85.28	84.74	84.79	84.34
CIW	96.40	96.03	95.75	95.36	95.51	95.41	95.41	95.55	94.30	94.66
IVC	0.72	0.67	0.67	0.64	0.67	0.68	0.67	0.64	0.70	0.72

**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

разделения глинистых отложений ФМ–НКМ [2], где НКМ (модуль нормированной щелочности) =  $= (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , эти породы в основном локализуются в поле составов с доминирующей ролью каолинита (рис. 1 б), что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ = 0.14-0.19, в сочетании с низкими значениями MgO (<1.90 мас. %) и повышенным содержанием  $K_2O$  (>2.58 мас. %), свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород и указывает на отсутствие примеси вулканогенного материала основного состава [15]. Высокие величины титанового модуля  $TM = TiO_2/Al_2O_3$  (до 0.11) типичны для накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа [16].

Высокие значения индексов CIA и CIW в интервалах: 83-97 свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке теплого и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64-0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидролизатного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область седиментации геохимически более зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24-27 мас. %)-иллит (29-38 мас. %)-монтмориллонит (8-15 мас. %)каолинитовый (9-21 мас. %)-состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH [17], соответствует зрелым осадочным породам (пелитам и субгравуакковым пелитам) (рис. 1 в).

0			р. Ангара			р. Тасеева							
Окислы и молули		Номера проб											
	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662					
SiO <sub>2</sub>	63.68	59.69	60.38	59.72	63.39	50.98	57.91	53.65					
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.96	0.75	1.01	1.06	1.58	1.33	0.96					
$Al_2O_3$	18.32	20.38	19.69	18.81	18.45	27.95	22.39	23.69					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.63	9.87	9.96	10.54	7.76	13.47	13.06	18.03					
MnO	0.07	0.04	0.05	0.10	0.07	0.17	0.07	0.15					
MgO	1.80	2.49	2.04	2.38	1.64	1.86	1.87	1.90					
CaO	0.19	0.28	0.32	1.19	0.96	0.68	1.01	0.50					
Na <sub>2</sub> O	0.3	0.49	0.47	1.33	0.94	0.62	0.63	0.85					
K <sub>2</sub> O	2.89	3.02	2.51	2.99	3.63	1.89	1.85	1.43					
$P_2O_5$	0.11	0.14	0.08	0.10	0.07	0.29	0.12	0.22					
П.п.п.	3.1	2.97	3.28	2.43	2.27	0.79	0.56	0.80					
Сумма	100.1	100.4	99.91	100.7	100.4	100.3	100.1	100.3					
ГМ	0.44	0.52	0.50	0.51	0.43	0.84	0.64	0.80					
AM	0.29	0.34	0.33	0.31	0.29	0.55	0.39	0.44					
ФМ	0.16	0.21	0.20	0.22	0.15	0.30	0.26	0.37					
ТМ	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04					
KM	0.16	0.15	0.13	0.16	0.20	0.07	0.08	0.06					
HKM	0.17	0.17	0.15	0.23	0.25	0.09	0.11	0.10					
CIW	97.4	96.5	96.1	88.2	90.7	95.6	93.2	94.6					
IVC	0.80	0.84	0.81	1.03	0.87	0.72	0.88	1.00					
PIA	96.9	95.9	95.6	86.3	88.6	95.3	92.6	94.3					

**Таблица 2.** Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Ангарского комплекса

В Ангарском комплексе метапелиты удерейской свиты (р. Тасеева) по сравнению с метапелитами широкинской серии отличаются повышенными концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 28 мас. %) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 18 мас. %) и пониженными содержаниями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O (табл. 2). Это позволяет классифицировать породы широкинской серии как нормои суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии – как гипо- и псевдогидрализаты [2]. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ-НКМ породы широкинской серии локализуются в поле составов с доминирующей ролью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюд и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой (рис. 1 б). Это может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, где ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолинитовые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выноситься более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава [11]. Высокие величины титанового модуля типичны для накопления исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями ТМ, индексов CIW, IVC и PIA (табл. 2), указывающих на образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинитового типа в обстановке теплого и влажного климата. Таким образом, метапелиты существенно железисто-глиноземистого состава изначально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового, а не латеритного типа, как считалось ранее [1]. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава с примесью нормативного хлорита.

49

## ЛИХАНОВ, РЕВЕРДАТТО

Элементы и отношения	Метап региона метамо	елиты ального рфизма	Метапелиты коллизионного метаморфизма							
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
Sc	24	31	19	26	24	19.5	20	19	21	27
Со	5.5	7.5	8.7	7.3	8.8	6.5	4.1	12	18	22
Ni	18.4	7.1	21	18.0	27	13.8	14	24	20	24
Rb	123	106	103	180	137	92	134	112	122	89
Sr	89	158	94	68	78	81	82	60	74	52
Y	34	40	30	31	37	32	36	41	29	31
Zr	179	238	224	237	229	210	208	248	242	219
Nb	12.3	16	15.9	17.3	16.1	15.7	15.6	17.8	16.7	15.2
Ва	400	445	378	476	422	322	334	570	537	398
Cs	5.1	5.8	4.9	4.7	5.9	6.1	5.2	5.7	4.8	5.3
La	98	94	74	58	66	53	39	44	37	26
Ce	157	169	144	105	84	94	71	53	58	43
Pr	16.4	19.4	10.3	12.0	11.2	9.8	8.0	7.6	6.6	4.6
Nd	51	64	38	40	37	30	26	23	23	17
Sm	9.4	10.0	5.9	6.2	5.2	4.5	4.0	4.3	3.9	3.3
Eu	1.30	1.63	0.99	1.01	0.61	0.75	0.82	0.74	0.71	0.68
Gd	6.2	7.3	3.9	4.7	4.4	3.9	3.8	3.2	3.4	3.7
Tb	1.07	1.20	0.79	0.86	0.67	0.66	0.73	0.69	0.59	0.47
Dy	7.1	6.8	4.8	5.1	4.7	4.6	5.0	3.9	2.9	3.3
Но	1.09	1.43	1.19	1.08	0.99	1.15	1.23	0.88	0.75	0.66
Er	4.9	4.6	3.1	3.2	2.7	4.0	4.4	2.8	2.3	2.2
Tm	0.80	0.72	0.62	0.52	0.64	0.67	0.73	0.65	0.53	0.45
Yb	4.4	4.9	3.9	3.2	3.7	3.7	3.8	3.1	2.8	2.1
Lu	0.71	0.72	0.55	0.47	0.61	0.57	0.53	0.41	0.32	0.33
Hf	4.5	5.8	5.8	5.9	5.4	5.3	5.4	6.5	5.7	4.9
Та	1.10	1.24	1.21	1.23	0.98	1.10	1.17	1.37	1.26	1.17
Th	32	29	21	22	24	17.6	16.4	23.6	21.6	18.6
U	2.5	3.2	2.8	2.7	2.1	2.2	1.84	2.2	2.3	2.4
(La/Yb) <sub>n</sub>	15.02	12.93	12.79	12.22	12.03	9.66	6.92	9.57	8.91	8.35
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.14	1.20	0.81	1.19	0.96	0.85	0.81	0.83	0.98	1.42
Eu/Eu*	0.49	0.56	0.59	0.55	0.38	0.54	0.63	0.59	0.58	0.59
Ce/Ce*	0.86	0.90	1.10	0.91	0.68	0.93	0.92	0.64	0.83	0.88
LREE/HREE	4.44	4.49	4.47	4.00	3.85	3.27	2.43	2.94	3.17	2.49
Сумма	359.4	385.7	241.3	292	222.4	211.3	169	148.3	142.8	107.8
La/Sc	4.083	3.032	3.053	2.846	2.75	2.718	1.95	2.316	1.762	0.963
Th/Sc	1.333	0.935	1.105	0.846	1.000	0.903	0.82	1.242	1.029	0.689
La/Th	3.063	3.241	2.762	3.364	2.75	3.011	2.378	1.864	1.713	1.398
Co/Th	0.172	0.259	0.414	0.332	0.367	0.369	0.25	0.508	0.833	1.183

**Таблица 3.** Содержания редкоземельных и редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

 $Eu^* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n) \times 0.5; f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3)/(FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO).$ 

51

			р. Ангара				р. Тасеева			
Элементы и отношения				Номер	а проб	I				
потпошения	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662		
Rb	143	103	121	120	138	72	96	54		
Sr	90	119	120	94	55	46	76	8.1		
Y	38	31	37	31	26	54	32	51		
Zr	217	231	237	153	246	187	175	57		
Nb	15	19	18	16.4	24	25	18.5	24		
Cs	5.4	4.8	4.7	4.3	2.1	1.91	3.1	1.01		
Ba	400	598	570	469	667	303	252	61		
La	70	30	33	36	15.7	69	39	13.0		
Ce	119	57	76	69	33	66	75	28		
Pr	17	7.6	8.6	8.8	4.1	17.4	9.4	3.6		
Nd	56	25	28	30	13.9	59	32	13.6		
Sm	10	4.5	5.2	5.4	2.7	10.5	5.4	3.5		
Eu	1.8	0.91	0.96	1.27	0.72	2.0	1.13	0.66		
Gd	8.9	4.3	4.7	5.9	3.5	11.9	5.8	3.9		
Tb	1.3	0.64	0.74	0.93	0.62	1.68	0.92	0.93		
Dy	7.5	4	4.5	5.0	4.1	9.2	5.5	6.9		
Но	1.5	0.85	0.91	0.96	0.85	1.66	1.02	1.57		
Er	4.5	2.6	2.7	2.9	2.6	4.7	3.0	4.6		
Tm	0.71	0.43	0.46	0.43	0.40	0.71	0.45	0.73		
Yb	4.5	2.7	3.1	2.8	2.6	4.5	3.0	4.5		
Lu	0.68	0.4	0.46	0.42	0.39	0.67	0.43	0.71		
Hf	7.2	6.9	6.7	3.8	6.2	9.3	4.4	1.57		
Та	1.3	1.6	1.7	1.05	1.37	1.92	1.24	1.78		
Th	18	23	24	12.0	11.5	22	11.9	6.6		
U	2.7	2.4	2.7	2.1	1.90	4.1	2.6	5.6		
f	0.81	0.83	0.82	0.80	0.81	0.87	0.86	0.62		
(La/Yb) <sub>n</sub>	10.5	7.49	7.18	9.23	4.33	11.0	9.33	2.07		
(La/Sm) <sub>n</sub>	4.40	4.19	3.99	4.27	3.72	4.21	4.63	2.38		
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.60	1.28	1.22	1.74	1.11	2.19	1.60	0.72		
Eu/Eu*	0.57	0.62	0.58	0.68	0.71	0.54	0.61	0.54		
Ce/Ce*	0.81	0.89	1.06	0.92	0.98	0.93	0.93	0.98		
LREE/HREE	10.6	9.11	10.1	8.80	5.40	9.36	9.16	3.08		
$\Sigma$ REE	303	141	169	170	85.2	329	182	86		

**Таблица 4.** Содержания редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Ангарского комплекса

Совокупности распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита, для изученных образцов разных комплексов характеризуются отрицательной европиевой аномалией  $Eu/Eu^*=0.38-0.71$  и имеют существенный отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений (La/Yb)<sub>n</sub>, (Gd/Yb)<sub>n</sub> и LREE/HREE (табл. 3, 4). Эти особенности характерны для по-

стархейских глинистых сланцев [4] и могут быть обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов [11].

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в изученных метапелитах несколько ниже, чем в PAAS, в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов. Унаследованность пер-



Рис. 1. (а) Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (оранжевый эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс, вытянутый в направлении вершины A) [18]. Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов [14]; (б) положение точек составов метапелитов на модульной диаграмме ФМ–HKM [2]. Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолинитовые глины; II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины; III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистые глины; V – хлорит-монтмориллонитовые глины и VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов; (в) MINLITH–нормативный состав метапелитов в координатах полевые шпаты (плагиоклаз + ортоклаз)–глинистые минералы (монтмориллонит + и иллит + хлорит + каолинит)–кварц на диаграмме [17].

вичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Со и Ni в сравнении с PAAS. Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о свидетельствуют величины чем отношения Eu/Eu\* < 0.85) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах Eu/Eu\*-(Gd/Yb)<sub>n</sub> (рис. 2 а) и La-Th (рис. 2 б) точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных тяжелыми REE и обедненных Со и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Отношение Се/Се\* в метапелитах варьирует в диапазоне 0.64-1.10, что совместно с использованием LREE/HREE = 2.43-4.49 отношений может быть объяснено накоплением исходных осадков на окраинно-континентальном прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород. Об этом же, как было отмечено выше, свидетельствуют петрохимические особенности пород и данные литолого-фациального анализа [16].

Для определения возраста источников сноса, участвующих в формировании осадочного протолита метапелитов, на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) было проведено U—Pb-изотопное датирование детритовых цирконов из микрогнейсов, обнаруженных в элювии с водораздела рек Нижняя Ведуга и Колоромо немтихинской толщи (координаты  $60^{\circ}23'15.33''$  с.ш.,  $91^{\circ}33'57.44''$  в.д.). Эти породы представляют собой метапесчаник с мелкопсаммитовой структурой  $Q_z + Ms + Chl + Ep \pm Pl$ -состава, соответствующий аркозам с повышенной калиевостью.

Цирконы представлены прозрачными призматическими кристаллами гиацинтового габитуса размером от 80 до 200 мкм. В катодолюминесценом изображении они характеризуются наличием длиннопризматических ядер с секториальной зональностью и внешних оболочек с нечеткой зональностью. Дискордия, построенная по 7 точкам из ядер и краевых частей цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией 2043 ± 8.1 млн. лет (рис. 3). Несколько меньшее значение получено для трех зональных конкордантных ядер и оболочки – 1962 ± 21 млн. лет (рис. 3, врезка). Эти данные могут быть использованы, чтобы обосновать постархейский (нижнепротерозойский) возраст пород питающих провинций для формирования осадочного протолита метапелитов.

Полученные выводы согласуются с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии: позднепротерозойскому этапу предшествовала эпоха континентального режима с пене-



• Метапелиты Ангарского комплекса

о Метапелиты Тейского и Гаревского комплекса

**Рис. 2.** Положение точек составов метапелитов на диаграммах: (a)  $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_n u$  (б) La-Th.



**Рис. 3.** U–Pb-диаграммы с дискордией и конкордией (вставка) для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гаревского комплекса.

пленизацией и формированием кор выветривания [14]. Рубеж раннего—позднего докембрия соответствовал субплатформенной стадии с накоплением железисто-глиноземистых терригенных и глинисто-карбонатных отложений тейской серии в энсиалических бассейнах рифтового типа, сформированных за счет размыва раннепротерозойских кристаллических и осадочных комплексов Сибирского кратона и продуктов их переработки [19]. Обширные территории, окончательно кратонизированные к концу палеопротерозоя, в течение раннего рифея характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, но осложненным процессами рифтинга, посте-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

пенно нараставшим на рубеже раннего и среднего рифея [20]. Существенным отличием состава раннепротерозойских метапелитов в сравнении с железисто-глиноземистыми породами позднепротерозойских серий юго-западной окраины Сибирского кратона является увеличение вклада гранитоидного материала в продуктах областей эрозии. Отмеченная тенденция к снижению содержаний Th. легких лантаноидов и обогашению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующей о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что питающей провиншией бассейна селиментации во время накопления осадочных отложений также могли быть гранитогнейсовые блоки (комплексы) Сибирского кратона, характеризующиеся аналогичными раннепротерозойскими возрастами ~2.0 млрд лет и отличающиеся повышенной геохимической дифференцируемостью, что свидетельствует о геохимической зрелости размывающейся коры низов кратона. Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd-изотопной систематики метапелитов из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского кряжа [19].

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с поддержкой полевых работ по госзаданию ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Головенок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
- 2. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. С.-Петербург: Наука, 2000. 479 с.
- 3. Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509– 515.
- Ножкин А.Д., Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 149–155.
- 5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и Р-Т диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH (K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. (2006) Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфиче-

ской зональности в Енисейском кряже // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512-516.

- 7. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // ДАН. 2008. Т. 411. № 2. С. 235–239.
- 8. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- 9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезные ископаемые. 2006. Т. 4. С. 414–441.
- 11. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 119–131.
- 12. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // European Journal of Mineralogy. 1994. V. 6. № 1. P. 133–144.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008. Т. 46. № 1. С. 20– 41.
- Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 1992. V. 10. P. 221–237.
- 15. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
- 16. Сараев С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, С. 78–85.
- Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа) // Литология и полезные ископаемые. 2003. Т. 34. С. 299– 312.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // International Geology Review. 1988. V. 30. № 8. P. 868– 877.

- 19. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

# GEOCHEMISTRY, FORMATION SETTINGS, COMPOSITION AND AGE OF PROTOLITH FOR THE Fe- AND AI-RICH METAPELITES OF THE NORTH YENISEI RIDGE

I. I. Likhanov<sup>a,#</sup> and Academician of the RAS V. V. Reverdatto<sup>a</sup>

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

The Fe- and Al-rich metapelites of the North Yenisei Ridge were redeposited and metamorphosed products of Precambrian weathering crusts of the kaolinite type of predominantly kaolinite-illite-montmorillonitequartz composition. The petro- and geochemical characteristics of the studied metapelites are mainly due to the features of sedimentation during the formation of the protolith, which could have been formed due to the erosion of the Lower Proterozoic microgneisses of the Siberian craton with ages in the range of 1962–2043 Ma with the involvement of granitoid and volcanic admixture of mafic rocks into the erosion area and subsequent accumulation in marginal continental shallow basins under conditions of a humid climate and a calm tectonic regime. These results are consistent with data of lithofacies analysis and geodynamic reconstructions of the Precambrian evolution of geological complexes in the North Yenisei Ridge.

Keywords: metapelites, geochemistry, paleosettings, protoliths, U-Pb zircon dating, North Yenisei Ridge

——— МИНЕРАЛОГИЯ ——

УДК 549.753 (571.66)

## НОВЫЙ ИЗОМОРФНЫЙ РЯД ВАГНЕРИТ—АРСЕНОВАГНЕРИТ

© 2022 г. Н. Н. Кошлякова<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН И. В. Пеков<sup>1</sup>, М. Ф. Вигасина<sup>1</sup>, А. А. Агаханов<sup>2</sup>, М. А. Назарова<sup>3</sup>

Поступило 17.06.2022 г. После доработки 24.07.2022 г. Принято к публикации 25.07.2022 г.

Новый твердый раствор между изоструктурными магнезиальными арсенатом и фосфатом группы вагнерита и новая высокомышьяковая разновидность вагнерита установлены в эксгаляционных отложениях активной фумаролы Арсенатной, вулкан Толбачик, Камчатка. Минералы изоморфного ряда вагнерит  $Mg_2(PO_4)F$ —арсеновагнерит  $Mg_2(AsO_4)F$  образовались при взаимодействии фумарольного газа и базальтового шлака в окислительных условиях при температурах выше 300°С. В минералах этого ряда единственной значимой изоморфной схемой является замещение  $As^{5+} \leftrightarrow P^{5+}$ , а состав тетраэдрически координированных компонентов меняется в пределах ( $As_{0.98}P_{0.01}$ )— ( $P_{0.54}As_{0.42}V_{0.01}$ ) с разрывом между составами ( $As_{0.93}P_{0.06}$ ) и ( $As_{0.57}P_{0.34}V_{0.07}$ ). Изоморфизм в тетраэдрических, как прирических, как принералов группы вагнерита и родственных им соединений, как природных, так и синтетических, установлен впервые.

*Ключевые слова:* вагнерит, арсеновагнерит, группа вагнерита, изоморфизм, КР-спектр, фумарольные эксгаляции, вулкан Толбачик **DOI:** 10.31857/S2686739722601107

Вагнерит  $Mg_2(PO_4)F$ И арсеновагнерит  $Mg_2(AsO_4)F$  входят в группу вагнерита, объединяющую четыре природных моноклинных фосфата и два арсената с общей формулой  $M_2 TO_4 X$ , где видообразующие M = Mg,  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ , T = P, As, a X = F, O, OH. Характерная черта членов этой группы, родственных фосфатам группы триплита-триплоидита – способность к образованию большого количества политипов на основе структурного архетипа триплита. Наиболее распространены в природе представители структурного типа вагнерита-Ma2bc ( $P2_1/c$ ), к которому относится и арсеновагнерит. Их кристаллическая структура состоит из тетраэдров ТО<sub>4</sub> и искаженных октаэдров *MO*<sub>4</sub>F<sub>2</sub>, объединенных вершинами и гранями с тригональными бипирамидами *М*О<sub>4</sub>F [1-3].

Для минералов группы вагнерита характерно образование твердых растворов с широко проявленными замещениями в позициях M (Mg<sup>2+</sup>  $\leftrightarrow$   $\leftrightarrow$  Fe<sup>2+</sup>  $\leftrightarrow$  Mn<sup>2+</sup>  $\leftrightarrow$  Mn<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  Fe<sup>3+</sup>  $\leftrightarrow$  Ca<sup>2+</sup>) и в позициях X (F<sup>-</sup>  $\leftrightarrow$  OH<sup>-</sup>  $\leftrightarrow$  O<sup>2-</sup>) [1]. В то же время скольлибо протяженных твердых растворов с участием тетраэдрически координированных компонентов T до настоящего времени не было известно не только у природных, но и у синтетических соединений с вагнеритоподобной структурой.

Арсеновагнерит, второй после саркинита  $Mn_2^{2+}(AsO_4)F$  арсенат в группе вагнерита, был открыт в высокотемпературных эксгаляциях активной фумаролы Арсенатной, порожденной вулканом Толбачик на Камчатке. По химическому составу голотип арсеновагнерита близок к конечному члену  $Mg_2(AsO_4)F$  [3]. Недавно в этой же фумароле нами впервые установлены промежуточные по величине As:P-отношения представители структурного семейства триплита/вагнерита. Их изучение позволило охарактеризовать новый изоморфный ряд вагнерит—арсеновагнерит, которому и посвящена настоящая работа.

Строение, минералогия и геохимико-минералогическая зональность отложений фумаролы Арсенатной охарактеризованы в работах [4, 5]. Минералы ряда вагнерит-арсеновагнерит встре-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет, Геологический факультет, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук, Москва, Россия

*Госсийской икиоемий наук, тосква, госсия* 

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

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

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

N₂	1	2	3	4	5	6	7
Минерал	Wag	Wag	AsWag	AsWag	AsWag	AsWag	AsWag
№ образца	5838-16	5838-16	5838-29	5838-21	5479	4766	4383 ht
		1	мас	c. %	I	I	
MgO	43.35	44.31	42.01	43.51	39.65	38.62	38.72
CaO	0.40	0.41	0.51	0.47	0.20	0.22	0.23
MnO			0.07	0.08			0.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	0.11			0.01	0.11		0.11
SiO <sub>2</sub>	0.12		0.11	0.07			0.08
$P_2O_5$	21.37	19.36	16.50	15.56	2.17		0.18
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> **	0.59	1.01	1.66	1.25		0.31	0.03
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	26.88	29.15	30.98	32.97	53.77	56.15	54.96
SO <sub>3</sub>		0.09	0.23	0.12			0.10
F	9.85	9.78	10.66	10.14	9.89	9.33	8.91
$-O=F_2$	4.15	4.12	4.49	4.27	4.16	3.93	-3.75
Сумма	98.52	99.99	98.25	99.92	101.63	100.71	100.57*
		формульные и	коэффициенти	ы, расчет на су	MMYO + F = 5		
Mg	1.99	2.03	1.97	2.03	1.97	1.97	1.98
Ca	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Mn				0.00	0.00		0.01
Р	0.56	0.50	0.44	0.41	0.06		0.01
V	0.01	0.02	0.03	0.03		0.01	0.00
As	0.43	0.47	0.51	0.54	0.94	1.00	0.99
F	0.96	0.95	1.06	1.00	1.04	1.01	0.97
0	4.04	4.05	3.94	4.00	3.96	3.99	4.03
$\Sigma M$	2.00	2.04	1.99	2.05	1.98	1.98	2.02
$\Sigma T$	1.00	0.99	0.98	0.98	1.00	1.01	1.97

**Таблица 1.** Представительные химические анализы минералов ряда вагнерит (Wag) – арсеновагнерит (AsWag) из фумаролы Арсенатной (вулкан Толбачик, Камчатка)

\*В сумму анализа входят также (мас. %): CuO 0.60 (формульный коэффициент для Cu = 0.02), ZnO 0.05. \*\*Для примесных Fe и V предположены валентные состояния Fe<sup>3+</sup> и V<sup>5+</sup>, с учетом высокоокислительных условий минералообразования в фумароле Арсенатной [4, 5]. Ан. 1–6 – данные настоящей работы, ан. 7 – голотип арсеновагнерита [3].  $\Sigma M = Mg + Ca + Mn + Cu$ ;  $\Sigma T = As + P + V$ . Пустая ячейка – содержание компонента ниже предела обнаружения.

чаются в различных зонах в двух минеральных ассоциациях. Наиболее богатые As члены ряда, представленные арсеновагнеритом с содержанием  $P_2O_5$  не выше 0.5 мас. % (ан. 6 и 7 в табл. 1), установлены в промежуточной части вертикального разреза, в т.н. полиминеральной зоне. Они ассоциируют с гематитом, фторфлогопитом, касситеритом, кальциойохиллеритом, йохиллеритом, никенихитом, свабитом, берцелиитом, тилазитом, ангидритом, афтиталитом, метатенардитом, крашенниниковитом и флюоборитом.

Более богатые фосфором члены ряда (12.4—21.4 мас. %  $P_2O_5$ : ан. 1—5 в табл. 1) ассоциируют с ангидритом, ванадат-арсенатными гранатами ряда шеферит-берцелиит, удинаитом, арсенудина-

итом, кальциойохиллеритом, свабитом, фторапатитом, тилазитом, людвигитом, боратами группы рабдоборита, форстеритом, диопсидом, гематитом, магнезиоферритом, повеллитом, шеелитом и баритом в глубокой, т.н. ангидритовой зоне фумаролы.

Минералы ряда вагнерит—арсеновагнерит образуют изометричные, таблитчатые, часто скелетные кристаллы размером до 1 мм, иногда собранные в прерывистые корочки площадью до  $3 \times 1.5$  см при толщине до 2 мм. Они прозрачны, имеют стеклянный блеск и светлый лимонноили зеленовато-желтый цвет, а иногда бесцветны.

Данные по химическому составу минералов получены в Лаборатории локальных методов ис-



**Рис. 1.** Соотношение фосфора и мышьяка (в атомах на формулу) в минералах ряда вагнерит-арсеновагнерит из фумаролы Арсенатной (вулкан Толбачик, Камчатка). Пунктирной линией показана формальная граница между минеральными видами.

следования вещества кафедры петрологии МГУ с помощью электронно-зондового микроанализатора JEOL Superprobe JXA-8230. Анализы выполнены в режиме ВДС при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 40 нА. Стандарты: Mg, Si – диопсид, Ca – CaSiO<sub>3</sub>, Mn – MnTiO<sub>3</sub>, Fe, S – FeS<sub>2</sub>, P – GaP, V – V, As – GaAs, F – CaF<sub>2</sub>.

Съемка спектров комбинационного рассеяния света (КРС) осуществлялась на кафедре минералогии МГУ с помощью спектрометра EnSpectr R532 при длине волны лазерного излучения 532 нм и мощности луча на выходе 4 мВт. Спектры получены на произвольно ориентированных образцах в диапазоне 200–4000 см<sup>-1</sup> в режиме накопления сигнала в течение 1 с при усреднении по 40 измерениям. Диаметр фокального пятна составлял 10 мкм.

Единственной значимой изоморфной схемой в описываемых минералах является изовалентное замещение  ${}^{T}As^{5+} \leftrightarrow {}^{T}P^{5+}$ . Примеси остальных *T*-компонентов, среди которых преобладает V<sup>5+</sup>, не превышают в сумме 0.1 атома на формулу (а.ф.). Сумма примесных катионов, замещающих Mg, не поднимается выше 0.04 а.ф. (табл. 1). Данные спектроскопии КРС показывают отсутствие в составе этих минералов ОН-групп.

В эксгаляциях фумаролы Арсенатной реализуется изоморфный ряд с разрывом между почти бесфосфористым арсеновагнеритом и высокомышьяковой разновидностью вагнерита. Этот ряд распадается на две части (рис. 1), ограниченные следующими составами (эмпирические данные):

низкофосфористая часть ряда (образцы из полиминеральной зоны):



**Рис. 2.** КР-спектры: (1) арсеновагнерита с низким содержанием фосфора (0.01 а.ф. Р) (Толбачик); (2) промежуточного члена ряда с составом, близким к  $Mg_{2.0}(P_{0.5}As_{0.5}O_{4.0})F_{1.0}$  (Толбачик); (3) безмышьякового вагнерита (Хольшеберг, Швеция).

(1)  $Mg_{1.98}(As_{0.98}P_{0.01})_{\Sigma 0.99}F_{1.04};$ 

(2)  $(Mg_{1.95}Ca_{0.01})_{\Sigma 1.96}(As_{0.93}P_{0.06})_{\Sigma 0.99}F_{1.16};$ 

высокофосфористая часть ряда (образцы из ангидритовой зоны):

(3)  $(Mg_{2.03}Ca_{0.02})_{\Sigma 2.05}(As_{0.57}P_{0.34}V_{0.07})_{\Sigma 0.98}F_{1.02};$ 

 $(4) \ (Mg_{2.05}Ca_{0.01})_{\Sigma 2.08}(P_{0.54}As_{0.42}V_{0.01})_{\Sigma 0.97}F_{1.04}.$ 

Спектры КРС (рамановские) получены для трех образцов различного состава. Изучены арсеновагнерит с низким содержанием Р (обр. 4766: ан. 6 в табл. 1) и промежуточный член ряда с сопоставимыми содержаниями As и P (обр. 5838–16: ан. 1–2 в табл. 1) из фумаролы Арсенатной, а для сравнения – безмышьяковый вагнерит состава, близкого к  $Mg_2(PO_4)F$ , из кварцита проявления Хольшеберг (Hålsjöberg), Вермланд, Швеция (рис. 2, спектры 1, 2 и 3 соответственно).

Интерпретация спектров выполнена с использованием данных [6], все приведенные ниже значения волновых чисел (рамановский сдвиг) даны в см<sup>-1</sup>.

Арсеновагнерит почти без Р (1): все линии относятся к колебаниям тетраэдра AsO<sub>4</sub>: 946, 903, 894 — валентная мода  $F_2$ , 866 с плечом при 839 — валентная мода  $A_1$ , линии в диапазоне 500—330 соответствуют деформационным модам Е и  $F_2$ .

Промежуточный член ряда (2): линии относятся к колебаниям тетраэдров  $PO_4$  и AsO<sub>4</sub>: 1187, 1115, 1019 — валентная мода  $F_2$  тетраэдра  $PO_4$ , дублет при 981/995 — валентная мода  $A_1$  тетраэдра  $PO_4$ , линия 914 с плечом при 937 — валентная мода  $F_2$  тетраэдра AsO<sub>4</sub>, линии 883 и 845 — валентная мода  $A_1$  тетраэдра AsO<sub>4</sub>, линии 639 и 611 — деформационная мода  $F_2$  тетраэдра  $PO_4$ , линии в диапазоне 500—300 относятся к деформационным модам E и  $F_2$  тетраэдров  $PO_4$  и AsO<sub>4</sub>.

Вагнерит без As (3): линии относятся к колебаниям тетраэдра PO<sub>4</sub>: 1151, 1094, 1055 относятся к валентной моде  $F_2$ , дублет при 992/1003 — к валентной моде  $A_1$ , линия при 618 с плечом при 591 соответствует моде  $F_2$ , а линии при 479 и 454 — моде E, являющимися деформационными.

Линии с частотами ниже 300 относятся к трансляционным колебаниям катионов и решеточным модам.

Таким образом, обнаружена ранее неизвестная богатая As разновидность вагнерита и установлен новый изоморфный ряд между фосфатным и арсенатным представителями структурного семейства триплита/вагнерита. Изоморфизм в тетраэдрических позициях у соединений с такими структурами до обнаружения этого ряда не был известен не только в природе, но и для синтетических веществ. При этом, в отличие от описанных в литературе членов групп вагнерита и триплита-триплоидита, в изученных нами минералах ряда вагнерит-арсеновагнерит из фумарольных эксгаляций практически не проявлен изоморфизм в катионных позициях М (они здесь почти полностью заселены Mg) и анионных позициях Х. Состав Т-компонентов в минералах ряда вагнерит-арсеновагнерит лежит в диапазоне  $(As_{0.98}P_{0.01}) - (As_{0.93}P_{0.06})$  у образцов, отобранных в более низкотемпературной полиминеральной зоне фумаролы, и в диапазоне  $(As_{0.57}P_{0.34}V_{0.07})$  –  $(P_{0.54}As_{0.42}V_{0.01})$  у образцов из более высокотемпературной ангидритовой зоны.

КР-спектры арсеновагнерита и промежуточного члена ряда вагнерит—арсеновагнерит публикуются впервые. В спектре вагнерита промежуточного состава  $Mg_{2.0}(P_{0.5}As_{0.5})O_4F_{1.0}$  наблюдаются сопоставимые по интенсивности полосы, отвечающие валентным колебаниям связей  $T^{5+}$ — О в тетраэдрах PO<sub>4</sub> и AsO<sub>4</sub>.

Фосфаты и арсенаты достаточно близки с кристаллохимической точки зрения: многие арсенаты имеют изоструктурные аналоги среди фосфатов, однако протяженных твердых растворов между природными арсенатами и фосфатами из-

вестно не так много. Существенный изоморфизм между Р<sup>5+</sup> и As<sup>5+</sup> в фумарольных минералах группы вагнерита реализуется только в глубоких, наиболее горячих (>600°С) зонах фумаролы Арсенатной, но не в промежуточных. Важно отметить, что твердые растворы с широкими замещениями в тетраэдрах *TO*<sub>4</sub> с участием пятивалентных *Т*-компонентов (P, As, V) при незначительном проявлении изоморфизма в позициях катионов металлов наблюдаются здесь же и для представителей других групп - это минералы со структурами типа апатита (изоморфная система фторапатит-свабит-плиниусит:  $P^{5+} \leftrightarrow As^{5+} \leftrightarrow V^{5+}$ ), титанита (система изокит-тилазит-резницкиит:  $P^{5+}$  ↔  $As^{5+}$  ↔  $V^{5+}$ ), граната (ряд шеферит–берце-лиит:  $As^{5+}$  ↔  $V^{5+}$ ), джеффбенита (ряд удинаит– арсенудинаит:  $As^{5+}$  ↔  $V^{5+}$ ) [4, 7, 8]. Мы считаем, что именно сочетание высокой температуры и атмосферного давления при сильно окислительных условиях и газовом транспорте анионообразующих компонентов способствует широкому изоморфизму между высоковалентными тетраэдрически координированными компонентами в этих минералах.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 19-17-00050.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Chopin C., Armbruster T., Grew E.S., Baronnet A., Leyx C., Medenbach O. The triplite-triploidite supergroup: structural modulation in wagnerite, discreditation of magniotriplite, and the new mineral hydroxylwagnerite // Eur. J. Mineral. 2014. V. 26. № 4. P. 553–565.
- Lazic B., Armbruster T., Chopin C., Grew E.S., Baronnet A., Palatinus L. Superspace description of wagnerite-group minerals (Mg,Fe,Mn)<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)(F,OH) // Acta Crystallogr. Sect. B Struct. Sci. Cryst. Eng. Mater. 2014. V. 70. № 2. P. 243–258.
- Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Y. New arsenate minerals from the Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. VIII. Arsenowagnerite, Mg<sub>2</sub>(AsO<sub>4</sub>)F // Mineral. Mag. 2018. V. 82. № 4. P. 877–888.
- Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates - A special type of arsenic mineralization // Eur. J. Mineral. 2018. V. 30. № 2. P. 305–322.
- Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia - Part 1: Neso-, cyclo-, ino- And phyllosilicates // Eur. J. Mineral. 2020. V. 32. № 1. P. 101–119.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

- 6. *Nakamoto K*. Infrared and Raman Spectra of Inorganic and Coordination Compounds. John Wiley & Sons, New York, 1986. 484 pp.
- Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Зубкова Н.В., Агаханов А.А., Турчкова А.Г., Карташов П.М., Сидоров Е.Г., Пущаровский Д.Ю. Новый твердый раствор со структурой граната: изоморфный ряд берцелиит– шеферит из фумарольных эксгаляций вулкана Толбачик, Камчатка // Записки Российского ми-

нералогического общества. 2020. Т. 149. № 6. Р. 69-84.

 Koshlyakova N.N., Pekov I.V., Vigasina M.F., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Britvin S.N., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Y. Reznitskyite, CaMg(VO<sub>4</sub>)F, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia and the first vanadate with a titanite-type structure // Mineral. Mag. 2022. V. 86. № 2. P. 307–313.

# THE NOVEL SOLID SOLUTION BETWEEN WAGNERITE AND ARSENOWAGNERITE

# N. N. Koshlyakova<sup>*a*,#</sup>, Corresponding Member of the RAS I. V. Pekov<sup>*a*</sup>, M. F. Vigasina<sup>*a*</sup>, A. A. Agakhanov<sup>*b*</sup>, and M. A. Nazarova<sup>*c*</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Fersman Mineralogical Museum of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>c</sup> Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

#E-mail: sebbest@yandex.ru

The novel solid solution between isostructural magnesian arsenate and phosphate of the wagnerite group and a new  $As^{5^+}$ -rich variety of wagnerite have been discovered in sublimates of the active Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. The minerals of the wagnerite  $Mg_2(PO_4)F$  – arsenowagnerite  $Mg_2(AsO_4)F$  isomorphic series were formed as a result of the interaction of fumarolic gas and basalt scoria, under oxidizing conditions at temperatures above 300°C. In minerals of this series, the only significant substitution is  $As^{5^+} \leftrightarrow P^{5^+}$ , with the composition of the tetrahedrally coordinated components varying within the interval  $(As_{0.98}P_{0.01}) - (P_{0.54}As_{0.42}V_{0.01})$ , with a gap between  $(As_{0.93}P_{0.06})$  and  $(As_{0.57}P_{0.34}V_{0.07})$ . Isomorphism in tetrahedral positions (P,  $As^{5^+}$ ) in wagnerite-group minerals and the related natural or synthetic compounds was earlier unknown.

*Keywords:* wagnerite, arsenowagnerite, wagnerite group, isomorphic substitutions, Raman spectrum, fumarolic sublimates, Tolbachik volcano УДК 551.466

## ВУЛКАНОГЕННОЕ ЦУНАМИ 15.01.2022 ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНЫХ СТАНЦИЙ DART

© 2022 г. М. А. Носов<sup>1,2</sup>, К. А. Семенцов<sup>1,\*</sup>, С. В. Колесов<sup>1,2</sup>, В. В. Прядун<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН И.И. Моховым 10.06.2022 г. Поступило 10.06.2022 г. После доработки 24.07.2022 г.

Принято к публикации 25.07.2022 г.

По данным глубоководных станций уровня моря DART и наземных барографов IRIS исследованы проявления взрывного извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 в тихоокеанском регионе. Установлено, что атмосферная волна Лэмба, вызванная взрывом вулкана, была сформирована в 04:27 UTC  $\pm$  4 мин и распространялась над акваторией Тихого океана со скоростью  $312 \pm 4$  м/с. Показано, что первый отчетливо различимый импульс, регистрируемый всеми глубоководными станциями уровня моря DART, представляет собой прямое проявление атмосферной волны Лэмба. Выполнены теоретические оценки амплитуды проявления волны Лэмба в вариациях придонного давления. Показано, что в глубоком океане амплитуда вариаций придонного давления в разы превосходит амплитуду колебаний давления в волне Лэмба. Выполнены теоретические оценки амплитуды поверхностных гравитационных волн, возбуждаемых в океане на скачке глубин бегущим атмосферным возмущением.

*Ключевые слова:* вулканическое извержение, Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай, волна Лэмба, цунами, DART

DOI: 10.31857/S2686739722601004

После 7-летней паузы 20.12.2021 началось очередное извержение вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай (Hunga Tonga-Hunga Ha'apai – HTHHV), которое перешло в активную взрывную фазу, характеризуемую как извержение плинианского типа, 15.01.2022 [1]. Взрывная фаза извержения сопровождалась формированием волн цунами, которые наблюдались по всему Тихому океану с высотами до 15 м в ближней зоне и свыше 3 м в дальней зоне [2]. В результате мощного взрыва в атмосфере возникла волна Лэмба, обогнувшая Землю 4 раза [3, 4]. Атмосферное возмущение было зарегистрировано многочисленными наземными барографами и отчетливо наблюдалось с геостационарного спутника GOES-17 [4–6].

Основная цель настоящей работы — анализ и интерпретация сигналов, зарегистрированных во время этого события глубоководными станциями уровня моря DART, расположенными в акватории Тихого океана. Из 33 станций, функционировав-

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ших 15.01.2022, только 9 станций зарегистрировали событие, включая его начальную фазу, с дискретностью не более 1 мин. Для остальных станций дискретность составляла 15 мин или имелись значительные пропуски в данных, что делало невозможным интерпретацию сигналов.

В качестве источника важной вспомогательной информации рассматривались данные 26 наземных барографов тихоокеанского региона сети IRIS (http://ds.iris.edu/ds/). Дискретность измерений атмосферного давления составляла 1 с. Взаимное расположение вулкана HTHHV, барографов и станций DART показано на рис. 1.

Вариации атмосферного давления, зарегистрированные барографами, представлены на рис. 2. Проявления волны Лэмба отчетливо видны на каждой из 26 записей. Волна биполярная: сначала следует положительная фаза, затем – отрицательная. Максимумы положительной фазы однозначно выделяются на записях – соответствующие моменты времени отмечены на рисунке серыми вертикальными линиями. Эти моменты времени мы далее будем ассоциировать с временами вступления волны Лэмба. Ближайший к вулкану барограф AFI (829 км) зарегистрировал размах вариаций давления 0.980 кПа, наиболее удаленный барограф ОТАV (10749 км) – 0.225 кПа. Период волны Лэмба составил примерно 1 ч.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт морской геологии и геофизики

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Южно-Сахалинск, Россия

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



**Рис. 1.** Взаимное расположение вулкана HTHHV (звездочка), барографов (квадраты) и станций DART (треугольники). Пунктирные линии, показывающие удаление от вулкана, построены с интервалом 1000 км.

На рис. 3 построена зависимость времени вступления волны Лэмба от расстояния между вулканом и барографами. Четко прослеживается ожидаемая линейная связь. Пунктиром показана регрессионная зависимость, полученная методом наименьших квадратов. Регрессионная зависимость позволила оценить скорость распространения волны Лэмба  $312 \pm 4$  м/с и время в источнике 04: 27 UTC  $\pm$  4 мин. Интервальные оценки соответствуют 95% вероятности. Полученные нами оценки скорости волны Лэмба и времени взрыва вулкана хорошо согласуются с данными, представленными в [2, 4-6]. Отметим, что максимум положительной фазы, очевидно, наступает с зазадержкой относительно метной истинного вступления волны Лэмба. В связи с этим оценка времени в источнике также оказывается смещена относительно времени взрыва вулкана, восстановленного по сейсмическим данным (4:15 UTC, http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/).

На рис. 4 представлены записи вариаций придонного давления, зарегистрированные станциями DART. Из оригинальных сигналов предварительно была удалена низкочастотная приливная компонента (частота отсечки фильтра 10<sup>-4</sup> Гц). На рисунке отмечены: полученное по нашим оценкам время в источнике (HTHHV), моменты вступления волны Лэмба (L) с учетом 95%-ного доверительного интервала и расчетное время вступления длинных гравитационных волн (G). Моменты вступления волны Лэмба рассчитаны по регрессионной зависимости, исходя из расстояния между вулканом и станциями DART. Время вступления гравитационных волн определено с использованием длинноволнового блока численной модели цунами СРТМ [7].

Из рис. 4 видно, что датчики придонного давления регистрируют сигнал с амплитудой около 0.1 м задолго (от 1 до 4 ч) до расчетного времени вступления длинных гравитационных волн. Это свидетельствует о том, что наблюдаемые возмущения не могли быть сформированы вблизи вулкана за счет "традиционных" для вулканогенных цунами механизмов (выброс в воду большого объема вешества, коллапс кальдеры, оползни и т.д.) [8]. Возмущения, опережающие гравитационные волны, своим возникновением обязаны волне Лэмба, распространяющейся в атмосфере быстрее, чем длинные волны в океане. Заметим, возникновение аналогичных опережающих возмущений наблюдалось при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. [9, 10].

Из рис. 4 хорошо видно, что первый отчетливо различимый всплеск сигнала на записях DART, имеющий амплитуду, близкую к амплитуде последующих гравитационных волн, в точности со-



**Рис. 2.** Вариации атмосферного давления, зарегистрированные барографами сети IRIS в тихоокеанском регионе 15.01.2022. Записи построены на рисунке в порядке возрастания расстояния между вулканом и барографами (снизу–вверх).

ответствует времени прохождения волны Лэмба, следовательно, этот всплеск есть не что иное, как непосредственное проявление колебаний атмосферного давления в вариациях придонного давления. После проявлений волны Лэмба на записях начинаются продолжительные колебания, которые представляют собой волны цунами, вызванные прохождением атмосферного возмуще-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



**Рис. 3.** Зависимость времени вступления волны Лэмба от расстояния между вулканом HTHHV и барографами IRIS (серые кружки). Пунктиром показана регрессионная зависимость. На оси времени отмечено время в источнике (4:27 UTC), получаемое путем экстраполяции регрессионной прямой на нулевое расстояние.

ния. Позже к ним присоединяются волны, сформированные вблизи вулкана, которые, как правило, не имеют четко выраженных моментов вступления. Единственным исключением здесь является сигнал, зарегистрированный ближайшей к источнику станцией DART51425.

В рамках теории длинных волн амплитуда вариаций давления на дне океана, вызванных бегущим возмущением атмосферного давления, определяется формулой [8]:

$$\mathbf{p}_{\mathrm{b}} = \frac{\mathbf{p}_{\mathrm{a}}U^2}{U^2 - \mathrm{g}H},\tag{1}$$

где  $p_b$  — вариации придонного давления,  $p_a$  — вариации атмосферного давления, U — скорость распространения атмосферного возмущения, g — ускорение силы тяжести, H — глубина океана.

На абиссальных глубинах (2500–5500 м), в соответствии с формулой (1), колебания атмосферного давления в волне Лэмба должны проявляться в вариациях придонного давления с усилением. Над глубоководными желобами скорость распространения волны Лэмба оказывается близкой к скорости длинных гравитационных волн, что соответствует резонансу Праудмена [8, 9].

Барограф РОНА и станция DART51407 расположены в непосредственной близости друг от друга (см. рис. 1). Это обеспечило возможность прямой проверки справедливости соотношения (1). Амплитуда сигнала, зарегистрированного барографом, составила p<sub>a</sub> = 0.259 кПа, амплитуда ва-

риаций придонного давления, зарегистрированная станцией DART,  $-p_b = 0.053$  м вод. ст. (0.545 кПа). Пересчет метров вод. ст. в кПа осуществлялся по формуле, представленной на официальном сайте системы DART (https://www.ndbc.noaa.gov/station\_page.php?station=51407). С учетом глубины океана в точке постановки DART51407 (H = 4793 м) и скорости волны Лэмба (U = 312 м/с) получаем коэффициент усиления 1.93, т.е. оценка придонного давления по формуле (1) дает  $p_b = 0.500$  кПа, что весьма близко к значению, измеренному датчиком давления.

В заключение приведем оценки амплитуды длинных гравитационных волн, вызываемых в океане волной Лэмба. Известно, что бегущее возмущение атмосферного давления p<sub>a</sub>(x–Ut) вызывает вынужденное возмущение водной поверхности аналогичной формы [8]

$$\xi = \frac{\mathbf{p}_{a}H}{\rho\left(U^{2} - \mathbf{g}H\right)},\tag{2}$$

где ρ — плотность воды. При этом в океане постоянной глубины свободные гравитационные волны не возникают. Но свободные волны могут возникнуть при прохождении атмосферного возмущения над резким изменением глубин. Получим оценки для амплитуд таких гравитационных волн.

Рассмотрим одномерную задачу вдоль оси 0х. Пусть в точке x = 0 глубина скачком меняется с  $H_1$ на  $H_2$ . Решения слева и справа "сшиваются" путем приравнивания смещений поверхности  $\xi_1 = \xi_2$  и потоков массы  $H_1u_1 = H_2u_2$ , где  $u_1$ ,  $u_2 -$ соответствующие скорости течения. В итоге получаем оценку амплитуд свободных гравитационных волн, бегущих в положительном и отрицательном направлении оси:

$$A^{-} = -\frac{\left(\sqrt{gH_{1}} - \sqrt{gH_{2}}\right)U^{2}p_{a}}{\left(gH_{1} - U^{2}\right)\left(\sqrt{gH_{2}} + U\right)\rho g},$$
 (3)

$$A^{+} = \frac{\left(\sqrt{gH_{1}} - \sqrt{gH_{2}}\right)U^{2}p_{a}}{\left(gH_{2} - U^{2}\right)\left(\sqrt{gH_{1}} - U\right)\rho g}.$$
 (4)

Если вблизи точки x = 0 глубина меняется не скачком, а плавно, то формулы (3) и (4) можно рассматривать как оценку сверху для амплитуд свободных гравитационных волн. Похожие формулы мы ранее получали для амплитуд свободных гравитационных волн, возбуждаемых при прохождении поверхностными сейсмическими волнами скачка глубин [11–13]. Но случай сейсмических волн заведомо далек от резонанса Праудмена. Для атмосферной волны Лэмба, бегущей со скоростью 312 м/с, ситуация принципиально иная. Резонанс реализуется при реальной глуби-



**Рис. 4.** Колебания уровня моря, зарегистрированные станциями DART. Из оригинальных сигналов предварительно была удалена приливная компонента. HTHHV – время в источнике (4: 27 UTC), L – моменты вступления волны Лэмба с учетом 95%-ного доверительного интервала, G – расчетное время вступления длинных гравитационных волн.

не океана H = 9939 м. Следовательно, на склонах глубоководных желобов волна Лэмба может эффективно возбуждать свободные гравитационные волны.

Простая оценка с использованием формул (3) и (4) показывает, что на скачке глубин от 1 до 9 км (е.g. западный склон желоба Тонга) волна Лэмба с амплитудой 0.5 кПа способна сформировать свободные гравитационные волны в океане с ам-

плитудами  $A^- \approx 0.018$  м и  $A^+ \approx 0.50$  м. А при скачке глубин от 9 до 5 км (e.g. восточный склон

желоба Тонга) — с амплитудами  $A^{\bar{}}\approx 0.077$  м и

 $A^+ \approx 0.51$  м. Эти оценки не противоречат амплитудам волн, зарегистрированных станциями DART.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00415, https://rscf.ru/ project/22-27-00415/.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Zhao W., Sun C., Guo Z.* Reawaking of Tonga volcano // The Innovation. 2022. V. 3. № 2. P. 100218.
- National Geophysical Data Center // World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Data-

base. NOAA National Centers for Environmental Information. Доступно по: https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/hazards/tsunami/event-more-info/5824. Ссылка активна на 1 июня 2022.

- Lamb H. On the vibrations of an elastic sphere // Proceedings of the London Mathematical Society. 1881. V. 1. № 1. P. 189–212.
- Matoza R.S., Fee D., Assink J.D., et al. Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga // Science. 2022. P. 1–11.
- Kulichkov S.N., Chunchuzov I.P., Popov O.E., et al. Acoustic-Gravity Lamb Waves from the Eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai Volcano, Its Energy Release and Impact on Aerosol Concentrations and Tsunami // Pure and Applied Geophysics. 2022. P. 1– 16.
- 6. *Amores A., Monserrat S., Marcos M., et al.* Numerical Simulation of Atmospheric Lamb Waves Generated by the 2022 Hunga-Tonga Volcanic Eruption // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49. № 6. P. e2022GL098240.
- 7. *Носов М.А., Колесов С.В.* Комбинированная численная модель цунами // Математическое моделирование. 2019. Т. 31. № 1. С. 44–62.
- 8. *Levin B.W., Nosov M.A.* Physics of Tsunamis. 2nd ed. Switzerland: Springer International Publishing AG; 2016.

- 9. Press F., Harkrider D. Air-sea waves from the explosion of Krakatoa // Science. 1966. V. 154. № 3754. P. 1325–1327.
- 10. *Choi B.H., Pelinovsky E., Kim K.O., et al.* Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2003. V. 3. № 5. P. 321–332.
- 11. Носов М.А., Семенцов К.А., Колесов С.В., и др. Регистрация гравитационных волн, образованных в океане поверхностными сейсмическими волнами при землетрясении 11 марта 2011 г. у побережья Японии // ДАН. 2015. Т. 461. № 5. С. 593–598.
- Sementsov K.A., Nosov M.A., Kolesov S.V., et al. Free gravity waves in the ocean excited by seismic surface waves: Observations and numerical simulations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 11. P. 8468–8484.
- 13. Семенцов К.А., Носов М.А., Колесов С.В., и др. Механизмы генерации свободных гравитационных волн в океане поверхностными сейсмическими волнами // Ученые записки физического факультета Московского Университета. 2018. № 5. С. 1850903–1–1850903–8.

## VOLCANOGENIC TSUNAMI ON JANUARY 15.01.2022 BASED ON THE DEEP-OCEAN DART STATIONS RECORDS

M. A. Nosov<sup>*a*,*b*</sup>, K. A. Sementsov<sup>*a*,*#*</sup>, S. V. Kolesov<sup>*a*,*b*</sup>, and V. V. Pryadun<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Chair of Physics of Sea and Inland Water, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: sebbest@vandex.ru</sup>

Presented by Academician of the RAS I.I. Mokhov June 10, 2022

The manifestations of the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano explosive eruption on 15.01.2022 in the Pacific were investigated using the data of the DART deep ocean sea level stations and the IRIS ground-based barographs. It has been found that the atmospheric Lamb wave, caused by the explosion of the volcano, was formed at 04:27 UTC  $\pm$  4 min and propagated over the Pacific Ocean at a speed of  $312 \pm 4$  m/s. It is shown that the leading distinct pulse recorded by all DART deep ocean sea level stations is the direct manifestation of the atmospheric Lamb wave. Theoretical estimations of the Lamb wave amplitude manifestations in the bottom pressure variations have been performed. It is shown that in the deep ocean the amplitude of bottom pressure variations is a few times larger than the amplitude of pressure variations in the Lamb wave. Theoretical estimates of the surface gravity waves amplitude excited in the ocean by the travelling atmospheric disturbance passing a depth jump are carried out.

Keywords: volcanic eruption, Hunga Tonga-Hunga Ha'apai, Lamb wave, tsunami, DART

————— ГЕОДИНАМИКА ————

УДК 551.242.1

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕКАНСКОГО МАССИВА: РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА, ДЕФОРМАЦИИ, ИЗОЛЯЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

© 2022 г. Академик РАН А. Д. Гвишиани<sup>1,2</sup>, член-корреспондент В. Н. Татаринов<sup>1,2,\*</sup>, В. И. Кафтан<sup>1</sup>, А. И. Маневич<sup>1,3</sup>, В. А. Минаев<sup>4</sup>, С. А. Устинов<sup>4</sup>, Р. В. Шевчук<sup>1</sup>

Поступило 15.07.2022 г. После доработки 22.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

Представлена геодинамическая модель северной части Нижнеканского массива, разработанная для оценки сохранности изоляционных свойств пород при захоронении высокоактивных радиоактивных отходов в геологических формациях. В ее основу положены данные наблюдений за современными движениями земной коры средствами ГНСС за период с 2012 по 2021 г., результаты математического моделирования и системного анализа взаимосвязи деформационных процессов с тектоническими блоковыми структурами. Для косвенной оценки изоляционных свойств породного массива по результатам ГНСС-наблюдений впервые предложено использовать параметр, характеризующий дефицит горизонтальных смещений пунктов наблюдательной сети.

*Ключевые слова:* геодинамика, модель, Нижнеканский массив, современные движения земной коры, ГНСС, деформации

DOI: 10.31857/S2686739722601399

## введение

В 2021 г. в северной части Нижнеканского массива (Красноярский край) началось строительство уникального объекта – подземной исследовательской лаборатории (ПИЛ) для обоснования геоэкологической безопасности окончательной изоляции высокоактивных долгоживущих радиоактивных отходов (РАО) в геологических формациях [1-3]. Изоляционные свойства гранитогнейсовых пород на весь период радиобиологической опасности РАО, превышающий 10 тыс. лет, опрелеляются историей геолинамической эволюции среды, включая современные движения земной коры (СДЗК). Для данного района на начало строительства ПИЛ отсутствовали инструментальные данные о горизонтальных скоростях СДЗК. Наиболее эффективным средством их изучения сегодня являются глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) [6]. В этой связи, настоящая работа посвящена системноаналитическому обобщению и интерпретации результатов многолетних ГНСС-наблюдений за СДЗК в виде геодинамической модели северной части Нижнеканского массива.

#### РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СХЕМА

Нижнеканский массив находится в области контакта крупных региональных тектонических структур: складчатого сооружения Енисейского кряжа и эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. В северо-восточном направлении Енисейский кряж сочленяется с древней Сибирской платформой. На юго-западе структуры кряжа и Западно-Сибирской плиты контактируют с Восточно-Саянской частью салаирско-каледонской сейсмоактивной Алтае-Саянской складчатой области [7]. Тектонические нарушения образуют иерархическую блоковую структуру, пространственно-временная эволюция напряженно-деформированного состояния которой определяет изоляционные свойства массива.

Наиболее значимым разрывным нарушением является Приенисейский глубинный разлом длиной около 700 км, известный на данном участ-ке как Муратовский. Разрывы представлены суб-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Горный институт НИТУ "МИСиС", Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: v.tatarinov@gcras.ru

#### ГВИШИАНИ и др.



**Рис. 1.** Разломно-блоковая схема, векторы скоростей смещений и главные оси деформаций, установленные по результатам ГНСС-наблюдений за период с 2012 по 2021 г. Черные стрелки – векторы смещений ГНСС-пунктов. Синие линии стороны конечных элементов, для которых рассчитаны оси деформаций. Серые линии – тектонические разломы. Желтые треугольники – пункты наблюдений.

меридиональными структурами северо-западного и запад-северо-западного и субширотного простирания. На рис. 1 приведена разломно-блоковая схема района, разработанная геологами ИГЕМ РАН, которая была положена в основу геодинамической модели. Разрывные нарушения северо-западного, запад-северо-западного направлений образуют тектонопару с субмеридиональными взбросами, являясь сбросо-сдвигами, а северо-восточного простирания — в основном левосторонними сдвигами [8, 9]. Средняя ширина зон динамического влияния разломов оценивается в 0.7—1.3 км за исключением Приенисейского, где она, согласно приведенным в [10] зависимостям, превышает 7 км, захватывая участок строительства ПИЛ.

#### ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В районе с 2012 г. функционирует геодинамическая сеть в составе 30 ГНСС-пунктов (рис. 1) [11], на которых ежегодно проводятся наблюдения за пространственным изменением их координат в режиме полевых кампаний. Повторные геодезические измерения позволили оценить скорости современных движений и параметры деформаций земной поверхности за период с 2012 по 2021 г. Основными исследуемыми характеристиками были инвариантные по отношению к системе координат горизонтальные растяжениясжатия по главным осям деформации конечного элемента (треугольника) и деформации площадного растяжения/сжатия — горизонтальная дилатация. Они позволяют оценивать и прогнозировать степень подвижности верхней части земной коры и связанных с ней процессов деструкции и разуплотнения горных пород.

Горизонтальные смещения  $U_n$  и  $U_e$  ГНССпунктов получают для каждого цикла наблюдений по отношению к начальной эпохе  $T_0$ , как разность плановых координат *n* и *e* в проекции UTM по следующим формулам.

$$U_{n_i} = n_i - n_0, \quad U_{e_i} = e_i - e_0,$$
 (1)

где индекс *i* обозначает текущую эпоху измерений.

Смещения, выраженные в глобальной системе отсчета, демонстрируют в первую очередь тенденции движения глобальной тектонической плиты, на которой находится пункт наблюдения. Этот эффект затрудняет отслеживание меньших по амплитуде движений, связанных с локальными геодинамическими источниками. В этом случае показательными являются смещения пунктов, представленные в локальной (внутренней) системе отсчета, хорошо отражающие взаимные разнонаправленные движения локальных структурных тектонических блоков. Теория и практика получения локальной внутренней координатной системы отсчета берут начало из середины прошедшего столетия [14, 15]. Методика определения внутренних смещений геодезических пунктов по данным ГНСС-измерений, без привязки к глобальной системе отсчета, представлена в работе [16] и применена на Нижнеканском геодинамическом полигоне [6]. В случае использования глобальной координатной системы отсчета применяется эквивалентный подход получения внутренних смещений вычитанием из каждого смещения U<sub>i</sub>, определенного в глобальной системе

отсчета, среднего значения  $\overline{U}$ , характеризующего общую для всех пунктов сети тенденцию глобальной тектоники, для каждой эпохи измерений. Таким образом, получают систему отсчета внутренних смещений (или скоростей смещений) по известному принципу по net rotation/translation

$$u_{n_j} = U_{n_j} - \overline{U}_n, \quad u_{e_j} = U_{e_j} - \overline{U}_e,$$
 (2)

где индекс *j* является порядковым номером пункта ГНСС наблюдений.

Деформации конечных элементов сети определялись из решения тензора горизонтальной деформации, оси *n* и *e* направлены на север и восток.

$$T_{\varepsilon} = \begin{pmatrix} \varepsilon_n & \varepsilon_{ne} \\ \varepsilon_{en} & \varepsilon_e \end{pmatrix}, \tag{3}$$

где элементы тензора равны  $\varepsilon_n = \frac{\partial u_n}{\partial n}, \varepsilon_e = \frac{\partial u_e}{\partial e}$  и  $\varepsilon_{en} =$ =  $\varepsilon_{ne} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} \right)$ , соответственно, а  $\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} =$ =  $\gamma_{ne} = \gamma_{en}$  – относительный сдвиг.

Рассчитывались следующие инвариантные деформационные характеристики:

1) Главные деформации  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$ 

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{1}{2} \bigg[ \varepsilon_n + \varepsilon_e \pm \sqrt{(\varepsilon_n - \varepsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2} \bigg], \qquad (4)$$

2) Дилатация

$$\Delta = \varepsilon_1 + \varepsilon_2, \tag{5}$$

3) Полный сдвиг

$$\gamma = \left( \left( \varepsilon_n - \varepsilon_y \right)^2 + \gamma_{ne}^2 \right)^{1/2}.$$
 (6)

На рис. 1 показаны векторы смещений ГНССпунктов и оси главных деформаций. Видно, что детальность такого представления информации ограничена и не позволяет выделять зоны аномальных деформаций и разуплотнения массива. Поэтому были построены деформационные модели для различных эпох наблюдений, путем интерполяции исходных данных на всю территорию.

#### ДЕФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Из всех деформационных характеристик наиболее показательной оказалась площадная деформация или дилатация, которая характеризует изменения площади земной поверхности: увеличение (растяжение) или уменьшение (сжатие). На рис. 2 приведены карты дилатации для различных эпох наблюдений.

Главные особенности их пространственновременного изменения следующие.

1. В целом за период наблюдений с 2012 по 2021 г. значения дилатации не превышали по модулю  $1.6-8 \times 10^{-5}$ . Площадка строительства ПИЛ находится в зоне минимальных значений скоростей деформаций, на границе растягивающих и сжимающих деформаций.

2. При этом характер изменения положения зон максимального сжатия и растяжения, вероятно связанных с глубинной геодинамикой верхней части земной коры, носил циклический характер [6]. Так, например, в эпоху 2012—2014 гг. зона растягивающих деформаций, зарегистрированная в западной части в эпоху 2012—2013 гг. (рис. 2 а), исчезла, но появилась новая — на востоке (рис. 2 б).



**Рис. 2.** Динамика изменения дилатации по эпохам наблюдений. Красный цвет – поверхностное растяжение, синий – поверхностное сжатие.

В 2015 г. общая картина распределения зон сжатия и растяжения фактически вернулась к эпохе 2012—2013 гг. (рис. 2 в).

3. Далее, в 2016 г. (рис. 2 г) характер распределения поля дилатации с незначительными отличиями повторяет эпоху 2012–2014 гг. (рис. 2 б), т.е. продолжительность цикла режима сжатие растяжение составила приблизительно 2 года. 4. Через четыре года — в 2020 и 2021 г. вид распределения поля дилатации слегка изменился (рис. 2 д, е), но, в целом, остался близок к эпохе 2012—2013 гг. При этом зоны максимальных отрицательных дилатаций практически не изменяют положения, что говорит о их природном характере.

На рис. 3 показаны рассчитанные скорости деформации полного сдвига за период 2012—2021 гг. В отличие от дилатации этот параметр позволяет



Рис. 3. Поле скорости деформации сдвига за 2012-2021 гг.

оценить тип кинематических смещений земной поверхности. Примечательно то, что мошные зоны дилатации сжатия со значениями  $\Delta \approx -1.6 \times$ × 10<sup>-6</sup> в узле пересечения Правобережного и Канско-Атамановского разломов в северо-восточной части района, и зона растягивающих деформаций  $\Delta \approx 8 \times 10^{-6}$  на западе, оказались связанными с зонами наибольших значений деформаций сдвига на рис. 3. Это говорит о сдвиговом характере движений по Правобережному разлому (левосторонний сдвиг). В то же время вся южная часть района имеет близкие к "нулевым" скорости горизон-тальных деформаций сдвига, что связано преимущественно с вертикальной направленностью движений или движений типа надвигов. Примечательно, что зоны Муратовского и Атамановского разломов находятся в области минимальных скоростей деформации сдвига.

Для пространственной оценки степени механического разуплотнения массива в пределах активных блочных структур воспользуемся стратегией анализа внутренних движений и деформаций земной коры, с позиций классической механики. Представим совокупность пунктов контрольной сети ГНСС локального района соответствующей механической системой. Теорема о движении центра масс (инерции) механической системы гласит о том, что ускорение центра инерции системы не зависит от внутренних сил взаимодействия между материальными точками системы. Ускорение *а* совокупности *n* материальных точек механической системы представляется выражением

$$\sum_{i} m_i \vec{a}_i = \sum_{i} \vec{F}_i + \sum_{i} \sum_{k} \vec{f}_{i,k}, \qquad (7)$$

где  $m_i$  — масса материальной точки,  $\vec{F}_i$  — вектор внешней силы,  $\vec{f}_{i,k}$  — вектор силы внутреннего взаимодействия пары точек, i, j, k — текущие индексы точек.

Согласно теореме, векторы внешних сил приложены к центру инерции механической системы, общее ее движение в заданной системе отсчета обусловлено суммой внешних сил и не зависит от внутренних сил взаимодействия элементов механической системы. Важным обстоятельством при этом является то, что, согласно третьему закону Ньютона, сумма всех внутренних сил взаимодействия материальных точек — второе слагаемое формулы (7) равна нулю. Таким образом, сумма взаимных скоростей движений всех пар материальных точек системы также равна нулю.

Такому условию отвечает среднее всех векторов полных скоростей движений материальных точек системы, представленных пунктами ГНСС в заданной системе координат, за вычитанием из них вектора общего движения механической системы (области определения движений и деформаций), обусловленного влиянием внешних сил. Данный параметр характера внутренних движений в пределах территории геодинамического полигона нами предложен впервые. В последние годы зарубежными исследователями оценивается дефицит сдвиговой деформации вдоль сейсмогенерирущеей разломной зоны [11, 12]. Предложенная характеристика оценивает полную длину (модуль) вектора смещения/скорости смещения независимо от наличия и характера разломной тектоники исследуемой территории. Она также применена в ряде наших недавних исследований в сейсмоопасных районах [16].

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



Рис. 4. Изменение во времени распределения параметра "Дефицит смещений"

Данный подход предоставил возможность получения новой характеристики для косвенной оценки изоляционных свойств для миграции радионуклидов свойств горных пород по дефициту накопленных горизонтальных смещений пунктов ГНСС-сети из предположения, что чем больше величина накопленных смещений, тем больше степень структурной нарушенности или раскрытия пористости (разуплотнения) горных пород.

Эта характеристика определяется формулой

$$\delta s = \sqrt{u_{n_j}^2 + u_{e_j}^2}.$$
(8)

Динамика ее изменения за 2012–2021 гг. показана на рис. 4. Здесь менее подвижные участки земной поверхности показаны темным цветом, а светлым – более подвижные. Последние, в своем большинстве, связаны с активными тектоническими разломами, на которых происходит разгрузка накопленных напряжений в виде тектонического крипа. Дефицит смещений показывает также проекции на поверхность сцеплений внутри тектонических блоков. В таких местах можно ожидать наименьшей степени раздробленности пород в результате развития современных геоди-
намических процессов. Однако одновременно и напряжения в них должны быть больше.

Так же, как и для дилатации, здесь отмечается пространственная миграция зон дефицита смещений. При этом в 2020–2021 гг. наибольшие величины зон дефицита смещений были зарегистрированы в непосредственной близости от площадки строительства ПИЛ.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют утверждать о взаимосвязи современных движений с крупными тектоническими структурами района – Приенисейским (Муратовский), Атамановским, Большетельским и Правобережным разломами, образующими иерархическое блоковое строение. Это соответствует основным закономерностям СДЗК в северной части Нижнеканского массива, которые унаследуют характер движений, существовавших, по крайней мере, в плейстоцене и голоцене. Доказательством этого являются растягивающие напряжения в районе уступа Атамановского отрога Енисейского кряжа, испытывающего положительные вертикальные движения (земная поверхность расширяется).

В представленной модели современные движения носят циклический пространственно-временной характер, а их источниками являются глубинные геодинамические процессы кинематического взаимодействия блоков в зоне аккреции между Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой. Сопоставление динамики миграции зон "дефицита смещений" со схемой блокового строения позволяет выдвигать гипотезы о глубинных механизмах наблюдаемых геодинамических явлений в районе.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда "Исследование устойчивости породных массивов на основе системного анализа геодинамических процессов для геоэкологически безопасной подземной изоляции радиоактивных отходов" (проект № 18-17-00241).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Лаверов Н.П., Омельяненко Б.И., Величкин В.И. Геологические аспекты проблемы захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология. 1994. № 6. С. 3–20.
- Абрамов А.А., Большов Л.А., Дорофеев А.Н., Игин И.М., Казаков К.С., Красильников В.Я., Линге И.И., Трохов Н.И., Уткин С.С. Подземная исследовательская лаборатория в Нижнеканском массиве: эволюционная проработка облика // Радиоактивные отходы. 2020. №1 (10). С. 9–21. https://doi.org/10.25283/2587-9707-2020-1-9-21

- 3. Стратегия создания пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов // Радиоактивные отходы. 2018. № 2 (3). С. 114–120.
- 4. Труды Радиевого института им. В.Г. Хлопина. Т. XI. Санкт-Петербург. 2006. 135 с.
- Лукина Н.В. Нижнеканский гранитоидный массив: новейшие и современные тектонические движения, морфология и кинематика активных разломов и мегатрещин, современное поле напряжений. Возможности безопасного захоронения ВАО / Сб.: Исследования гранитоидов Нижнеканского массива для захоронения РАО. Материалы КНТС. СПб., 1999, С. 49–59.
- 6. Кафтан В.И., Гвишиани А.Д., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. Методика и результаты определения движений и деформаций земной коры по данным ГНСС на геодинамическом полигоне в районе захоронения радиоактивных отходов // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса. 2019. № 1. С. 83–94. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-15-1-83-94
- 7. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Лосев И.В., Татаринов В.Н. Методика оценки геодинамической опасности структурного блока, вмещающего объект подземной изоляции РАО // Горный информационноаналитический бюллетень. 2021. № 12. С. 5–18. https://doi.org/10.25018/0236\_1493\_2021\_12\_0\_5
- Лобацкая Р.М. Неотектоническая разломно-блоковая структура зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 141–150.
- 9. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 90– 94.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. Российская академия наук; Институт динамики геосфер; Российский научный фонд. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Гвишиани А.Д., Татаринов В.Н., Кафтан В.И., Маневич А.И., Дзебоев Б.А., Лосев И.В. Скорости современных горизонтальных движений земной коры в южной части Енисейского кряжа по результатам ГНСС-измерений // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 73–77. https://doi.org/10.31857/S2686739720070075
- Jiang G., Xu X., Chen G., Liu Y., Fukahata Y., Wang H., Yu G., Tan X., Xu C. Geodetic imaging of potential seismogenic asperities on the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault system, southwest China, with a new 3-D viscoelastic interseismic coupling model // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. 120. https://doi.org/10.1002/2014JB011492
- Shebalin P.N., Vorobieva I.A., Baranov S.V., Mikhailov V.O. Deficit of Large Aftershocks as an Indicator of Afterslip at the Sources of Earthquakes in Subduction Zones // Doklady Earth Sciences. 2021. V. 498. Part 1. P. 423– 426.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

- 14. Кафтан В.И. Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS-наблюдениям до и во время землетрясений Риджкрест (июль 2019, США, Калифорния) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 29–38. https://doi.org/10.31857/S0203030621010041
- Grafarend E., Schaffrin B. Unbiased free net adjustment // Survey Review. 1974. V. 22 (171). P. 200–218. https://doi.org/10.1179/sre.1974.22.171.200
- Welsch W. A review of the adjustment of free networks // Survey Review. 1979. V. 25 (194). P. 167–180. https://doi.org/10.1179/sre.1979.25.194.167
- Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Шевчук Р.В. Долговременные изменения движений и деформаций земной коры до и во время серии землетрясений Кумамото. (2016 г., Япония) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. 13 (1). https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0570

## GEODYNAMIC MODEL OF THE NORTHERN PART OF THE NIZHNEKANSK MASSIF: FAULT TECTONICS, DEFORMATIONS, INSULATION PROPERTIES OF ROCKSDISPLACEMENTS

Academician of the RAS A. D. Gvishiani<sup>*a,b*</sup>, Corresponding Member of the RAS V. N. Tatarinov<sup>*a,b,#*</sup>, V. I. Kaftan<sup>*a*</sup>, A. I. Manevich<sup>*a,c*</sup>, V. A. Minaev<sup>*d*</sup>, S. A. Ustinov<sup>*d*</sup>, and R. V. Shevchuk<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>c</sup> Mining Institute NUST MISiS, Moscow, Russian Federation

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

*<sup>#</sup>E-mail: v.tatarinov@gcras.ru* 

A geodynamic model of the northern part of the Nizhnekansky massif is presented, developed in connection with the need to assess the safety of the insulating properties of geological formations during the disposal of high-level radioactive waste. The model is based on experimental data from GNSS observations of modern movements of the Earth's crust, obtained for the period from 2012 to 2021, the results of modeling the stress-strain state and a systematic analysis of the relationship between deformation processes and tectonic block structures of the region. For an indirect assessment of the insulating properties of a rock mass based on the results of GNSS observations, it was proposed for the first time to use a parameter that characterizes the deficit of horizontal displacements of observation network points.

Keywords: geodynamics, Nizhnekansky massif, recent crustal movements, GNSS, deformations

74

—— ПАЛЕОНТОЛОГИЯ ——

УДК 569.745.3:551.781.43(470.26)

# НОВЫЙ ВИД ТЮЛЕНЕЙ РОДА *РАСНУРНОСА* (CYSTOPHORINAE, PHOCIDAE) ИЗ ПОЗДНЕГО МИОЦЕНА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

© 2022 г. К. К. Тарасенко<sup>1,\*</sup>

Представлено академиком РАН А.В. Лопатиным 19.07.2022 г. Поступило 19.07.2022 г. После доработки 22.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

По остаткам тюленя из верхнемиоценовых отложений местонахождения Фортепьянка в Республике Адыгея описан новый вид — *Pachyphoca volkodavi*. Это первые находки *Pachyphoca* на Северо-Западном Кавказе, расширяющие представления о палеогеографическом и стратиграфическом распространении этого рода.

*Ключевые слова:* Phocidae, Cystophorinae, *Pachyphoca*, поздний миоцен, средний сармат, Адыгея **DOI:** 10.31857/S2686739722601417

Подсемейство Cystophorinae в настоящее время представлено тюленем хохлачом *Cystophora cristata* Erxleben, 1777. В позднем миоцене (среднем сармате) Северного Причерноморья были широко распространены представители рода *Pachyphoca: P. ukrainica* Koretsky et Rahmat, 2013 и *P. chapskii* Koretsky et Rahmat, 2013 [1, 2].

В 2019 г. собраны ископаемые остатки тюленей в местонахождении Фортепьянка 2, которое было открыто в 2003 г. в долине р. Фортепьянки (притоке р. Белой) на Северном Кавказе (рис. 1 а) [3]. Эти остатки (плечевая кость, ребра и грудные позвонки) найдены в небольшой песчаной линзе нижней части разреза (слой 2, см. рис. 1 б), которая относится к первой половине тортона Восточного Паратетиса и соответствует раннему валлезию (зона MN 9 Европы) [4]. Другая часть остатков этой же формы найдена в залегающем выше песчаном слое 9. Из верхнесарматской части этого разреза (слои 23, 26) известны тюлени *Monochopsis pontica* (Eichwald, 1850) [3].

Изучение новых материалов позволило отнести их к новому виду рода *Pachyphoca*. Изученные образцы хранятся в коллекции Палеонтологического института им. А.А. Борисяка (ПИН), г. Москва.

### ОТРЯД CARNIVORA BOWDICH, 1821 СЕМЕЙСТВО PHOCIDAE GRAY, 1825 ПОДСЕМЕЙСТВО CYSTOPHORINAE GRAY, 1886

Род Pachyphoca Koretsky et Rahmat, 2013 Pachyphoca volkodavi Tarasenko. sp. nov.

Название вида в честь геолога И.Г. Волкодава.

Голотип — ПИН № 3462/46; правая плечевая кость; Россия, Республика Адыгея, Майкопский р-н, Фортепьянка 2; верхний миоцен, MN 9; средний сармат, блиновская свита.

Описание (рис. 2, 3). Тюлень средних размеров с выраженным пахиостеосклерозом костей. Плечевая кость массивная. Межбугорковая борозда широкая и неглубокая. Дельтопекторальный гребень короткий, расширен в средней части. Дельтовидная бугристость широкая, вытянутой субтреугольной формы (рис. 2 а, 2 в). Поверхприкрепления дельтовидной мышцы ность широкая, направлена кзади. Головка плечевой кости выпуклая и полусферическая, слегка сжата краниокаудально (рис. 2 б); расположена немного ниже уровня большого и малого бугорков. Малый бугорок плечевой кости, крупный, округлый и расположен дистальнее по отношению к головке плечевой кости и большому бугорку (рис. 2 г). Ямка для медиальной головки трехглавой мышцы плеча хорошо выражена. Ямка для грудной мышцы не выражена.

Тело грудного позвонка укороченное (рис. 3 а). Тело поясничного позвонка (рис. 3 б–3 г) уплощено в дорсовентральном направлении и имеет в

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: tarasenkokk@gmail.com



**Рис. 1.** Местонахождение Фортепьянка 2 (верхний миоцен, средний сармат): а – географическое положение; б – сводный геологический разрез на р. Фортепьянке с указанием находок тюленей. *1* – галечники и гравийники; *2* – глинистые пески; *3* – пески; *4* – песчаники; *5* – глинистые пески; *6* – мергели; *7* – алевриты; *8* – известняки; *9* – биогенные известняки; раковины моллюсков; *11* – границы между подразделениями; *12* – находки позвоночных.



Рис. 2. *Pachyphoca volkodavi* Tarasenko, sp. nov., голотип ПИН, № 3462/46, правая плечевая кость: а – с краниальной стороны, б – с каудальной стороны, в – с латеральной стороны, г – с медиальной стороны; р. Фортепьянка, Северный Кавказ; верхний миоцен, средний сармат.

поперечном сечении сердцеобразную форму, позвоночное отверстие овальной формы. Остистые отростки очень короткие и широкие. Поперечные отростки короткие, утолщенные и направлены краниовентрально. Каудальный суставной отросток очень короткий и округлый. Сосцевидный отросток толстый, широкий и короткий. Невральная арка очень массивная, утолщенная.

Ребро с ярко выраженным пахиостеосклерозом, массивное и утолщенное. Структура губчатой оболочки сохранилась, хотя межтрабекуляр-



Рис. 3. *Pachyphoca volkodavi* Tarasenko, sp. nov.: а – экз. ПИН, № 3462/82, грудной позвонок, с каудальной стороны,  $6-\Gamma$  – экз. ПИН, № 3462/83, поясничный позвонок: 6-с краниальной стороны, в – с каудальной стороны, г – с правой латеральной стороны; Фортепьянка, Северный Кавказ; верхний миоцен, средний сармат.

ные пространства заполнены эндостальными отложениями (рис. 4).

Размеры в мм. Голотип ПИН, № 3462/46, плечевая кость: общая длина кости — 87.3; длина дельтопекторального гребня — 46.7; ширина дельтопекторального гребня — 18; высота головки — 21.9; ширина головки — 25.2; ширина проксимального эпифиза — 37.1; толщина проксимального эпифиза — 47.6; поперечная ширина диафиза — 16.6; диаметр диафиза — 27.8; ширина межбугорковой борозды (максимальная) — 13.3; высота блока — 17.0; ширина блока (дистальная) — 19.7; ширина дистального эпифиза — 34.5; ширина медиального мыщелка — 16.9; ширина блока (спереди) — 14.6.



Рис. 4. Поперечный срез через ребро с выраженным пахиостеосклерозом, экз. ПИН, № 3462/85; Форте-пьянка, Северный Кавказ; верхний миоцен, средний сармат.

Экз. ПИН, №3462/83, фрагмент плечевой кости: длина дельтопекторального гребня — ~45.1; высота головки — 20; ширина головки — 23.5; ширина проксимального эпифиза — 35.2; поперечная ширина диафиза — 15.7.

Экз. ПИН, № 3462/82, грудной позвонок: высота тела (спереди) – 17.2; ширина тела (спереди) – 19.5; длина тела – 20.6; высота тела (сзади) – 19.3; ширина тела (сзади) – 24.3.

Экз. ПИН, № 3462/83, поясничный позвонок: высота тела (спереди) – 18.9; ширина тела (спереди) – 20.1; длина тела – 19.2; высота тела (сзади) – 19.5; ширина тела (сзади) – 22.

Сравнение. От *P. ukrainica и P. chapskii* новый вид отличается размерами и формой дельтопекторального гребня (гребень укорочен, дельтовидная бугристость более широкая); положением и формой малого бугорка плечевой кости (более массивный, расположен под прямым углом к поперечной оси головки плечевой кости, за счет чего межбугорковая борозда более широкая); формой блока плечевой кости (менее широкий). Кроме того, P. volkodavi отличается от P. chapskii более мелкими размерами и строением латерального надмыщелка плечевой кости (он короче и немного выше медиального, схожее состояние у *P. ukrainica*), а от *P. ukrainica* – положением венечной ямки (находится примерно на одном уровне с надмыщелковым отверстием).

Замечания. *Р. volkodavi* отличается от P. ukrainica и P. chapskii более коротким дельтопекторальным гребнем. Исследования онтогенетической и половой изменчивости на основе посткраниальных элементов современных и ископаемых тюленей [5-8] показывают, что половой диморфизм в строении плечевой кости выражен в массивности и удлиненности этой кости у самцов. Плечевая кость у самцов Cystophora длиннее и чуть толще, чем у самок, головка плечевой кости сжата в дорсовентральном направлении, а у самок больше и более сферической формы [1]. При более удлиненной плечевой кости у самцов длина дельтопекторального гребня такая же, как у самок, но дистальная часть дельтопекторального гребня у самок узкая, V-образной формы, у самцов она шире, U-образной формы (в строении плечевой кости современных Phocinae эта разница не наблюдается) [1, 8]. Таким образом, более мелкие размеры дельтопекторального гребня P. volkodavi не связаны с индивидуальной изменчивостью и половым диморфизмом.

Следует отметить, что укороченный дельтопекторальный гребень, массивный и расположенный под прямым углом к поперечной оси головки плечевой кости малый бугорок у *P. volkodavi* свидетельствуют о специализации плечевого сустава. У многих миоценовых Phocidae Восточного Паратетиса малый бугорок не так сильно отведен от большого и формирует более узкий межбугорковый канал, как, например, у *Monochopsis pontica* (Eichwald, 1850). У этих тюленей подлопаточная мышца крепится к малому бугорку, который развит сильнее большого бугорка плечевой кости [9, 10]. Сдвиг малого бугорка вперед и его разрастание у *P. volkodavi* свидетельствуют о мощной подлопаточной мышце, которая как часть ротаторной манжеты плеча играет важную роль в стабилизации плечевого сустава и участвует в пронации и сгибании в суставе (одновременно с участием большой круглой мышцы) во время пропульсивного гребка.

У P. volkodavi, как и у прочих представителей рода Раснурноса кости сильно утолщены и несут выраженные признаки пахиостеосклероза. В настоящее время отмечено, что развитие пахиостеосклероза костей у морских млекопитающих в Центральном Паратетисе совпадает с условиями гиперсолености (баденский кризис солености) около 13.8-13.4 млн л.н.; впоследствии морские млекопитающие с пахиостеосклерозом распространились в Восточном Паратетисе [11]. Считается, что тюлени с выраженным пахиостеосклерозом костей плавают с небольшой скоростью и ныряют на небольшие глубины, и это предполагает специализацию, связанную с охотой на медленную придонную добычу [1]. Для P. volkodavi основным объектом охоты, возможно, являлись придонные мелководные Sparidae, известные из данного местонахождения [4] и имевшие широкое распространение в Паратетисе в позднем миоцене [12].

Распространение. Верхний миоцен (средний сармат), Северный Кавказ.

Материал. Помимо голотипа, из типового мастонахождения экз. ПИН № 3462/82, грудной позвонок (слой 2); экз. ПИН, № 3462/84, фрагмент плечевой кости (слой 9); экз. ПИН, № 3462/83, фрагмент поясничного позвонка (слой 9); экз. ПИН, № 3462/85, фрагмент ребра (слой 9).

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор чтит память своего учителя и друга, геолога И.Г. Волкодава. Автор выражает благодарность академику А.В. Лопатину и И.А. Вислобоковой (ПИН) за обсуждение текста и ценные замечания, а также С.В. Багирову (ПИН) – за помощь в подготовке фотографий.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-74-10081, https://rscf.ru/ project/18-74-10081/.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Koretsky I.A., Rahmat S.J.* First record of fossil Cystophorinae (Carnivora, Phocidae): Middle Miocene seals from the northern Paratethys // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2013. V. 119. № 3. P. 325–350.
- 2. Тарасенко К.К., Титов В.В. Первая находка тюленей рода Расһурһоса (Carnivora, Phocidae) в породах миоценового возраста на территории Ростовской области // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 176–180.
- 3. Тарасенко К.К., Лопатин А.В., Зеленков Н.В. и др. Новые местонахождения наземных и морских млекопитающих позднего миоцена в Адыгее (Россия, Северный Кавказ) // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 726–728.
- Вислобокова И.А., Тарасенко К.К. Находки жвачных (Artiodactyla, Ruminantia) и новые данные по стратиграфии позднемиоценового местонахождения Фортепьянка 2 Северный Кавказ, Республика Адыгея) // Палеонтол. журн. 2019. № 6. С. 105–110.
- 5. Гаджиев Д.В. Половой диморфизм в структуре крестцовой кости каспийского тюленя // Фауна экол. назем. водн. живот. Кура-Араксинской низменности малого Кавказа. № 6. 1982. С. 90–95.
- 6. Коретская И.А. Половой диморфизм в структуре плечевой и бедренной кости Monachopsis pontica

(Pinnipedia:Phocinae) // Вестн. Зоол. № 4. 1987. С. 77-82.

- Van Bree P, Erdbrink D. Fossil Phocidae in some Dutch collections (Mammalia, Carnivora) // Beaufortia, Inst. Taxon. Zool. (Zool. Mus.), Univ. Amsterdam, 37. 1987. P. 43–66.
- 8. *Koretsky I.A.* Morphology and Systematics of Miocene Phocinae (Mammalia: Carnivora) from Paratethys and the North Atlantic Region // Geol. Hung. Ser. Paleontol. № 54. 2001. P. 1–109.
- 9. *Howell A.B.* Contribution to the comparative anatomy of the eared and earless seals (genera Zalophus and Phoca). Proc. US National Mus. 1929. V. 73. 600 p.
- 10. *Howell A.B.* Aquatic mammals. Charles C. Thomas, Baltimore, Maryland. 1930. 338 p.
- Dewaele L., Gol'din P., Marx F.G., et al. Hypersalinity drives convergent bone mass increases in Miocene marine mammals from the Paratethys // Current biology: CB 32 (1). 2021. https://doi.org/10.1016/j.cub.2021.10.065
- Rüeckert-Úlkümen N. Carangidae, Pricanthidae, Scopaenidae und Sparidae (Pisces) aus den sarmatischen Schicten von Pinarhisar (Thrakien, Turkei). Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlungfuer Palaeontologie und Historische Geologie 35. 1995. P. 65–86.

## A NEW SPECIES OF THE SEALS OF THE GENUS *PACHYPHOCA* (CYSTOPHORINAE, PHOCIDAE) FROM THE LATE MIOCENE OF THE NORTH CAUCASUS

#### K. K. Tarasenko<sup>*a*,#</sup>

<sup>a</sup> Borisiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: tarasenkokk@gmail.com Presented by Academician of the RAS A.V. Lopatin July 19, 2022

A new species, *Pachyphoca volkodavi*, was described based on seal remains from the Upper Miocene deposits of the Fortep'yanka locality in the Republic of Adygea. These are the first findings of *Pachyphoca* in the Northwestern Caucasus, expanding the understanding of the paleogeographic and stratigraphic distribution of this genus.

Keywords: Phocidae, Cystophorinae, Pachyphoca, Late Miocene, Middle Sarmatian, Adygea

УДК 550.344.42

## ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ МЕТЕОУСЛОВИЙ НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2022 г. Академик РАН Г. И. Долгих<sup>1,\*</sup>, С. В. Яковенко<sup>1</sup>, И. Е. Степочкин<sup>2</sup>

Поступило 07.07.2022 г. После доработки 22.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

По синхронным данным лазерных деформографов, почвенных датчиков температуры и увлажненности исследовано влияние температуры и влагосодержания приповерхностного слоя почвы на вариации баро-деформационного взаимодействия пограничного слоя земной коры и атмосферы.

*Ключевые слова:* деформация, атмосферное давление, температура, влагосодержание почвы **DOI:** 10.31857/S2686739722601338

Хорошо известно, что при изучении процессов и явлений широкого диапазона частот в любой геосфере необходимо учесть вклад в данные процессы и явления других геосфер. Правильный учет этого вклада позволяет не только определить первоисточник различных процессов и явлений, но и выделить из записей конкретных приборов "замаскированные" сигналы естественного и искусственного происхождения. Так, например, проведенные преобразования в работе [1] по учету вклада вариаций атмосферного давления в уровень деформаций земной коры позволили выделить некоторые тона и обертона собственных колебаний Земли. которые до этой процедуры не выделялись при спектральной обработке первичного ряда. Учет межгеосферного взаимодействия особенно важен в зоне перехода системы "атмосфера-гидросфера-атмосфера". Без этой процедуры можно ошибочно конкретные процессы и явления приписать другой геосфере, что приводит к огромным ошибкам при построении различных физических моделей с ложной их интерпретацией.

В работе [2] показано, что изменения скорости сдвиговых волн отрицательно коррелируют с количеством осадков и показателем влажности почвы. В этой работе утверждается, что изменения данных скоростей в верхних 2 м почвы могут достигать 40%. Данные скорости зависят от величин

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия <sup>2</sup> Far Eastern Climate Smart Lab, Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия \*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru коэффициентов Ламе и плотности срелы распространения. Эти изменения, конечно, влияют на показания лазерных деформографов [3-5], установленных на м. Шульца (Приморский край). В работе [6] показано, что отношение показаний лазерного нанобарографа [7] (вариации атмосферного давления) к показаниям двух лазерных деформографов (деформации земной коры на базе лазерных деформографов) с течением времени изменяются для 17.5-метрового лазерного деформографа до 24%, а для лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52.5 м – до 18%. Учитывая выше сказанное исслелуем влияние температуры и влагосодержания приповерхностного слоя почвы на вариации баро-деформационного взаимодействия пограничного слоя земной коры и атмосферы.

Данные по температуре и влагосодержанию регистрировались специализированной метеостанцией датчиками 107-33-РТ (температура) и CS655 (влагонасыщенность), а данные по вариациям деформаций верхнего слоя земной коры брались по 17.5-метровому лазерному деформографу ориентацией "запад—восток", и двум 52.5метровым лазерным деформографам, ориентированным примерно по линии "север—юг". Второй 52.5-метровый лазерный деформограф установлен в продолжении оси первого 52.5-метрового лазерного деформографа.

Подвергались обработке синхронные данные указанных приборов в периоды сильных осадков, увлажнения во время весеннего оттаивания, наибольшей сухости и экстремумов температуры почвы.

Для выбранных участков записи вычислили баро-деформационный коэффициент, определяющийся как отношение приращений длины

#### ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ МЕТЕОУСЛОВИЙ

N⁰	Баро-деформационный коэффициент			Темп.	Увлажнен-	Пото нисоти соли и и и и и и и и и и и и и и и и и и	
	К <sub>сю2/НБ</sub>	К <sub>ЗВ/НБ</sub>	К <sub>СЮ/НБ</sub>	почвы, °С	ность, м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>	дата участка записи, комментарии	
1	2	3	4	5	6	7	
1	0.058	0.023	0.026	19.079	0.314	6 июля 2020. До сильного дождя	
2*	0.066	0.046	0.028	17.674	0.328	8 июля 2020. После сильного дождя	
3	0.047	0.058	0.019	18.926	0.274	19 июля 2020. До дождя	
4*	0.253	0.053	0.015	21.263	0.297	21 июля 2020. После дождя	
5	0.057	0.049	0.022	19.899	0.275	23 августа 2020. Стабильные характе- ристики температуры и влажносты почвы на протяжении 2 сут	
6	0.062	0.033	0.017	19.154	0.287	2 сентября 2020. Самое сильное увлажнение почвы этим летом (сил ный дождь). Расчет до увлажнения почвы	
7*	0.097	0.071	0.028	19.430	0.313	4 сентября 2020. Расчет после увлаж- нения почвы	
8	0.016	0.041	0.023	6.78	0.16	15 ноября 2020. Участок характеризу- ется некоторой стабилизацией тем- пературы почвы в период осеннего похолодания	
9	0.082	0.076	0.022	-2.504	0.05	5 февраля 2021. Наиболее "сухое" время в году, стабильная температура	
10*	0.078	0.052	0.017	-0.005	0.181	14 февраля 2021. Оттепель	
11	0.052	0.036	0.025	-0.041	0.121	21 марта 2021. Вследствие весенних плюсовых температур в этот период происходит активное таяние замерз- шей влаги и увлажнение ею почвы. Расчет до начала увлажнения почвы	
12*	0.090	0.041	0.025	0.565	0.328	02 апреля 2021. Расчет после увлаж- нения почвы.	
13	0.111	0.056	0.031	6.774	0.233	02 мая 2021. Участок записи до силь- ного дождя при стабильной темпера- туре почвы	
14*	0.105	0.051	0.025	7.710	0.298	05 мая 2021. Расчет после увлажне- ния почвы	
15	0.032	0.042	0.017	11.253	0.158	02 июня 2021 до дождя	
16*	0.031	0.043	0.053	11.195	0.260	04 июня 2021 после дождя	
17	0.019	0.042	0.018	16.729	0.161	09 июля 2021 до дождя	
18*	0.015	0.067	0.021	17.728	0.236	11 июля 2021 после дождя	
19	0.023	0.112	0.052	19.897	0.056	19 августа 2021. Соответствует самому низкому уровню содержания влаги в почве за это лето	

Таблица 1. Баро-деформационные коэффициенты



**Рис. 1.** Участки записи для определения баро-деформационного коэффициента. Отмечены участки с соответствующими им приборами: СЮ – лазерный деформограф с ориентацией север—юг (измерительное "плечо" 52.5 м); НБ – лазерный нанобарограф; ЗВ – лазерный деформограф с ориентацией "запад—восток" (измерительное "плечо" 17.5 м); СЮ2 – лазерный деформограф с ориентацией "север—юг" (измерительное "плечо" 52.5 м).

участка земной коры к приращению давления, нормированный к длине измерительного "плеча" интерферометра. Таким образом, этот коэффициент отражает степень влияния атмосферных процессов на деформацию земной коры,

$$k = \frac{\Delta L}{L\Delta P},\tag{1}$$

где k — баро-деформационный коэффициент, L — измерительное плечо лазерного деформографа,

*P* – атмосферное давление. В процессе обработки первичные данные подвергались фильтрации и децимации для устранения гармоник высокой частоты. После этого для выбранных условий по метеособытиям выбирались временные отрезки записи лазерного нанобарографа длительностью в 1 ч с однонаправленной тенденцией увеличения или уменьшения давления и соответствующие им записи лазерных деформографов. Коэффициент корреляции участков записей деформографов по



Рис. 2. График увлажненности почвы. Оттепель в феврале 2021 г. Длительность участка записи 82 ч.



Рис. 3. График увлажненности почвы. Частые периодические дожди летом 2020 г.

отношению к нанобарографу при этом находится в диапазоне 0.8–0.9. Для каждого из участков был определен баро-деформационный коэффициент (относительно каждого из деформографов) и занесен в табл. 1 с указанием условий состояния почвы и метеособытий на момент получения данных. В итоге были обработаны данные с 25 июня 2020 г. по 15 декабря 2021 г. и выбраны 19 участков записи. Они характеризуются изменениями увлажненности пограничного с атмосферой верхнего слоя земной коры в разные сезоны с соответствующей им температурой. Пример такого участка записи приведен на рис. 1, в табл. 1 он имеет порядковый номер 10. На графиках величина деформации, регистрируемая приборами, указана в вольтах напряжений, генерируемых системой регистрации соответствующего лазерного деформографа. Указанные значения напряжений пропорционально связаны с величиной деформации.

В первом столбце табл. 1 порядковый номер участка записи помечен звездочкой в случае, когда условия по увлажненности почвы резко меняются за короткое время относительно предыдущего участка. Такое случается, например, при сильных осадках или весеннем увеличении среднесуточной температуры, вызывающее таяние льда и снега. Анализируя данные табл. 1 для случаев резкого изменения увлажненности почвы, была выявлена закономерность изменения бародеформационного коэффициента. В большинстве наблюдаемых случаев, после значительного увеличения влажности почвы коэффициент увеличивал свое значение. Это говорит о том, что смачивание даже небольшого верхнего пограничного с атмосферой слоя грунта увеличивает его эластичность и приводит к тому, что в целом верхний слой земной коры становится более восприимчив к колебаниям давления.

Наблюдаемая зависимость, однако, соблюдается не во всех случаях. Например, длительная оттепель в феврале 2021 г., вызвавшая таяние льда и снега со значительным увлажнением почвы (рис. 2), не привела к увеличению баро-деформационного коэффициента, а даже напротив, несколько снизила его значение по данным всех лазерных деформографов.

Предполагается, что увлажнение самого верхнего слоя почвы, вызванное оттепелью, не приводит к увеличению эластичности слоя грунта, а даже наоборот, влага, проникающая сверху, быстро охлаждается, проникая в более низкие слои и, превращаясь в лед, увеличивает жесткость.

Замечено также, что зависимость плохо соблюдается в случаях, когда дожди идут часто с некоторой периодичностью и почвенный слой постоянно смачивается, снова подсыхает, потом процесс повторяется (рис. 3). В этом случае при подсчете баро-деформационного коэффициента с разных деформографов получаются самые разные данные направления приращения его значения. Вероятно, это связано с рваным и неравномерным режимом смачивания и осушения, а также со сложным рельефом места расположения измерительного комплекса и направлением ветра.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в результате выполнения данного исслелования ланные о межгеосферном взаимодействии могут быть использованы при интерпретации данных, полученных деформографами различных типов, установленных в приповерхностном варианте или непосредственно на грунт. Определение корректирующих коэффициентов в составляющих сигнала, имеющих свой вклад в результирующую деформацию, позволит фильтровать и выделять необходимые компоненты сигнала. Кроме того, появляется возможность более точного вычитания из сигнала с учетом корректирующих коэффициентов этих компонент с целью обнаружения "замаскированных" ими деформационных процессов, что, несомненно, важно для расширения круга задач, решаемых приборами для мониторинга деформационных полей верхнего слоя земной коры.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РНФ, проект № 22-17-00121 "Возникновение, развитие и трансформация геосферных процессов инфразвукового диапазона".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Zurn W., Ferreira A.M.G., Widmer-Schnidrig R., Lentas K., Rivera L., Clevede E. High-quality lowest-frequency normal mode strain observation at the Black Forest Observatory (SW-Germany) and comparison with horizontal broad-band seismometer data and synthetics // Geophys. J. Int. 2015. V. 203. P. 1787–1803.
- Roumelioti Z., Hollender F., Guéguen P. Rainfall-Induced Variation of Seismic Waves Velocity in Soil and Implications for Soil Response: What the ARGONET (Cephalonia, Greece) Vertical Array Data Reveal // Bull. Seismol. Soc. Am. 2020. V. 110. № 2. P. 441–451.
- 3. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентаций в геофизических исследованиях переходных зон // Физика Земли. 2002. № 8. С. 69–73.
- Долгих Г.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф // Физика Земли. 1998. № 11. С. 76–81.
- 5. Долгих Г.И., Корень И.А., Овчаренко В.В. Влияние вариаций атмосферного давления на показания лазерного деформографа // Физика Земли. 2001. № 11. С. 92–96.
- Долгих Г.И., Долгих С.Г. Учет воздействия атмосферного давления на деформацию земной коры // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 168–172. https://doi.org/10.31857/S2686739721100091
- Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Новикова О.В., Овчаренко В.В., Окунцева О.П., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный нанобарограф и его применение при его изучении баро-деформационного взаимодействия // Физика Земли. 2004. № 8. С. 82–90.

## FEATURES OF THE INFLUENCE OF WEATHER CONDITIONS ON THE DEFORMATION PROCESSES OF THE UPPER LAYER OF THE EARTH'S CRUST

#### Academician of the RAS G. I. Dolgikh<sup>a,#</sup>, S. V. Yakovenko<sup>a</sup>, and I. E. Stepochkin<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>b</sup> Far Eastern Climate Smart Lab, Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

The influence of temperature and moisture content of the near-surface soil layer on variations of the barodeformation interaction of the boundary layer of the Earth's crust and the atmosphere has been studied using synchronous data from laser deformographs, soil temperature and moisture sensors.

Keywords: deformation, atmospheric pressure, temperature, soil moisture content

УДК 550.380/383

## ДЕТЕКТИРОВАНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ДЖЕРКА 2020 г. ПО ОПЕРАТИВНЫМ ДАННЫМ МАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ "САНКТ-ПЕТЕРБУРГ" И "КЛИМОВСКАЯ"

© 2022 г. Член-корреспондент РАН А. А. Соловьев<sup>1,2</sup>, Д. В. Кудин<sup>1,\*</sup>, Р. В. Сидоров<sup>1</sup>, А. Л. Котиков<sup>1,3</sup>

Поступило 15.07.2022 г. После доработки 03.08.2022 г.

Принято к публикации 04.08.2022 г.

В работе исследуются высокоточные наблюдения полного вектора магнитного поля Земли, оперативно вычисляемые по данным магнитных обсерваторий "Санкт-Петербург" (Ленинградская обл.) и "Климовская" (Архангельская обл.). Показано, что такие данные могут использоваться для детектирования геомагнитных джерков на записях векового хода с минимальной задержкой по времени, чего не позволяют делать наиболее современные модели главного магнитного поля. По данным за период 2015–2022 гг. были выделены два джерка 2017 и 2020 г., которые продолжают трехлетнюю квазипериодичность, наблюдаемую с начала изучения быстрых вариаций главного магнитного поля. Полученный результат подтверждает гипотезу о волновой природе стоящих за ними процессов в жидком ядре.

*Ключевые слова:* быстрые вариации, главное магнитное поле Земли, джерки, геомагнитные наблюдения, магнитные обсерватории, ИНТЕРМАГНЕТ

DOI: 10.31857/S2686739722601375

#### введение

Появление высокоточных спутниковых измерений полного вектора магнитного поля Земли (МПЗ) дало возможность детального изучения т.н. быстрых вариаций главного МПЗ [1]. Особенность таких данных, регистрируемых с 1999 г. низкоорбитальными спутниками с высоким наклонением орбиты, состоит в полном пространственном покрытии измерениями приповерхностного слоя Земли за короткий интервал времени. Они позволяют строить глобальные аналитические модели главного МПЗ высокой точности и высокого временного разрешения. В свою очередь, такие модели можно использовать для локализации и изучения динамических процессов на границе ядро-мантия, которые порождают быстрые вариации МПЗ, наблюдаемые на поверхности Земли и в околоземном про-

<sup>1</sup> Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия странстве. Такие исследования позволяют глубже понять механизмы генерации МПЗ в жидком ядре и его эволюцию.

Другим, несомненно, важным источником данных об изменчивости главного МПЗ служат магнитные обсерватории. Однако, в отличие от глобальных спутниковых измерений, обсерватории обеспечивают высокоточные наблюдения полного вектора МПЗ в фиксированной точке пространства. Учитывая крайне неравномерное расположение магнитных обсерваторий по земному шару, это обстоятельство дает возможность детального изучения только региональной динамики главного МПЗ, а вычисленные по обсерваторским данным модели МПЗ весьма грубые по точности. Вместе с тем неотъемлемым преимуществом обсерваторских данных является длительность регистрируемых рядов наблюдений, составляющая десятки и сотни лет (характерный срок активного существования низкоорбитальных спутников составляет порядка 10 лет). Усилиями ГШ РАН совместно с другими институтами РАН ведется активная работа по развитию российской сети наблюдения МПЗ обсерваторского класса. В частности, совместно с Институтом динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН в ближайшее время будет введена в эксплуа-"Михнево" тацию магнитная обсерватория (Московская обл.) [2] стандарта ИНТЕРМАГНЕТ.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: d.kudin@gcras.ru



Рис. 1. Карта расположения магнитных обсерваторий "Санкт-Петербург" (IAGA-код SPG, 60.54°с.ш., 29.72°в.д.) и "Климовская" (IAGA-код KLI, 60.86°с.ш., 39.52°в.д.) и других близлежащих обсерваторий.

Важно отметить, что изучение быстрых вариаций главного МПЗ на базе обсерваторских наблюдений возможно только при условии систематически высокого качества регистрируемых данных. Дело в том, что детектирование таких вариаций связано с анализом первой и второй производных той или иной компоненты МПЗ по времени. Соответственно, любые помехи в исходных рядах будут приводить к их усилению и недопустимым флуктуациям в производных.

Наибольший интерес в контексте изучения быстрых вариаций главного МПЗ представляют собой всплески векового ускорения на границе ядро-мантия и порождаемые ими геомагнитные джерки на поверхности Земли. Джерки представляют собой относительно резкую смену знака векового хода, т.е. первой производной главного МПЗ по времени, а всплески векового ускорения сингулярные импульсы второй производной главного МПЗ. В данной статье мы рассматриваем последние два джерка в районе 2017-2018 и 2020 г., которые удалось оперативно детектировать по высокоточным данным геомагнитных обсерваторий "Санкт-Петербург" (Ленинградская обл.) и "Климовская" (Архангельская обл.). Это стало возможным благодаря новым математическим подходам, которые обеспечивают обработку непрерывно поступающих данных и вычисление

полных значений компонент МПЗ с минимальной задержкой по времени [3]. Для справки, большинство обсерваторий мировой сети ИНТЕРМАГНЕТ [4] подготовку такого уровня данных выполняют с задержкой более 1 года. Новизна полученного результата также состоит в том, что джерк 2020 г. пока не детектирован ни одной из существующих моделей главного МПЗ в силу их недостаточной периодичности обновления. Ранее о нем сообшалось лишь в работе [5]. в которой авторы анализировали прямые геомагнитные наблюдения спутников созвездия Swarm [6] за 2015—2021 гг.

#### ВЫЧИСЛЕНИЕ ВЕКОВОГО ХОДА ГЛАВНОГО МПЗ

Геофизический центр РАН обеспечивает функционирование Центра коллективного пользования (ЦКП) "Аналитический центр геомагнитных данных" (https://ckp.gcras.ru/). В центр поступают данные магнитных обсерваторий, расположенных на территории РФ и ближнего зарубежья (Беларуси, Армении, Казахстана, Узбекистана) [7, 8]. Его аналитические функции во многом обеспечиваются функционалом аппаратнопрограммного комплекса (АПК) МАГНУС (Мониторинг и Анализ Геомагнитных аНомалий в Унифицированной Среде) [9]. В частности, по мере поступления обсерваторских данных алгоритмами АПК МАГНУС осуществляются автоматическое распознавание и удаление техногенных помех, расчет базисной линии на основе абсолютных измерений, пересчет вариационных данных в полные значения компонент МПЗ, многокритериальное распознавание геомагнитной активности и др.

В отношении данных обсерваторий "Санкт-Петербург" (IAGA-код SPG, Ленинградская обл.) и "Климовская" (IAGA-код KLI, Архангельская обл.) (рис. 1) используется полный функционал АПК МАГНУС для ежемесячной подготовки т.н. квазиокончательных данных и последующей ежегодной подготовки окончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ, поскольку именно ГЦ РАН ответственен за работу этих обсерваторий и поддержание требуемого качества наблюдений. И тот, и другой тип данных подразумевает расчет полных значений компонент МПЗ в виде временных рядов с шагом 1 мин; расхождение между ними не должно превышать 5 нТл [10].

Полномасштабная регистрация данных в соответствии с регламентом ИНТЕРМАГНЕТ была начата на обсерваториях SPG и KLI в 2014 г. [11–14]. Благодаря эффективной работе АПК МАГНУС последние данные уровня квазиокончательных всегда доступны за месяц, предшествующий текущему. Таким образом, для изучения динамики векового хода и детектирования геомагнитных джерков нами использовался массив окончательных и квазиокончательных данных обсерваторий SPG и KLI за период с 1 января 2015 г. по 30 июня 2022 гг. При этом общая доля окончательных данных составила 27%, а квазиокончательных — 73%. Необходимо отметить, что исследуемый период приходится на фазу спада 24-го цикла солнечной активности с минимумом в 2020 г. (рис. 2). Таким образом, исследуемые данные в наименьшей степени отягощены влиянием внешних полей, что упрощает нашу задачу изучения сигнала главного МПЗ по обсерваторским данным.

Для подавления короткопериодных вариаций, обусловленных внешними магнитными полями, исследуемые минутные ряды усреднялись помесячно. Неопределенность каждого полученного среднемесячного значения  $\Delta B$  оценивается как среднеквадратичное отклонение (СКО) среднесуточных значений, деленное на квадратный корень из числа дней в соответствующем месяце. Вековой ход (ВХ, нТл/год) на заданную эпоху (в нашем случае середина месяца) рассчитывается как разность  $B_{t+6} - B_{t-6}$  [15], где B – среднемесячное значение исследуемой компоненты МПЗ (X – северная, Y – восточная, Z – вертикальная). Такой расчет обеспечивает нивелирование годовой периодической составляющей в наблюдениях. Наконец, неопределенность значения веково-

го хода оценивается как  $\Delta BX = \sqrt{\Delta B_{t+6}^2 + \Delta B_{t-6}^2}$ .

Несмотря на устранение из исходных данных короткопериодных (менее месяца) сигналов внешних магнитных полей путем осреднения, их производная по времени, как правило, все равно содержит шумовую составляющую, обусловленную внешним воздействием. Для изучения сигнала главного МПЗ, характеризующегося плавной динамикой, естественным представляется построение сглаживания векового хода BX<sub>C</sub> по среднемесячным данным. Здесь мы для этого используем интерполяцию кубическими сплайнами, определяемыми свободным параметром  $0 \le p \le 1$ : чем ближе *p* к 0, тем более гладкое сглаживание (вырождаясь в линейную регрессию при p = 0), чем ближе  $p \ge 1$ , тем ближе результат к исходному ряду. Соответствующая функция сварѕ представлена в наборе инструментов Curve Fitting Toolbox программного пакета Matlab. В нашей задаче для сглаживания быстрых вариаций, не свойственных вековому ходу, мы принимаем p = 0.01. Следует отметить, что при анализе более длительных рядов наблюдений, содержащих большее количество джерков, такой подход неприменим, поскольку джерки характеризуются разной амплитудой и степенью выраженности, и сплайн с фиксированным значением свободного параметра может сгладить искомый джерк. В таких случаях применяют более изощренные подходы (см., напр., [16]).



**Рис. 2.** Солнечная активность за 23–25 циклы, выраженная в среднемесячном количестве солнечных пятен (темно-синий цвет) и построенной по ним сглаженной кривой (фиолетовый цвет) (https://www.swpc. noaa.gov/products/solar-cycle-progression).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интегральная оценка неопределенности полученных значений вычисляется как среднее по  $\Delta$ BX для каждой компоненты и обсерватории. Другой способ заключается в вычислении СКО разностей фактических ВХ и сглаженных BX<sub>C</sub> значений векового хода. Соответствующие данные представлены в табл. 1.

На рис. 3 представлены графики векового хода каждой из трех компонент для обсерваторий SPG и KLI, построенного по исходным и сглаженным данным. Значения векового хода, построенные по ежемесячным обсерваторским данным, сопровождаются доверительными интервалами, расчет которых описан выше. Отсутствие доверительного интервала говорит о том, что соответствующие значения были вычислены по ограниченному набору исходных минутных данных. Такие значения не использовались при построении сглаженного ряда.

В исследованиях, связанных с изучением джерков, зачастую анализируется только восточная *Y*-компонента МПЗ, как наименее подверженная воздействию внешних магнитных полей [5, 17, 18]. В нашем случае оценки неопределенности для каждой из компонент обсерваторий SPG и KLI близки друг к другу (см. табл. 1), что свидетельствует о схожести их шумовых характе-

Таблица 1. Оценка неопределенности данных

Код	$\Delta \overline{\mathrm{BX}}$ , нТл			СКО (ВХ — ВХ <sub>С</sub> ), нТл		
oocepbaropini	Х	Y	Z	X	Y	Z
SPG	1.61	1.03	1.25	2.91	2.31	2.10
KLI	1.49	1.05	1.15	3.17	2.78	1.78



**Рис. 3.** Вековой ход компонент X (сверху), Y (посередине) и Z (снизу) по данным обсерваторий SPG (а) и KLI (б). На каждом графике зеленым обозначено значение векового хода, рассчитанного по среднемесячным обсерваторским данным, с указанием доверительного интервала; черным обозначена сглаженная кривая. Временные интервалы детектированных джерков 2017–2018 и 2020 г. отмечены черными прямоугольниками.

ристик. Это обстоятельство говорит в пользу высокого качества итоговых данных, вычисляемых по исходным наблюдениям этих обсерваторий, что позволяет исследовать джерки по каждой из их компонент.

Графики на рис. 3 свидетельствуют о явных признаках джерков 2017 и 2020 г. в данных по всем трем компонентам. Так, джерк 2017 г. отчетливо наблюдается на записях dX/dt (V-образный сигнал) и dZ/dt ( $\Lambda$ -образный сигнал) обсерватории SPG, а также на записях dX/dt (V-образный сигнал) и dY/dt ( $\Lambda$ -образный сигнал) обсерватории KLI. Джерк 2020 г. хорошо прослеживается в виде V-образного сигнала на записях dY/dt и dZ/dt обсерватории SPG и в меньшей степени на записи dZ/dt обсерватории KLI. Незначительный (около 2 мес) сдвиг исследуемых экстремумов по времени между обсерваториями обусловлен, во-первых, зашумленностью исходных данных внешними полями и, во-вторых, асинхронным проявлением одних и тех же джерков в различных регионах Земли, которое в глобальном масштабе может варьироваться в пределах 1-2 лет (напр.,

[15, 19]). Природа джерков до сих пор плохо изучена, поэтому пока сложно объяснить, чем вызвано проявление разных джерков на разных компонентах МПЗ.

Математические модели, описывающие эволюцию главного МПЗ за определенный интервал эпох, обновляются по прошествии 1-2 лет с момента крайней эпохи, а прогнозные значения на последующие несколько лет, как правило, экстраполируются линейно. Это связано с существенным пространственно-временным сглаживанием соответствующих гауссовых коэффициентов и необходимостью обеспечения их гладкости на стыке интервалов. Так, наиболее актуальные на сегодняшний день модели главного МПЗ IGRF [20] и СНАОЅ-7 [21] описывают эволюцию главного МПЗ только до первой половины 2020 г. Таким образом, оперативное (с задержкой 1-2 года) детектирование геомагнитных джерков возможно только по данным высокоточных прямых наблюдений МПЗ наземного либо спутникового базирования, которые всегда доступны вплоть до текущей эпохи.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последнее десятилетие быстрые вариации главного МПЗ являются объектом пристального внимания исследователей в области геомагнетизма по всему миру. Это обусловлено взрывным ростом данных об эволюции МПЗ, наращиванием вычислительных мощностей и успехам в области теоретических исследований геодинамо. Так, например, в 2019 г. была построена численная модель, воспроизводящая все известные вариации МПЗ на границе ядро-мантия за последние 25 лет [22]. Но, несмотря на указанный прогресс, природа таких вариаций, включающих всплески векового ускорения и джерки, по-прежнему остается загадкой. Любые новые открытия в этой области вносят несомненный вклад в понимание их природы. Так, сохраняющаяся периодичность наблюдаемых всплесков векового ускорения и порождаемых ими джерков, составляющая примерно три года с момента обнаружения первого джерка [23], указывает на возможную волновую природу стоящих за ними процессов в жидком ядре (напр., [1]). Выделенные джерки 2017 и 2020 г. подтверждают сохранение этой периодичности и по сей день. Последний, по всей видимости, является следствием недавнего всплеска векового ускорения радиальной компоненты МПЗ на границе ядро-мантия за эпоху 2018.5, обнаруженного [5]. Вместе с тем по-прежнему затруднительным является выделение сигнала главного МПЗ на временных интервалах менее 1 года из данных фактических наблюдений и тем более построенных на их основе моделей, поскольку такие вариации сглаживаются за счет магнитной диффузии в жидком ядре, а также из-за эффекта низкочастотной фильтрации нижней слабопроводящей мантией.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты, представленные в этой статье, получены с использованием данных, регистрируемых геомагнитными обсерваториями. Мы благодарим национальные институты, которые их поддерживают, сеть ИНТЕРМАГНЕТ за продвижение высоких стандартов функционирования геомагнитных обсерваторий (http://www.intermagnet.org) И Межрегиональный центр геомагнитных данных (http://geomag.gcras.ru) за свободное распространение данных в режиме онлайн. В работе использовались данные и сервисы ЦКП "Аналитический центр геомагнитных данных" Геофизического центра РАН. Авторы выражают признательность двум рецензентам за ценные замечания, учет которых позволил улучшить изложение материала.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвер-

жденного Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Lesur V., Gillet N., Hammer M.D., et al. Rapid Variations of Earth's Core Magnetic Field. // Surv Geophys. 2022. 43. P. 41–69. https://doi.org/10.1007/s10712-021-09662-4
- 2. Рябова С.А., Спивак А.А. Вариации электрических характеристик приземной атмосферы в периоды магнитных бурь // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 71–77. https://doi.org/10.31857/S2686739721030099
- 3. Кудин Д.В., Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Легостаева О.В. Система ускоренной подготовки квазиокончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ // Геомагнетизм и аэрономия. 2021. Т. 61. № 1. С. 46–59. https://doi.org/10.31857/S0016794021010090
- Love J.J., Chulliat A. INTERMAGNET: Data for research and operations // Eos Trans. 2013. AGU. 94. P. 373–374. https://doi.org/10.1002/2013EO420001
- Pavón-Carrasco F.J., Marsal S., Campuzano S.A., et al. Signs of a new geomagnetic jerk between 2019 and 2020 from Swarm and observatory data // Earth Planets Space. 2021. 73, 175. https://doi.org/10.1186/s40623-021-01504-2
- 6. *Friis-Christensen E., Lühr H., Hulot G.* Swarm: A constellation to study the Earth's magnetic field // Earth, Planets and Space. 2006. 58: 351–358. https://doi.org/10.1186/BF03351933
- Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Кудин Д.В., Карапетян Д.К., Симонян А.О. Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье // Вестник ОНЗ РАН. 2018. 10, NZ4001. https://doi.org/10.2205/2018NZ000357
- Пилипенко В.А., Красноперов Р.И., Соловьев А.А. Проблемы и перспективы геомагнитных исследований в России // Вестник ОНЗ РАН. 2019. Т. 11. NZ1103. https://doi.org/10.2205/2019NZ000362
- Gvishiani A., Soloviev A., Krasnoperov R., Lukianova R. Automated hardware and software system for monitoring the Earth's magnetic environment // Data Science Journal. 2016. 15: 18. https://doi.org/10.5334/dsj-2016-018
- St-Louis B. (Ed.), INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council, 2020. INTERMAG-NET Technical Reference Manual, Version 5.0.0
- Sidorov R., Soloviev A., Krasnoperov R., Kudin D., Grudnev A., Kopytenko Y., Kotikov A., Sergushin P. Saint Petersburg magnetic observatory: from Voeikovo subdivision to INTERMAGNET certification // Geosci. Instrum. Method. Data Syst. 2017. 6, 473–485. https://doi.org/10.5194/gi-6-473-2017

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

- 12. Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Хохлов А.В. Новая геомагнитная обсерватория "Климовская" // Геомагнетизм и аэрономия. 2016. Т. 56. № 3. С. 365–379.
- Soloviev A., Dobrovolsky M., Kudin D., Sidorov R. Minute values of X, Y, Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Klimovskaya (IAGA code: KLI). ESDB repository / Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2015. https://doi.org/10.2205/kli2011min
- Soloviev A., Dobrovolsky M., Kudin D., Sidorov R. Minute values of X, Y, Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG). ESDB repository / Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2016. https://doi.org/10.2205/SPG2012min
- Soloviev A., Chulliat A., Bogoutdinov S. Detection of secular acceleration pulses from magnetic observatory data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2017. V. 270. P. 128–142. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.005
- 16. Агаян С.М., Соловьев А.А., Богоутдинов Ш.Р., Николова Ю.И. Регрессионные производные и их применение в изучении геомагнитных джерков // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 3. С. 383– 392.

https://doi.org/10.1134/S0016794019030027

- Torta J.M., Pavón-Carrasco F.J., Marsal S., Finlay C.C. Evidence for a new geomagnetic jerk in 2014 // Geophys. Res. Lett. 2015. 42. https://doi.org/10.1002/2015GL065501
- Pinheiro K.J., Jackson A., Finlay C.C. Measurements and uncertainties of the occurrence time of the 1969, 1978, 1991, and 1999 geomagnetic jerks // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. 12. Q10015. https://doi.org/10.1029/2011GC003706
- Brown W.J., Mound J.E., Livermore P.W. Jerks abound: An analysis of geomagnetic observatory data from 1957 to 2008 // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2013. 223. P. 62–76. ISSN 0031-9201
- Alken P., Thébault E., Beggan C.D., et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. 2021. 73, 49. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x
- Finlay C.C., Kloss C., Olsen N., Hammer M., Toeffner-Clausen L., Grayver A., Kuvshinov A. The CHAOS-7 geomagnetic field model and observed changes in the South Atlantic Anomaly // Earth Planets and Space. 2020. 72. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01252-9
- Aubert J., Finlay C.C. Geomagnetic jerks and rapid hydromagnetic waves focusing at Earth's core surface // Nat. Geosci. 2019. 12 (5): 393–398.
- Courtillot V., Ducruix J., Le Mouël J.L. Sur une accélération récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre // C R Acad Sci Paris. 1978. Ser D 287: 1095–1098.

## DETECTING THE 2020 GEOMAGNETIC JERK USING THE NEAR REAL-TIME DATA FROM THE "SAINT PETERSBURG" AND "KLIMOVSKAYA" MAGNETIC OBSERVATORIES

#### Corresponding Member of the RAS A. A. Soloviev<sup>a,b</sup>, D. V. Kudin<sup>a,#</sup>, R. V. Sidorov<sup>a</sup>, and A. L. Kotikov<sup>a,c</sup>

<sup>a</sup> Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

<sup>c</sup> St.-Petersburg branch, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of RAS, Saint-Petersburg, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: d.kudin@gcras.ru* 

We study the highly accurate observations of the Earth's full magnetic field vector promptly derived from the data recorded at the magnetic observatories "Saint Petersburg" (Leningrad Region) and "Klimovskaya" (Arkhangelsk Region). It is shown that such data can be used for detecting geomagnetic jerks in secular variation records with a minimum time delay, which is difficult using the most recent models of the Earth's core magnetic field. Based on the data over 2015–2022 we identify two jerks of 2017 and 2020, which fit well into the three-year quasi-periodicity observed since the beginning of the study of the rapid variations of the core field. The result confirms the hypothesis of the wave nature of the underlying processes in the liquid core.

*Keywords:* rapid variations, Earth's core magnetic field, jerks, geomagnetic observations, magnetic observatories, INTERMAGNET

УДК 550.34

## ПОЧЕМУ НЕОБХОДИМЫ НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ?

## © 2022 г. Член-корреспондент РАН П. Н. Шебалин<sup>1,2</sup>, Академик РАН А. Д. Гвишиани<sup>1,3</sup>, Б. А. Дзебоев<sup>1,4,\*</sup>, А. А. Скоркина<sup>1,2</sup>

Поступило 19.07.2022 г. После доработки 22.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

Впервые проведено численное сравнение карт Общего сейсмического районирования (ОСР) с воздействием от землетрясений, фактически состоявшихся после публикации карт. Выполнено сравнение площади зон ожидаемой балльности на карте ОСР с площадью изосейст от произошедших землетрясений. Оказалось, что площадь изосейст в среднем на порядок меньше, чем ожидается согласно ОСР. В работе названы возможные причины такого завышения и предложены пути совершенствования оценок сейсмической опасности.

*Ключевые слова:* землетрясение, сейсмическая опасность, Общее сейсмическое районирование, ОСР, изосейсты, балльность

DOI: 10.31857/S2686739722601466

#### введение

Решение проблемы уменьшения опасности от воздействия землетрясений ранее в СССР, и сейчас в Российской Федерации, в основном, сводится к введению норм и правил при строительстве. В свою очередь такие нормы и правила опираются на карты Общего сейсмического районирования (ОСР). В последние годы карты ОСР часто подвергались критике ([3, 20] и др.). Ее главный элемент — субъективный характер многих оценок, на которых основано построение этих карт [6]. До сих пор не делались количественные оценки того, насколько оптимально карты ОСР оценивают будущую сейсмическую опасность, как с точки зрения недооценки, так и переоценки таковой.

Первая карта ОСР территории СССР была построена в 1937 г. Карта ОСР-37 базировалась на детерминистском подходе к оценке сейсмической опасности и не учитывала особенности сейсмического режима регионов. В последующем

<sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений и

математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия были построены карты ОСР-49, ОСР-57, ОСР-68 и ОСР-78. При создании карты ОСР-78 была учтена повторяемость сейсмических сотрясений один раз в 100, 1000 и 10000 лет. Тем не менее сейсмическая интенсивность, указанная на этой карте, была в среднем на 2 балла превышена рядом сильных землетрясений, произошедших на территории СССР в последующие два десятилетия: Спитакское землетрясение, 1988 г.; Зайсанское землетрясение, 1990 г.; Рача-Джавское землетрясение, 1991 г.; и др.

Первой картой ОСР, построенной на международных принципах вероятностного оценивания сейсмической опасности PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment) [7], была карта ОСР-97 [19]. Она фактически составляла часть международной программы вероятностного оценивания сейсмической опасности GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program) [9, 10].

Сегодня глобальной программой оценки сейсмической опасности является международный проект GEM (Global Earthquake Model) [15]. GEM направлен на разработку глобальной модели риска землетрясений в качестве проекта с открытым единым исходным кодом, управляемого научным сообществом. Одной из его основных задач является разработка реальных моделей риска для каждой страны. Это даст возможность рассчитывать потенциальные потери и ощутимые выгоды от мер по снижению потерь. Необходимо отметить, что несомненной сильной стороной проекта GEM является использование глобального инструмен-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук, Владикавказ, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: b.dzeboev@gcras.ru

тального каталога землетрясений ISC-GEM. Его высококачественную подготовку осуществляет Международный сейсмологический центр (ISC) [18]. Другой сильной стороной проекта является применение единой стандартизованной методики для территории всех стран, минимизирующей субъективный характер оценок. Однако такой подход учитывает единый ограниченный набор параметров, и поэтому не может использоваться как итоговый продукт для отдельной страны.

Карты ОСР, построенные по методике PSHA (ОСР-97\*, ОСР-2012, ОСР-2014, ОСР-2015, ОСР-2016), в значительной мере повторяют ОСР-97. Они фактически лишь учитывают те пропуски сильных землетрясений, которые допущены в ОСР-97. Пересмотр карты в сторону снижения ожидаемой балльности производился лишь для небольших территорий, и в среднем оцениваемая сейсмическая опасность менялась очень незначительно.

#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И СОДЕРЖАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Со времени публикации карты ОСР-97 прошло 25 лет, что уже позволяет получить достаточно надежную оценку ее достоверности. С этой целью мы оценили воздействие всех землетрясений магнитудой 3.5 и выше на территории России и в приграничных районах и рассчитали для них теоретические изосейсты. Для этого, так же, как и при построении карты ОСР-97, использовались региональные соотношения между магнитудой, гипоцентральным расстоянием и интенсивностью по шкале MSK-64 (уравнение макросейсмического поля по Н.В. Шебалину) [4].

В качестве исходного списка землетрясений мы использовали каталог за период 01.01.1997— 31.12.2021 (ровно 25 лет) с глубинами гипоцентра до 70 км (большее 25000 событий). Каталог получен путем объединения каталога "Землетрясения России" (eqru.gsras.ru) и каталога USGS (earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/). Деление на регионы проводилось аналогично разбиению в работе [4].

Рассчитанные теоретические изосейсты мы сопоставили с картой OCP-97A. Результаты такого сравнения представлены на рис. 1. С учетом малого размера теоретических изосейст мы увеличили масштаб представления результатов, разбив карту на четыре части. Для каждого уровня балльности, начиная с 6, показаны только те изосейсты или их части, которые соответствуют балльности зоны на карте OCP-97A или превышают ее. Таким образом, 5-балльные расчетные изосейсты не показаны только в 6-балльных зонах ОСР-97А, 7-балльные — в 7-балльных зонах и т.д. "Пропуски цели", т.е. 6-балльные изосейсты в 5-балльных зонах ОСР-97А, 7-балльные изосейсты в 5- и 6-балльных зонах и т.д., показаны синими заштрихованными фигурами, а изосейсты, соответствующие зоне балльности ОСР-97А, - сиреневым пустыми фигурами (рис. 1). Необходимо отметить, что расчетная интенсивность Олюторского землетрясения, Илин-Тасского (Абыйское) землетрясения, Бачатского землетрясения, землетрясения у границы Камчатки и Чукотки и некоторых других более слабых землетрясений на два балла превысила балльность соответствующих зон ОСР-97А. На рис. 1 теоретические изосейсты в пределах зон более высокого балла ОСР-97А не показаны, так как в них не достигнуто ожидаемое превышение интенсивности.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

Карта ОСР-97А представляет ожидаемое превышение заданного балла в течение 50 лет с вероятностью 10%. Это означает, что в каждой зоне определенной балльности площадь внутри изосейст соответствующего и превышающего балла от землетрясений за 50-летний период должна составлять 10%. Даже если будушие землетрясения в период до 2046 г. будут происходить там, где их еще не было в 1997-2021 гг., ожидаемое увеличение площади изосейст составит – примерно вдвое. Таким образом, в случае верных оценок на карте ОСР-97А площади изосейст от землетрясений за 25-летний период должны составлять около 5% для соответствующих зон балльности. С учетом того, что изосейсты от будущих землетрясений будут частично пересекаться между собой и с изосейстами от землетрясений 1997-2021 гг., для достижения 10%-вероятности превышения заданного балла за 50 лет эта величина должна быть еше больше.

Из рис. 1 видно, что изосейсты расчетной балльности в каждой из 6, 7, 8 и 9 балльных зон OCP-97A занимают очень маленькую долю площади в каждом регионе, кроме Камчатки. Мы провели оценки отношения площадей изосейст и зон балльности в каждом регионе. В табл. 1 для каждого региона в отдельности, России в целом и территории России без учета Камчатки приведены результаты расчетов по формуле:

$$r_{i} = \frac{\left\| \bigcup_{\substack{k=i,...,l2, \\ j=1,...,N}} g_{kj} \right\|}{S_{i}},$$
 (1)

где i — расчетная интенсивность по шкале MSK-64,  $g_{kj}$  — изосейста соответствующей интенсивности k в пределах рассматриваемого региона от землетрясения с индексом j (N — количество та-



Рис. 1. Карта ОСР-97А и рассчитанные теоретические изосейты.

ких землетрясений),  $S_i$  — площадь *i*-балльной зоны на карте OCP-97A. Строится объединение по всем землетрясениям *j*. Формула (1) отражает отношение площади, на которой, в соответствии с расчетами, было достигнуто превышение интенсивности *i* к площади *i*-балльной зоны на карте OCP-97A в течение 25 лет, вычисленной на основе фактически произошедших землетрясений в период 1997—2021 гг. Прочерки в ячейках табл. 1 означают, что в регионе на карте OCP-97A отсутствует зона с соответствующей балльностью.

(б)

Как видно из табл. 1, во всех регионах кроме Камчатки и Алтая и Саян величина  $r_i$  как минимум на порядок меньше 5%-величины ожидаемого превышения интенсивности. Большая относительная площадь изосейст на Камчатке фактически обусловлена одним Олюторским землетрясением, произошедшим 20 апреля 2006 г. с M == 7.6, которое было пропуском для карт OCP-97. В регионе Алтай и Саяны величина  $r_i$  без учета изосейст от Бачатского землетрясения в Кемеровской области 18 июня 2013 г. с M = 5.6 также

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



Рис. 1. Окончание

составила бы менее 0.5%. Формально это землетрясение также является пропуском, так как, имея интенсивность в эпицентре 7 баллов, оно произошло в 6-балльной зоне по карте OCP-97A. Однако это землетрясение, по мнению большинства сейсмологов, имеет техногенный характер и вряд ли должно учитываться наравне с тектоническими землетрясениями.

Таким образом, в большинстве регионов России оценка сейсмической опасности в среднем завышена как минимум в 10 раз. Особенно это касается Арктической зоны Российской Федерации, где значительные территории Кольского полуострова, архипелагов Новая Земля и Северная Земля, Новосибирских островов, полуострова Таймыр, а также севера Якутии и Чукотки отнесены к зонам с балльностью 6 и выше. Одновременно ОСР-97 допускает значительные пропуски сильных землетрясений, в частности Олюторское землетрясение, Тувинское землетрясение с M == 6.7 (26.02.2012), Илин-Тасское (Абыйское) землетрясение с M = 6.6 (14.02.2013), землетрясение на Урале с M = 5.0 (04.09.2018), землетрясение у границы Камчатки и Чукотки с M = 6.4 (09.01.2020) и др.

Наличие пропусков сильных землетрясений для карт ОСР территории России, а также карт других регионов мира в рамках программы GSHAP неоднократно отмечалось разными исследователями [3, 6, 20]. Вместе с тем факт значительной переоценки (как минимум, в среднем) сейсмической опасности на картах ОСР численно установлен впервые. Мы сравнили воздействия от реальных землетрясений с зонами ожидаемой балльности на карте ОСР-97А для того, чтобы учитывать только те события, которые произошли после ее составления.

В качестве нормативных после карты OCP-97 последовательно были приняты две карты OCP-2015 и OCP-2016. На них площадь зон 6 баллов и выше изменилась не более чем на 20% (табл. 2), 9- и 10балльные зоны — почти в два раза на OCP-2016. Таким образом, и эти карты, по сути, дают значительное завышение сейсмической опасности.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

В чем причина завышения оценок в рамках ОСР? На наш взгляд, главная причина состоит в том, что в рамках ОСР-97 и последующих методик (ОСР-2012, ОСР-2014, ОСР-2015, ОСР-2016) повторяемость сильных землетрясений и максимально возможная магнитуда оценивались локально и независимо для разных структур. В реальности накопление напряжений и подготовка сильных землетрясений происходят в объемах, многократно превышающих размеры очагов землетрясений [8]. По этой причине оценки не должны рассматриваться независимо. Кроме того, локальные оценки подвержены значительным ошибкам, которые при суммировании возрастают. Здесь же следует отметить, что при построении карт ОСР-97 расчеты повторяемости землетрясений основывались, в том числе, на гипотезе характеристических землетрясений, которая впоследствии была опровергнута [13].

Вторая причина, которая часто отмечается, в том числе и строителями, — это субъективный характер используемых оценок, которые лишь в не-

Таблица 1. Оценки отношения *r<sub>i</sub>* площадей расчетных изосейст и зон балльности карты ОСР-97А

Регион	I = 6	I = 7	I = 8	I = 9
Кавказ	0.0005	0.0004	0	0
Алтай и Саяны	0.0073	0.0007	0.0092	0.0224
Байкал	0.0068	0.002	0.0037	0.0005
Якутия и Северо-	0.009	0.0093	0.0059	0.0007
Восток				
Приморье и При-	0.002	0.0022	0	—
амурье				
Сахалин	—	0	0.0222	0.0057
Курилы	—	_	_	0
Камчатка	0.2337	0.2203	0.0873	0
Чукотка	0.002	0.0006	—	—
Арктический бас-	0	0	_	—
сейн				
Балтийский щит	0	—	—	—
Европейская часть	0	_	_	—
Урал и Западная				
Сибирь				
Россия	0.0079	0.0132	0.0178	0.0045
Россия без учета	0.0057	0.0055	0.0059	0.0062
Камчатки				

Таблица 2. Доля площади, занимаемой зонами ожидаемой балльности на картах ОСР

	OCP-97A	OCP-2015A	OCP-2016A
I = 5, %	57.94	57.94	60.17
I = 6, %	15.01	17.78	12.24
I = 7, %	17.73	16.53	19.32
I = 8, %	7.11	8.55	6.90
I = 9, %	2.03	2.04	1.26
I = 10, %	0.18	0.16	0.11

значительной степени компенсируются методом экспертных оценок. Следует отметить и нередкое использование административного ресурса при заинтересованности отдельных структур в изменении оценок, сделанных сейсмологами и геологами [14]. Третьей возможной причиной является то, что учитываются упрощенные модели затухания сейсмических волн, которые для некоторых регионов России не актуализировались в течение последних десятилетий, несмотря на появление новых инструментальных данных.

В современных условиях ошибки в ОСР являются опасными и губительными. Они создают ошибочное ощущение, что вся система сейсмического районирования не работает. В действительности она работает. Наличие ошибок на карте

OCP-97 в ту и другую сторону не означает, что надо полностью отменять существующую систему районирования. Однако система требует существенной модернизации.

В условиях современной экономики все большее значение приобретают рыночные механизмы регулирования экономическими процессами. В том числе это касается и борьбы за сокращение ущерба от разрушительных землетрясений. При любых обстоятельствах жизнь и здоровье людей являются абсолютным приоритетом. Поэтому в той части, где нормативы при строительстве необходимы именно для сохранения жизни и здоровья (речь о районах, где ожидается 8 баллов и выше), существующие нормативы должны быть сохранены.

Для случаев менее сильного воздействия землетрясений, на наш взгляд, строительные нормы должны быть пересмотрены в сторону ситуативности. Многие здания строятся на период эксплуатации, рассчитанной на небольшой срок, в течение которого вероятность ущерба от землетрясения крайне мала. Здесь целесообразно предоставить право застройщику принять решение о том, вкладывать ли дополнительные средства в увеличение сейсмостойкости здания или заплатить меньшую сумму страховой компании, которая покроет убытки в случае такого воздействия. Таким образом, система уменьшения ушерба должна быть гибким сочетанием строительных нормативов и системы страхования от стихийных белствий.

В чем состоит роль сейсмологии и смежных разделов других наук о Земле при переходе к новой гибкой системе? Во-первых, когда речь идет о сильнейших землетрясениях, необходимо совершенствовать методы прогноза таких событий. Повторяемость сильных землетрясений следует оценивать на региональном уровне. Определение мест, где такие редкие события могут происходить, — это классическая задача определения мест возможного возникновения сильных землетрясений. Существенные успехи в этом направлении были достигнуты с использованием методов системного анализа и распознавания образов [1, 2, 5, 12].

Во-вторых, необходимо совершенствование методов моделирования сейсмического режима [14, 17]. Также для оценки повторяемости сильнейших землетрясений важную роль играют оценки максимальной возможной магнитуды [14]. Необходимо найти разумный баланс между оценками максимальной магнитуды по статистике событий и по геологическим данным [16].

В-третьих, необходимо совершенствование моделей затухания интенсивности землетрясений на разных расстояниях от эпицентров (в том числе, отдельно для ближней зоны), в инженерном диапазоне частот, с учетом анизотропных свойств среды и сложности очага землетрясения, если это необходимо согласно сейсмологическим и геологическим данным ([11] и др.).

Многие из перечисленных шагов могут быть сделаны уже сейчас. Интеграция имеющихся методов и алгоритмов распознавания мест возможного возникновения землетрясений, стохастических моделей сейсмического режима, современных методов оценки параметров моделей может дать эффект многократного улучшения качества оценок сейсмической опасности. При этом существенными элементами должны быть создание и применение математических методов оценивания качества таких оценок, учитывающих не только ошибки "пропуск цели", но и ошибки "ложная тревога".

Настоящая статья — первый, весьма скромный шаг. В ней определен количественный уровень завышения сейсмической опасности на существующих картах ОСР, названы возможные причины этого эффекта, а также намечены возможные пути совершенствования оценок сейсмической опасности.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотруднику Геофизического центра РАН А.Б. Попову за оцифровку карты ОСР-97А в среде ArcGis.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-77-30010.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Агаян С.М. Интеллектуальная система распознавания FCAZm в определении мест возможного возникновения сильных землетрясений горного пояса Анд и Кавказа // Физика Земли. 2016. № 4. С. 3–23. https://doi.org/10.7868/S0002333716040013
- 2. Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Дзебоев Б.А. Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // Физика Земли. 2020. № 1. С. 5–29. https://doi.org/10.31857/S0002333720010044
- 3. Кособоков В.Г., Некрасова А.К. Карты Глобальной программы оценки сейсмической опасности (GSHAP) ошибочны // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38. № 1. С. 65–76.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: мето-

дология и анализ результатов // Физика Земли. 2014. № 2. С. 3–20. https://doi.org/10.7868/S0002333714020112

- Castaños H., Lomnitz C. PSHA: is it science? // Engineering Geology. 2002. V. 66. Is. 3–4. P. 315–317. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00039-X
- Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. 1968. V. 58. Is. 5. P. 1583–1606.
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // Pure and Applied Geophysics PAGEOPH. 1979. V. 117. Is. 5. P. 1025–1044. https://doi.org/10.1007/BF00876083
- Giardini D. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – 1992/1999 // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. Is. 6. P. 957–974. https://doi.org/10.4401/ag-3780
- Giardini D., Grunthal G., Shedlock K.M., Zhang P. The GSHAP Global Seismic Hazard Map // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. Is. 6. P. 1225–1228. https://doi.org/10.4401/ag-3784
- Goldberg D.E., Melgar D., Sahakian V.J., Thomas A.M., Xu X., Crowell B.W., Geng J. Complex rupture of an immature fault zone: A simultaneous kinematic model of the 2019 Ridgecrest, CA earthquakes // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. Is. 3. e2019GL086382. https://doi.org/10.1029/2019GL086382
- Gorshkov A., Kossobokov V., Soloviev A. Recognition of earthquake-prone areas / Eds. Keilis-Borok V., Soloviev A. Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction. Springer: Heidelberg, 2003. P. 239–310.

https://doi.org/10.1007/978-3-662-05298-3 6

- Kagan Y.Y., Jackson D.D., Geller R.J. Characteristic Earthquake Model, 1884–2011, R.I.P. // Seismological Research Letters. 2012. V. 83. Is. 6. P. 951–953. https://doi.org/10.1785/0220120107
- Mulargia F., Stark P.B., Geller R.J. Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used? // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2017. V. 264. P. 63–75. https://doi.org/10.1016/i.pepi.2016.12.002
- 15. *Pagan M., Monelli D., Weatherill G. et al.* Openquake engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model // Seismological Research Letters. 2014. V. 85. Is. 3. P. 692–702. https://doi.org/10.1785/0220130087
- 16. Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Approaches to Solving the Maximum Possible Earthquake Magnitude (Mmax) Problem // Surveys in Geophysics. 2022. V. 43. Is. 2. P. 561–595. https://doi.org/10.1007/s10712-021-09673-1
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V. Earthquake productivity law // Geophysical Journal International. 2020. V. 222. Is. 2. P. 1264–1269. https://doi.org/10.1093/gii/ggaa252
- Storchak D.A., Giacomo D.D., Bondár I. et al. Public release of the ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009) // Seismological Research Letters. 2013. V. 84. Is. 5. P. 810–815. https://doi.org/10.1785/0220130034
- 19. *Ulomov V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. Is. 6. P. 1023–1038.
- Wyss M., Nekrasova A., Kossobokov V. Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates // Natural Hazards. 2012. V. 62. Is. 3. P. 927– 935.

## WHY ARE NEW APPROACHES TO SEISMIC HAZARD ASSESSMENT REQUIRED?

Corresponding Member of the RAS P. N. Shebalin<sup>*a,b*</sup>, Academician of the RAS A. D. Gvishiani<sup>*a,c*</sup>, B. A. Dzeboev<sup>*a,d,#*</sup>, and A. A. Skorkina<sup>*a,b*</sup>

<sup>a</sup> Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

<sup>d</sup> Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: b.dzeboev@gcras.ru* 

For the first time, a numerical comparison of the General Seismic Zoning (GSZ) maps with the effect of earthquakes that actually occurred after the publication of the maps was carried out. The area of zones of expected intensity on the GSZ map is compared with the area of isoseists from actual earthquakes. It turned out that the isoseist area is on average by an order less than expected according to the GSZ. The paper describes possible reasons for such an overestimation and proposes ways to improve seismic hazard assessments.

Keywords: earthquake, seismic hazard, General Seismic Zoning, GSZ, isoseists, intensity

УДК 550.34

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ДОННЫХ СЕЙСМОСТАНЦИЙ

## © 2022 г. А. А. Крылов<sup>1,2,\*</sup>, Академик РАН Л. И. Лобковский<sup>1,2,3</sup>, Д. Д. Рукавишникова<sup>1</sup>, Б. В. Баранов<sup>1</sup>, С. А. Ковачев<sup>1</sup>, К. А. Дозорова<sup>1</sup>,

Н. В. Цуканов<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН И. П. Семилетов<sup>2</sup>

Поступило 17.06.2022 г. После доработки 27.06.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

Представлены результаты новых локальных сейсмических наблюдений в море Лаптевых с помощью донных сейсмостанций, которые были объединены с актуальными данными из глобальных и региональных каталогов землетрясений. На шельфе моря Лаптевых основная часть эпицентров землетрясений объединяется в несколько кластеров, расположенных в пределах Восточно-Лаптевской провинции горстов и грабенов и заключена между двумя детачментами растяжения. Первый маркирует восточную границу системы Усть-Ленского и Омолойского рифтов, а второй является восточной границей цепи рифтов Анисин, Заря и Бельковско-Святоносский. При этом линейная зона эпицентров, приуроченная к хребту Гаккеля, при переходе на шельф смещается вдоль Хатангско-Ломоносовской зоны разломов на северо-восток в направлении второго детачмента растяжения, который в настоящее время является единственно активным. Пространственное распределение землетрясений моря Лаптевых, построенное с учетом эпицентров микро- и слабых сейсмических событий на шельфе, не имеет достаточно четких границ, определяющих контуры ранее предполагаемой литосферной микроплиты.

*Ключевые слова:* море Лаптевых, землетрясения, донные сейсмостанции, тектонические структуры, рифтовая система, детачмент растяжения

DOI: 10.31857/S2686739722601582

Лаптевоморский регион является относительно малоизученным сегментом границы Евразийской и Североамериканской плит, в котором срединно-океанический спрединг в Евразийском бассейне сменяется континентальным рифтингом на шельфе моря Лаптевых. Механизм этого геодинамического процесса далек от полного понимания.

Особенностям сейсмичности и тектоники Лаптевоморского региона посвящен ряд публикаций [1-6]. Были выдвинуты предположения о существовании одной или даже двух литосферных микроплит, в основном, основываясь на сейсмологических данных, а именно распределении относительно сильных землетрясений с магнитудами от 4 до 6 [1, 2]. С другой точки зрения, такие "микроплиты" могут являться коровыми деформируемыми образованиями, способными совершать горизонтальные перемещения по нижнекоровому пластичному астенослою [3].

Следует подчеркнуть, что первые модели современных геодинамических процессов в Лаптевоморском регионе, в основном, основывались на распределении сильных землетрясений, причем определение эпицентров землетрясений осуществлялось по данным отдельных наземных сейсмостанций. В дальнейшем, по мере развития российских региональных сейсмологических сетей представительность каталогов землетрясений улучшалась вследствие снижения магнитудного порога и ошибок локализации гипоцентров. Тем не менее для детального анализа сейсмичности и тектоники моря Лаптевых необходимы инструментальные наблюдения локальной микросейсмичности на основной части шельфа с помощью донных сейсмостанций (ДС), которых не проводилось вплоть до недавнего времени.

В рамках настоящей работы были использованы данные наблюдений автономных ДС, выпол-

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

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский физико-технический институт, Москва, Россия

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

ненных в серии морских экспедиций, которые проводились в 2018—2020 гг. и были направлены на комплексное изучение процесса массированного выделения пузырькового метана из морских осадков, которое сосредоточено, в основном, в окрестности сочленения хребта Гаккеля со структурами шельфа [7, 8]. Сейсмологическая программа работ была нацелена на поиск и анализ взаимосвязи тектонических процессов с разгрузкой метана из морских осадков в водную толщу, что особенно перспективно вследствие выявленного глубинного происхождения выделяемого метана на внешнем шельфе моря Лаптевых [9].

На рис. 1 представлены конструкция и внешний вид донных сейсмостанций МПССР, использованных в наблюдениях в море Лаптевых, а также схема постановки и расположение станций нескольких модификаций в экспериментах 2018-2020 гг. МПССР являются полностью автономными приборами, укомплектованными блоками широкополосных молекулярно-электронных и высокочастотных электродинамических сейсмических датчиков, а также гидрофоном. Регистрируемый диапазон частот 0.016-50 Гц. При обработке сейсмических записей также привлекались данные широкополосной сейсмостанции в п. Тикси, относящейся к сети ЕГС РАН [10]. Эти материалы были включены в подготовленный авторами наиболее представительный и актуальный каталог землетрясений моря Лаптевых, объединяющий электронные базы данных ЕГС РАН [10], ISC [11] и USGS [12] и использованный в работе при описании сейсмичности этого региона.

Распределение эпицентров землетрясений и схема основных тектонических структур в акватории моря Лаптевых показаны на рис. 2 а. В распределении землетрясений можно выделить узкую полосу их эпицентров на спрединговом хребте Гаккеля и область эпицентров между п-овом Таймыр, дельтой р. Лена и Новосибирскими островами, которая охватывает основные структуры шельфа моря Лаптевых.

Зона многочисленных эпицентров, приуроченная к Лено-Таймырской зоне пограничных поднятий [1], протягивается по южному обрамлению моря Лаптевых от п-ва Таймыр через Анабарский и Оленёкский заливы к дельте Лены и заливу Буор-Хая. Другая отчетливая зона концентрации событий прослеживается от хребта Гаккеля в направлении Янского залива. Она приvpoчена к т.н. Восточно-Лаптевской провиншии горстов и грабенов (ВЛПГГ) и заключена между двумя детачментами растяжения, т.е. главными пологими или субгоризонтальными сбросами/срывами, по которым реализуются деформации простого сдвига в вертикальной плоскости [13]. ВЛПГГ рассматривается как регион, затронутый деформациями растяжения [2]. Преобладание деформаций растяжения в пределах ВЛПГГ подтверждается известными механизмами очагов землетрясений [4]. Восточный детачмент растяжения является восточной границей цепи рифтов Анисин, Заря и Бельковско-Святоносский, а западный детачмент растяжения маркирует восточную границу системы Усть-Ленского и Омолойского рифтов. На рис. 2 б приведен сейсмогеологический разрез по профилю, проходящему через Усть-Ленскую рифтовую систему (УЛР), ВЛПГГ и рифтовую зону Анжу (РЗА) [5], демонстрирующий положение упомянутых детачментов растяжения в вертикальной плоскости.

В распределении эпицентров в пределах ВЛПГГ (рис. 2 а) можно отметить несколько особенностей. Во-первых, эпицентры землетрясений этой структуры не являются непосредственным продолжением полосы событий, приуроченных к хребту Гаккеля, а смещаются от нее в северо-восточном направлении. Смещение маркируется облаком эпицентров субширотного простирания и происходит в том месте, где Хатангско-Ломоносовская зона разломов (ХЛЗР) отделяет Евразийскую океаническую котловину от внутриконтинентальной Лаптевоморской рифтовой системы. Положение ХЛЗР также отражается в аномальных геофизических полях и в волновой сейсмической картине на разрезах [14, 15].

Во-вторых, в пределах ВЛПГГ эпицентры землетрясений не распределяются равномерно, а образуют несколько крупных зон скопления очагов. Визуально можно выделить как минимум три крупных кластера: самый северный протягивается от ХЛЗР в субдолготном направлении на юг вплоть до 76° с.ш.; центральный кластер примыкает к о. Бельковский с западного и северо-западного направления; южный кластер, наиболее протяженный, расположен юго-западнее о. Бельковский и вытянут в направлении к дельте р. Лена. Кластеризация пояса сейсмичности, приуроченного к ВЛПГГ, может быть связана с возможным пересечением этой провинции сдвиговыми разломами, на присутствие которых указывается в некоторых работах [2], и соответственной сегментацией восточного детачмента растяжения.

В-третьих, от места сочленения хребта Гаккеля с шельфом моря Лаптевых в юго-западном направлении прослеживаются две линейные цепочки эпицентров: одна протягивается вдоль ХЛЗР до Хатангского залива, вторая — немного южнее, параллельно ХЛЗР, до Анабарского залива. В структурном плане очаги этих землетрясений приурочены к УЛР. Они проявляются на отдельных разломах этой рифтовой системы вблизи ее пересечения с ХЛЗР. Это может свидетельствовать о продолжающейся активности этой структуры.

Анализ полученной картины сейсмичности и ее сравнение с распределением основных разлом-



**Рис. 1.** (а) Конструкция донных сейсмостанций МПССР разработки ИО РАН: *1* – трехкомпонентный широкополосный сейсмометр СМЕ-4311, *2* – трехкомпонентный короткопериодный сейсмометр (CB-10 и СГ-10) на подвесе, *3* – гидрофон 5007 м, *4* – регистратор сейсмических сигналов URS-S, *5* – модуль цифрового компаса, *6* – блок батарей, *7* – защитный кожух для гидрофона, *8* – дюралевая сфера, *9* – бетонный балласт. (б) Внешний вид донной сейсмостанции МПССР на НИС "Академик Мстислав Келдыш", осень 2018 г. (в) Расположение донных сейсмостанций, которые проработали несколько месяцев и были успешно подняты: ст4, ст5, С – в сезон 2018 – 2019 гг.; ст3, Т2 – в сезон 2019–2020 гг. (Т – наземная сейсмостанция ЕГС РАН в п. Тикси). (г) Схема постановки системы сейсмостанции тралением.

ных зон и тектонических структур в море Лаптевых позволил сделать ряд новых выводов:

1. Зона концентрации землетрясений, которая протягивается от хребта Гаккеля в направлении Янского залива, приурочена к ВЛПГГ и заключена между двумя детачментами. Геометрия вертикального разреза детачментов растяжения, приведенного в работе [5], дает основание предположить, что в настоящее время активным является только восточный детачмент растяжения. Это подтверждает предположение о смещении оси растяжения в восточном направлении [16]. 2. Поле эпицентров в пределах ВЛПГГ не является продолжением полосы событий, приуроченных к хребту Гаккеля, а смещено в северо-восточном направлении. Смещение маркируется облаком эпицентров субширотного простирания и дает основание утверждать, что ХЛЗР, отделяющая хребет от ВЛПГГ, является в настоящее время активной по крайней мере в ее северо-восточном сегменте. Кроме того, цепочка землетрясений, прослеживающаяся вдоль ХЛЗР от области смещения по направлению к Хатангскому заливу,



**Рис. 2.** (а) Сейсмичность моря Лаптевых и схема основных структурных элементов, составленная с использованием [1, 4–6]. 1 – эпицентры землетрясений из сводного каталога ЕГС РАН, ISC и USGS; 2 – эпицентры землетрясений, зарегистрированных донными сейсмостанциями; 3 – Евразийский бассейн; 4 – континентальный склон; 5 – шельф; 6 – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий; 7 – Восточно-Лаптевоморская провинция горстов и грабенов (ВЛПГГ); 8 – рифтогенные прогибы: I – Усть-Ленская рифтовая система; II – рифтовая зона Анжу; 9 – основные рифты и грабены Лаптевоморской рифтовой системы: Ia – Усть-Ленский; I6 – Омолойский; IIa – Анисин; II6 – Заря; IIв – Бельковско-Святоносский; 10 – детачменты растяжения; 11 – Хатангско-Ломоносовкая зона разломов; 12 – сдвиги; I3 – надвиги;  $\Gamma$  – хребет Гаккеля; T – п-ов Таймыр; Л – дельта реки Лены; H – Новосибирские острова; Б – о. Бельковский; заливы: X – Хатангский; A – Анабарский; O – Оленёкский; БХ – Буор-Хая; Я – Янский. A–Б – положение профиля, приведенного на рис. 2 б. (б) Фрагмент интерпретированного разреза по сейсмическому профилю A–B (МАГЭ A4, по [5] с изменениями), положение профиля – на рис. 2 а. 1 – Син- и пост-рифтовые отложения; 2 – верхняя кора; 3 – нижняя кора; 4 – верхняя мантия; 5 – основные детачменты растяжения; 6 – листрические сбросы; 7 – граница Конрада; 8 – граница Мохоровичича. УЛР – Усть-Ленская рифтовая система; ВЛПГГ – Восточно-Лаптевоморская провинция горстов и грабенов; РЗА – рифтовая зона Анжу.

может свидетельствовать о продолжающейся слабой активности ее юго-западного отрезка.

3. В пределах ВЛПГГ эпицентры землетрясений не распределяются равномерно, а образуют несколько крупных зон скопления очагов. Такая кластеризация пояса сейсмичности может быть связана с возможным пересечением этой провинции сдвиговыми разломами, на присутствие которых указывается в некоторых работах [2], и соответственной сегментацией восточного детачмента растяжения.

4. Пространственное распределение землетрясений моря Лаптевых, построенное с учетом эпицентров микро- и слабых сейсмических событий на шельфе (1 < M < 3), представленное на рис. 2 а, не имеет достаточно четких границ, определяющих контуры выделяемой в работе [1] литосферной микроплиты. Для объяснения тектонической обстановки исследуемого района скорее подходит геодинамическая модель верхнемантийной конвекции в Арктическом регионе, представленная в работе [17].

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0004 (описание современной тектоники региона), при финансовой поддержке в рамках гранта РФФИ № 20-05-00533 (обработка записей донных сейсмографов), гранта Президента РФ для поддержки молодых ученых № МК-45.2022.1.5 (анализ распределения землетрясений), гранта РНФ № 21-77-30001 (планирование и организация комплексных геофизических исследований, работа по установке донных сейсмостанций в экспедициях).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология. 2000. Вып. 3. С. 104–114.
- Drachev S.S. Laptev Sea Rifted Continental Margin: Modern Knowledge and Unsolved Questions // Polarforschung. 2000. V. 68. № 1–3. P. 41–50.
- 3. 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.

https://doi.org/10.15372/GiG20160302

- Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики // Под ред. Л.П. Имаевой, И.И. Колодезникова. Ин-т земной коры СО РАН, Ин-т геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2017. 134 с.
- Drachev S.S., Mazur S., Campbell S., Green C., Shkarubo S.I., Tishchenko A. Crustal architecture of the Laptev Rift System in the East Siberian Arctic based on 2D long-offset seismic profiles and gravity modelling //

Petroleum Geoscience. 2018. V. 24. P. 402–413. https://doi.org/10.1144/petgeo2016-143

- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника. 2019. № 5. С. 62–77. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019562-77
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost related methane fluxes and role of sea ice // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2015. V. 373. Article ID: 20140451. https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0451
- Shakhova N., Semiletov I., Chuvilin E. Understanding the Permafrost-Hydrate System and Associated Methane Releases in the East Siberian Arctic Shelf // Geosciences 2019. 9. 251. https://doi.org/10.3390/geosciences9060251
- Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K., Kosmach D., Brüchert V., Shakhova N., Salyuk A., Sapart C.J., Chernykh D., Noormets R., Semiletov I., Gustafsson Ö. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS). 2021. V. 118 (10). e2019672118. https://doi.org/10.1073/pnas.2019672118
- 10. Единая Геофизическая служба РАН, Электронный pecypc: http://www.gsras.ru/new/ssd\_news.htm (Дата доступа: 24.12.2021).
- International Seismological Centre. Электронный реcypc: https://doi.org/ (Дата доступа: 24.12.2021). https://doi.org/10.31905/D808B830
- U.S. Geological Survey. Электронный ресурс: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/(Дата доступа: 24.12.2021).
- Геологический словарь // Под ред. О.В. Петрова. ФГБУ "ВСЕГЕИ":, Санкт-Петербург. 2012. 440 с.
- Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И. Строение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов по сейсмическим данным // ДАН. 2019. Т. 487. № 3. С. 304–309. https://doi.org/10.31857/S0869-56524873304-309
- 15. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И. Хатангско-Ломоносовская зона разломов: строение, тектоническая позиция, геодинамика // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 47–61. https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-3-47-61
- Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: structural pattern and heat flow // Geophysical Journal International. 2003. V. 152. P. 688–698. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01882.x
- Кононов М.В., Лобковский Л.И. Влияние верхнемантийной конвективной ячейки и связанной с ней субдукции Тихоокеанской плиты на тектонику Арктики в позднем Мелу–Кайнозое // Геотектоника. 2019. № 6. С. 27–45. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019627-45

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

### NEW DATA ON SEISMOTECTONICS OF THE LAPTEV SEA FROM OBSERVATIONS BY OCEAN BOTTOM SEISMOGRAPHS

A. A. Krylov<sup>*a,b,#*</sup>, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky<sup>*a,b,c*</sup>, D. D. Rukavishnikova<sup>*a*</sup>, B. V. Baranov<sup>*a*</sup>, S. A. Kovachev<sup>*a*</sup>, K. A. Dozorova<sup>*a*</sup>, N. V. Tsukanov<sup>*a*</sup>, and Corresponding Member of the RAS I. P. Semiletov<sup>*b*</sup>

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

<sup>b</sup> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian

Federation

<sup>c</sup> Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: artyomkrlv@ocean.ru

The results of new local seismic observations in the Laptev Sea with the help of ocean bottom seismographs, which were combined with actual data from global and regional earthquake catalogs, are presented. On the Laptev Sea shelf, the main part of earthquake epicenters is combined into several clusters located within the East Laptev province of horsts and grabens and is enclosed between two extension detachments. The first one marks the eastern boundary of the Ust-Lena and Omoloy rift systems, and the second one is the eastern boundary of the Anisin, Zarya, and Belkovsko-Svyatonosskiy rift chains. At the same time, the linear zone of epicenters confined to the Gakkel Ridge, when moving to the shelf, shifts along the Khatanga-Lomonosov fault zone to the northeast in the direction of the second extension detachment, which probably remains the only active one. The spatial distribution of earthquakes in the Laptev Sea, built taking into account the epicenters of micro- and weak seismic events on the shelf, does not have sufficiently clear boundaries that determine the contours of the previously assumed lithospheric microplate.

Keywords: Laptev Sea, earthquakes, ocean bottom seismograph, tectonic structures, rift system, extention detachment

УДК 504.4.054:550.47

## ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДЫ УГЛЕВОДОРОДОВ (НА ПРИМЕРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ)

© 2022 г. И. А. Немировская<sup>1,\*</sup>, А. Ю. Иванов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 21.06.2022 г. Поступило 21.06.2022 г. После доработки 25.07.2022 г. Принято к публикации 25.07.2022 г.

Данные дистанционного зондирования, полученные спутниками Sentinel-1A и Sentinel-1B в 2016– 2021 гг., установили локальное скопление нефтяных сликов в Баренцевом море на 53 радиолокационных изображениях в координатах 75.2–75.3° с.ш. и 31.5–31.8° в.д. Изучение ненарушенного керна в этом районе (ст. 7105, 84 рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш") показало аномальное распределение полициклических ароматических углеводородов – ПАУ, концентрации которых увеличивались в нижних горизонтах колонки, а в их составе доминировал 2-метилнафталин – маркер нефтяного генезиса; при этом в составе алканов повышалась доля легких гомологов. Все это указывает на природное образование углеводородов в осадочной толще моря, и можно утверждать, что группировка нефтяных пятен, обнаруженная по данным спутниковой радиолокации, является природным нефтепроявлением.

*Ключевые слова:* Баренцево море, спутниковый мониторинг, нефтяные слики, органическое вещество, алифатические и полициклические ароматические углеводороды, природные нефтепроявления

DOI: 10.31857/S2686739722601168

В последние годы Арктике уделяется все больше внимания, так как на ее шельфе сосредоточены большие ресурсы и запасы полезных ископаемых. Согласно энергетической стратегии, освоение углеводородного ресурсного потенциала континентального шельфа арктических морей и северных территорий – важнейший геополитический и технологический вызов для нефтегазового комплекса РФ [1]. На шельф Баренцева моря приходится 24% от суммарных запасов углеводородов [2]. Поэтому большое внимание уделяется проблеме загрязнения атмосферы, вод и осадков Баренцева моря [3–7]. Для углеводородов (УВ) – соединений природного и антропогенного происхождения - эти исследования особенно актуальны, так как репрезентативно оценить влияние загрязняющих веществ на существующий углеводородный фон весьма сложно [8].

Климатические изменения, которые в Баренцевом море проявляются в большей степени по сравнению с другими районами Мирового океана, способствовали сокращению площади льдов (-6.9% сут<sup>-1</sup>), где даже в зимние месяцы 2003 г. не превышали 50% от площади моря [9]. Запуск в 2014 и 2016 г. европейских радиолокационных спутников Sentinel-1А и Sentinel-1В дал уникальную возможность получения информации о состояния поверхности моря (нефтяном загрязнении и ледовой обстановке) с помощью космических данных. Благодаря этому регулярный спутниковый мониторинг Баренцева моря ведется с 2015 г. [10].

Важные особенности Баренцева моря – скопление крупных залежей УВ и наличие протяженных зон выходов метансодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ ([2, 6, 9, 11–14] и др.). Ежедневное всепогодное определение нефтяных пленок на поверхности Баренцева моря основано на сборе и анализе данных радиолокационного мониторинга европейских спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B в режимах Interferometric Wide (IW) и Extra Wide (EW) с разрешением 10 и 40 м и полосой обзора 250 и 400 км [10, 15, 16]. Различия в интенсивности радиолокационного сигнала, рассеянного в области нефтяного пятна (выглаживание мелких ветровых волн) и на поверхности окружающей воды, позволяют выяв-

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

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



**Рис. 1.** Сводная карта нефтяных пленок всех типов (выделены черным цветом), обнаруженных в Баренцевом море в ходе мониторинга в 2015–2021 гг. по данным спутниковой радиолокации. Врезка: пространственно-временная группировка пятен-сликов на поверхности моря, обнаруженных в исследуемом районе; красными точками показаны места выходов нефти на поверхность моря, зеленой – ст. 7105.

лять пленочные (нефтяные) загрязнения моря, включая пятна-слики природного происхождения [15].

В последние годы в ряде мест Баренцева моря с помощью анализа радиолокационных изображений (РЛИ) были обнаружены многочисленные поверхностные нефтепроявления [10, 16]. Скопления нефтяных пленок были обнаружены, как на судоходных путях и в зонах рыболовства (предположительно из-за загрязнения нефтепродуктами), так и в центральной и северной частях моря, которые были проинтерпретированы как природные нефтепроявления [16]. Согласно данным радиолокации характерная группировка пятенсликов на поверхности Баренцева моря была установлена в 232 км к юго-востоку от о. Хопен и в 370 км к северо-востоку от о. Медвежий (рис. 1). Эти нефтепроявления впервые были обнаружены на РЛИ спутника Sentinel-1А в мае 2016 г., а затем на последующих изображениях. Нефтепроявления в этом районе были зарегистрированы на 53 РЛИ. Большая часть пятен-сликов имела линейчатую форму, длину от 1 до 23 км; они появлялись в одном и том же месте моря, группируясь в пространстве и создавая характерные веерные структуры (рис. 1, врезка). Индивидуальная площадь пятен изменялась от 0.2 до 20 км<sup>2</sup>.

На основе анализа совокупности пятен в вебкартографическом приложении, обнаруженных на разновременных РЛИ в 2016–2021 гг., сделан вывод о наличии группы из трех–пяти подводных источников нефтяных УВ на дне (грифонов или сипов). Их положение было определено в глубоководной части моря (330–345 м) в координатах 75.2°–75.3° с.ш. и 31.5°–31.8° в. д.

В августе 2021 г. в 84 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в этом районе (ст. 7105, рис. 1) с помощью мультикорера (Mini Muc K/MT 410, KUM, Германия) был отобран ненарушенный керн донного осадка. Цель исследования — верифицировать данные дистанционного зондирования, т.е. сопоставить результаты радиолокацион-



**Рис. 2.** Распределение (а)  $- C_{\text{орг}}$ , (б) - АУВ и (в) - ПАУ в толще донных осадков на ст. 7105.

ного спутникового мониторинга с результатами анализа содержания и состава УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в донных осадках.

Отобранную колонку осадка делили по слоям через 1 см и замораживали до анализа в лаборатории, где пробы сушили при 50°С. Из фракции осадка 0.25 мм экстрагировали УВ ультразвуковым методом метиленхлоридом. Концентрацию АУВ определяли ИК-методом (на спектрофотометре IRAffinity-1 фирмы "Shimadzu", Япония), алканы – газохроматографическим методом (на хроматографе Кристалл-Люкс 4000-М, РФ), суммарную концентрацию ПАУ – флуоресцентным методом (на приборе "Trilogy", США), а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии – ВЭЖХ (на приборе Lab Alliance "Shimadzu", Япония). С<sub>орг</sub> в донных осадках определяли на приборе TOC-L, ("Shimadzu", Япония). Подробности методики описаны в [6].

Отобранный восстановленный донный осадок до глубины 13 см состоял из алеврито-пелитового ила темно-оливкового цвета, переходящий в серый, а глубже прослеживались единичные включения галечного материала. На поверхности и в толще осадка наблюдалось большое количество погонофор и их трубок. Осадок на глубине 5 см становится комковатым, с 7 см — в осадке появляются гидротроилитовые примазки и микропрослои, количество которых увеличивалось с глубиной; с 15 см — осадок уплотнялся, а с 20 см — в осадке появлялся запах сероводорода.

Содержание С<sub>орг</sub> в осадке было довольно высоким как в поверхностных горизонтах, так и в нижнем (25–27 см) – >2% (рис. 2 а). Их концентрации определялись гранулометрическим составом осадка, и между влажностью осадка и  $C_{opr}$  установлена зависимость с высоким коэффициентом корреляции (r = 0.94, n = 26, p < 0.05).

Напротив, содержание АУВ было довольно низким (рис. 2 б). Их величины изменялись с 33 мкг/г (гор. 2–3 см) до 11 мкг/г (гор. 22–23 см) и неравномерно снижались с глубиной захоронения. В составе С<sub>орг</sub> доля АУВ не превышала 0.10%, с более высокими величинами на гор. 2–3 и 17– 18 см, и между распределением С<sub>орг</sub> и АУВ в толще осадка наблюдалась зависимость (r = 0.70, n = 26, p < 0.05).

В составе алканов (рис. 3 а) доминировали низкомолекулярные гомологи, и отношение L/H (низко- к высокомолекулярным алканам) на горизонте 26–27 см было почти в 2 раза выше (1.21), чем на горизонте 24–25 см (0.61). При этом доминировали н-алканы над изо-соединениями, особенно в нижних горизонтах (н- $C_{17}$ /i- $C_{19} = 7.92$ ), и пристан в основном преобладал над фитаном – i- $C_{19}$ /i- $C_{20} = 0.13$  (гор. 18–19 см), 24.4 (гор. 23–25 см). Все это указывает на нетипичный, автохтонный, мало преобразованный состав АУВ в глубинных горизонтах осадков.

Содержание ПАУ в керне осадка изменялось от 2 до 193 нг/г (рис. 3 б). Их концентрации на горизонте 2—3 см уменьшались практически до аналитического нуля, что соответствует обычному их распределению в осадочной толще, так как считается, что главный источник полиаренов — атмосфера [3, 4]. В нижних горизонтах 19—27 см про-



Рис. 3. Состав в керне донного осадка на ст. 7105 на разных горизонтах: (а) – алканов и (б) ПАУ: нафталин (НАФ), 1-метилнафталин (1-МеНАФ), 2-метилнафталин (2-МеНАФ), аценафтен (АЦНФ), флуорен (ФЛР), фенантрен (ФЕН), антрацен (АНТР), флуорантен (ФЛТ), пирен (ПР), бенз(а)антрацен (БаА), хризен (ХР), бенз(е)пирен (БеП), бенз(б)флуорантен (БбФ), бенз(k)флуорантен (БкФ), бенз(а)пирен (БаП), дибенз(a,h)антрацен (ДБА), бенз(g,h,i)перилен (БПЛ), индено[1,2,3-с,d]пирен (ИНП), перилен (ПРЛ).

исходило их неравномерное увеличение. Максимальная концентрация ПАУ оказалась не в поверхностном слое, как это обычно наблюдается [4], а в толще донных осадков на горизонте 21— 22 см (рис. 2 в).

Изучение состава ПАУ методом ВЭЖХ (рис. 3 б) установило повышенную долю нафталинов, с максимумом на горизонте 26–27 см (39% от суммы ПАУ). Это в достаточной степени неожиданно, так как нафталины – наименее устойчивые соединения в составе ПАУ, которые должны разлагаться в процессе седиментации [17]. Поэтому можно также считать, что они образовались непосредственно в осадочной толще. Причем содержание 2-метилнафталина (маркера нефтяного происхождения полиаренов) превышало в отдельных горизонтах даже концентрацию фенантрена, наиболее распространенного полиарена в донных осадках (рис. 3 б) [8, 17]. Повышенные концентрации перилена, содержание которого обычно увеличивается с глубиной захоронения [8], в нижней части колонки осадка (≥40 нг/г) было незначительно выше, чем в верхней. Последнее также подтверждает миграционное флюидное образование УВ.

Данные, полученные в 2019—2020 гг., показали, что антропогенное поступление УВ в донные осадки ограничено прибрежными районами, где увеличивается их содержание в составе  $C_{opr}$  [6]. В частности, в 2019 г. при концентрации АУВ 64 мкг/г, а ПАУ — 600 нг/г в песчанистых осадках Канинской банки (при влажности 17.4%), их доля достигала аномально высокого значения в составе  $C_{opr}$ : для АУВ — 11.7%, для ПАУ — 0.13%. Согласно анализу РЛИ в прибрежных районах Баренцева моря было обнаружено большое количество нефтяных пленок, источником которых считается увеличение судоходства, а наибольшее их количество тяготело к Кольскому заливу [10] (см. также рис. 1).

Кроме того, в 2020 г. на склоне желоба Стурфьорд (Юго-восточный Шпицберген) на глубине 392 м при максимальном содержании АУВ (186 мкг/г) их доля в составе  $C_{opr}$  также оказалась повышенной — 1.18% [6]. В этом районе, согласно гидрофизическим данным, был установлен наиболее мощный флюидный поток. Газовый факел поднимался над дном на высоту более 100 м [18]. Тем не менее на ст. 7105, несмотря на повышенное содержание в осадках  $C_{opr}$ , определены низкие концентрации АУВ. Однако состав алканов и ПАУ был аномальным, что предполагает молекулярную диффузию, т.е. флюидный поток УВ из нижних горизонтов.

Необходимо учитывать, что практически половина (600 тыс. т, 46%) от суммарного поступления в Мировой океан нефтяных УВ составляют не антропогенные источники, а природные, благодаря высачиванию УВ со дна в нефтегазоносных районах [3]. Сведения о составе и фоновых концентрациях этих высачивающихся УВ довольно противоречивы. Предполагается существование нескольких типов систем, в которых может происходить поступление УВ из толщи осадков. Обычно высачивается нефть с низкой температурой застывания и в ее составе обнаружены, как и на ст. 7105, низкомолекулярные биогенные УВ.

Таким образом, результаты исследования УВ в донных осадках на ст. 7105. выполненные в месте обнаружения нефтепроявлений, указывают на их природное образование в осадочной толще, что определяет специфику их поведения. В связи с этим можно утверждать, что наличие группы сликов, обнаруженных по данным спутниковой радиолокации, имеет природное происхождение. Это заключение подтверждено независимыми исследованиями содержания и состава УВ в осадочной толще. Кроме того, известно, что в акваториях, где возможны потоки нефти со дна, скорость их высачивания значительно меняется во времени и пространстве [19]. Скорее всего, этим обусловлена изменчивость в количестве нефтяных пятен-сликов на поверхности в этом районе Баренцева моря от года к году.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят руководство 84 рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" М.Д. Кравчишину и А.А. Клювиткина за организацию отбора проб на ст. 7105, А.В. Храмцову за помощь в проведении анализов и оформлении статьи.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема № FMWE-2021-0006 — геохимические исследования, тема № FMWE-2021-0001 — обработка и анализ спутниковых данных; обобщение материала — при поддержке Российского научного фонда: проект № 19-17-00234-П).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Энергетическая стратегия Российской Федерации на период до 2035 года. Утверждена Правительством РФ № 1523-р от 9.06 2020 г.
- 2. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н. и др. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области Российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
- 3. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Ch. 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo, 2007. 87 p.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme): Chemicals of Emerging Arctic Concern. 2016. Oslo, 2017. 353 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 // Norwegian J. Geol. 2006. V. 86. № 1. P. 41–50.
- 6. *Nemirovskaya I.A., Khramtsova A.V.* Features of the Hydrocarbon Distribution in the Bottom Sediments of the Norwegian and Barents Seas // Fluids. 2021. 6 (456). https://doi.org/10.3390/fluids6120456
- 7. *Raut J.-C., Law K.S., Onishi T., et al.* Impact of shipping emissions on air pollution and pollutant deposition over the Barents Sea // Environ. Poll. 2022. V. 298. 118832.

https://doi.org/10.1016/j.envpol.2022.118832

- 8. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Науч. мир, 2013. 432 с.
- 9. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.
- Ivanov A.Yu., Kucheiko A.Yu., Ivonin D.V., et al. Oil spills in the Barents Sea: The results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // Mar. Poll. Bull. 2022. 179. 113677. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677
- 11. Глязнецова Ю.С. Немировская И.А. Особенности распределения битумоидов в донных осадках Баренцева моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 945–953.

https://doi.org/10.31857/S0030157420050068

12. Григоренко Ю.Н. Зоны нефтегазонакопления как объект накопления и прогноза // Нефтегазовая
геология. Теория и практика. 2016. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/6/49\_2016.pdf.

- 13. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Углеводороды в донных осадках Штокмановской площади — распределение, генезис, временные тренды // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/35\_2015.pdf.
- Иванов А.Ю., Матросова Е.Р., Кучейко А.Ю. и др. Поиск и обнаружение естественных нефтепроявлений в морях России по данным космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 5. С. 43–62.

https://doi.org/10.31857/S0205961420050061

15. *Матросова Е.Р., Ходаева В.Н., Иванов А.Ю.* Определение характеристик естественных нефтепроявлений и их подводных источников по данным дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 2. С. 3–27.

- 16. *Иванов А.Ю*. Естественные нефтепроявления в Каспийском и Баренцевом морях: обнаружение и анализ по данным дистанционного зондирования // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 5. С. 52–64.
- Tolosa I., Mora S., Sheikholeslam M.R., et al. Aliphatic and aromatic hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Pollut. Bull. 2004. 48. P. 44–60. https://doi.org/10.1016/S0025-326X(03)00255-8
- Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158. https://doi.org/10.31857/S0030157421010093
- Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.

# VERIFICATION OF REMOTE SENSING DATA FOR DETERMINING THE NATURE OF HYDROCARBONS (ON THE EXAMPLE OF THE BARENTS SEA)

# I. A. Nemirovskaya<sup>*a*,#</sup> and A. Yu. Ivanov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: nemir44@mail.ru Presented by Academician of the PAS L. L. Lehkowskiy, June 21, 2022

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy June 21, 2022

Remote sensing data obtained by the Sentinel-1A and Sentinel-1B satellites in 2016–2021 established a local accumulation of oil slicks in the Barents Sea on 53 SAR images at the area with coordinates  $75.2-75.3^{\circ}$  N and  $31.5-31.8^{\circ}$  E. The study of an undisturbed core in this area (station 7105, 84th cruise of the R/V Akademik Mstislav Keldysh) showed an anomalous distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons – PAHs, the concentrations of which increased in the lower horizons of the column, and 2-methylnaphthalene dominated in their composition – a marker of oil genesis; at the same time, the proportion of light homologues in the composition of alkanes increased. All this points to their natural formation of hydrocarbons in the sea sediments, and it can be argued that the group of oil slicks, detected by satellite radar data, is a natural oil seep.

*Keywords:* Barents Sea, satellite monitoring, oil slicks, organic matter, aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons, natural oil flow

# ——— КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ————

УДК 551.345+553.981

# МЕРЗЛОТА И ГАЗОГИДРАТЫ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН В. И. Богоявленский<sup>1,\*</sup>, А. В. Кишанков<sup>1</sup>, А. Г. Казанин<sup>2</sup>

Поступило 30.06.2022 г. После доработки 14.07.2022 г. Принято к публикации 19.07.2022 г.

На севере мелководного Арктического шельфа Восточной Сибири (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) на основе материалов сейсморазведки МОГТ (метод общей глубинной точки) по 71 сейсмопрофилю общей протяженностью 15 630 км исследованы скорости распространения преломленных волн в верхней части разреза. Получена принципиально новая информация о состоянии криолитозоны шельфа и обосновано значительное уменьшение зоны возможного существования мерзлых пород и гидратов метана. На основе комплексного анализа районов деградации субаквальной мерзлоты в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта обоснована малая вероятность существенного вклада метана, выделяющегося при диссоциации залежей газогидратов, в глобальные изменения климата.

*Ключевые слова:* дегазация Земли, Арктический шельф Восточной Сибири (АШВС), субаквальная мерзлота, газогидраты, сейсморазведка МОГТ, преломленные волны **DOI:** 10.31857/S268673972260134X

#### введение

Многие исследователи едины во мнении, что в Арктике происходит эмиссия газа (преимущественно метана) в атмосферу вследствие деградации многолетнемерзлых пород (ММП – мерзлые породы, в которых лед цементирует частицы вмещающей породы) как на суше, так и на мелководном дне – бывшей суше, затопленной при потеплении климата в процессе постледниковой трансгрессии (поднятие уровня моря около 120 м) [1–8, 15–18, 20]. В частности, такое же объяснение было дано [5, 18] для крупной (около 220 × 80 км) и интенсивной Центрально-Лаптевской зоны сипов газа, обнаруженной в северной части мелководного шельфа моря Лаптевых в 2008–2011 гг.

Особенно большое внимание мирового научного сообщества к гигантскому Арктическому шельфу Восточной Сибири (АШВС), включающему Центрально-Лаптевскую зону сипов газа, обусловлено тем, что метан является сильным парниковым газом и увеличение его концентрации в атмосфере наряду с ростом концентрации углекислого газа способствует усилению глобаль-

<sup>1</sup> Институт проблем нефти и газа

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> АО "Морская арктическая геологоразведочная

ного потепления, которое в свою очередь может ускорить деградацию ММП и увеличить объемы эмиссии метана, что гипотетически может привести к "метановой катастрофе" [5, 18].

В ряде работ ([15, 17] и др.) предпринимались попытки на основе математического моделирования выполнить прогноз распространения ММП, результаты которого неоднозначны и сильно различаются (изобаты от 0 м до 20–120 м), так как сильно зависят от задаваемых физических характеристик, включая очень ограниченные данные о тепловом потоке и теплопроводности пород ВЧР (верхняя часть разреза — глубины в первые сотни метров от дна).

На предыдущем этапе в Центрально-Лаптевском районе площадью около 58 тыс. км (220 × × 265 км) авторы настоящей работы исследовали сейсмические волновые поля, зарегистрированные АО "Морская арктическая геологоразведочная экспедиция" (МАГЭ) при проведении сейсморазведки МОГТ по 28 сейсмопрофилям суммарной протяженностью 5930 км [1, 2, 8]. В южной части этого района была выявлена зона сушествования преломленных волн от высокоскоростных горизонтов в ВЧР, отождествляемых с ММП и возможным наличием газовых гидратов (ГГ), а в северной - такие преломленные волны не были обнаружены. В итоге впервые для региона АШВС была спрогнозирована граница мерзлых и талых пород. Проведенные исследования позволили

экспедиция", Мурманск, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: geo.ecology17@gmail.com

обосновать отсутствие ММП и связанных с ними ГГ в Центрально-Лаптевской зоне сипов газа, его глубинный генезис и прямую миграцию по тектоническим разломам [1, 2, 8]. Глубинный генезис газа из придонных осадков и сипов в открытых частях АШВС подтверждается большинством результатов анализа изотопного состава углерода метана ( $\delta^{13}$ C (CH<sub>4</sub>) от -55‰ до -37‰), а также обнаружением более тяжелых углеводородных газов (этан, пропан и др.) [11, 20].

Основной целью исследований в настоящей статье является расширение районов исследований процессов дегазации Земли [1–4, 7, 8] в регионе АШВС путем прогнозирования современного наличия ММП и ГГ в северо-западной части мелководного шельфа Восточно-Сибирского моря в комплексе с ранее полученными данными [1, 2, 8].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Для изучения распространения ММП и талых отложений (деградировавшихся ММП), а также ГГ применим ряд геофизических методов, включая сейсморазведку отраженными и преломленными волнами в различных диапазонах частот [2, 8, 9, 16]. Наиболее надежно пласты с повышенными скоростями распространения сейсмических волн могут быть обнаружены и исследованы по записям преломленных волн. обычно регистрируемым в первых вступлениях сейсмограмм общего пункта взрыва (ОПВ) [2, 8, 9, 11, 12, 14]. Преломленные волны от кровли слоя ММП обычно четко выделяются в первых вступлениях сейсмограмм ОПВ прямолинейными годографами, по которым определяются скорости их распространения.

Наличие преломленных волн от границ в ВЧР с повышенными скоростями указывает на присутствие ММП и/или ГГ, имеющих схожие физические свойства [9]. Подобный анализ выполнялся ранее по канадскому и американскому секторам моря Бофорта [9, 14], а также в море Лаптевых [2, 8]. Для унификации результатов согласно исследованиям на шельфе Аляски [9] минимальным значением скорости, указывающим на наличие льдонасыщенных отложений, было принято 2.3 км/с, а использованное второе граничное значение 2.8 км/с разделяет мерзлые породы по уровню льдонасыщения (цементажа) на менее и более льдонасыщенные, что зависит от уровня отрицательных температур. Выделение ММП по преломленным волнам подтверждено данными исследований глубоких скважин на шельфе Аляски [9].

Использованные записи сейсморазведки МОГТ в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском по

71 сейсмопрофилю общей протяженностью 15630 км были получены научно-исследовательскими судами "Профессор Куренцов" и "Геолог Дмитрий Наливкин" МАГЭ [1–4, 8]. На обоих судах использовались сейсмостанции Sercel SEAL 428; современные твердотельные сейсмические косы Sercel SEAL Sentinel Solid длиной 8100 м (648 каналов с шагом 12.5 м).

Расчет скоростей распространения преломленных волн по сейсмограммам ОПВ проведен в программном обеспечении (ПО) RadExPro (компания "Деко-геофизика", Россия). Картографические построения, иллюстрирующие распространение значений скоростей преломленных волн в районе исследования, выполнены в ПО ArcGIS (компания ESRI, США). Расчеты площадей прогнозного распространения талых и мерзлых пород на акваториях арктических морей выполнены в ПО ArcGIS на основе Общей батиметрической карты океанов GEBCO (https://www.gebco.net/).

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе по временным разрезам МОГТ и сейсмограммам ОПВ (общий пункт взрыва) анализировался характер волновых полей, который показал, что отражающие и преломляюшие сейсмические горизонты в ВЧР на мелководном шельфе (до изобат 120-150 м) имеют преимущественно пологое строение, близкое к горизонтально-слоистому. При этом был установлен существенно различающийся характер волновой картины в первых вступлениях сейсмограмм ОПВ (рис. 2). На всех сейсмограммах на рассматриваемых площадях в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском отчетливо видны прямые волны, распространяющиеся в водной толще со скоростью около 1.43 км/с (годограф – зеленый пунктир), отраженные и преломленные волны от ряда горизонтов в осадочной толще и кровли акустического фундамента.

Главное различие приведенных сейсмограмм ОПВ в море Лаптевых заключается в наличии или отсутствии высокоскоростных (от 2.3 до 4.0 км/с) преломленных волн от придонных горизонтов (см. рис. 2 а и 2 б). В частности, в юго-восточной части профиля LS0907 (см. рис. 2 а) видны преломленные волны от акустически жесткого горизонта (годограф – красный пунктир), отождествляемого с кровлей ММП на глубине около 20 м от дна. Данные преломленные волны распространяются до удалений 2–2.5 км от источника упругих колебаний и имеют скорость 3.3 км/с, что их значительно отличает от преломленных волн, от залегающих глубже горизонтов с граничными скоростями 2.1 и 2.4 км/с, наблюдаемых в северной части профиля LS0907 (см. рис. 2 б). Это хорошо согласуется с данными по морю Бофорта [9] и может быть объяснено более сильным затуханием



**Рис. 1.** Регион исследования – северная часть Арктического шельфа Восточной Сибири. Обозначения: 1 – сейсмопрофили АО "МАГЭ" в районах CL (Центрально-Лаптевский), DL (Де-Лонга) и ES (Восточно-Сибирский) [1–4, 8]; 2 – сипы газа [6, 18, 20]; 3 – тепловой поток со значениями в мВт/м<sup>2</sup> (https://www.ihfc-iugg.org/); 4 – сейсмограммы ОПВ на рис. 2 (а, б, в); 5 – изобаты в метрах (построены авторами на основе данных GEBCO); 6 – границы геологических структур [4]: 1 – Усть-Ленский рифт, 2 – Восточно-Лаптевское поднятие, 3 – Анисинский рифт, 4 – поднятие Котельного, 5 – Восточно-Сибирский рифт, 6 – поднятие (плато) Де-Лонга, 7 – прогиб Вилькицкого.

сейсмических волн, распространяющихся в мерзлых (льдонасыщенных) породах по сравнению с геологическими горизонтами.

Сейсмограммы ОПВ на севере Восточно-Сибирского моря существенно отличаются от предыдущих наличием преломленных волн от акустического фундамента со скоростями распространения от 5.3 до 6.7 км/с (см. рис. 2 в), который в отдельных районах залегает в ВЧР вблизи дна (например, на поднятии Де-Лонга, см. рис. 1). При этом преломленные волны от горизонтов, потенциально ассоциируемых с ММП и/или ГГ, практически повсеместно не обнаружены. Исключение составляют лишь несколько преимущественно небольших участков общей протяженностью 210 км (около 2.3% данных по Восточно-Сибирскому морю), на которых в первых вступлениях выделяются волны неясного генезиса. Они могут быть объяснены как преломленные волны от кровли островных ММП или от неоднородностей в рельефе акустического фундамента, включая изменения его физических характеристик, а также как боковые отражения.

В результате комплексного анализа 10 410 сейсмограмм ОПВ с расчетом скоростей преломленных волн в первых вступлениях для 71 сейсмопрофиля общей протяженностью 15 630 км построена схема прогноза физического состояния придонных отложений в районах исследований в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, приведенная на рис. 3. На данной схеме цветовой кодировкой показано наличие преломленных волн от кровли ММП и /или ГГ с указанием диапазона скоростей (синий и зеленый цвета), а также отсутствие этих волн, что свидетельствует об отсутствии ММП и/или ГГ (красный цвет до изобат 120 м). Отметим, что при построении схемы рис. 3 для района CL использованы результаты, полученные нами в работах [2, 8], в которых граница талых и мерзлых пород проведена с высоким уровнем достоверности. Из-за недостатка данных в Восточно-Сибирском море эта граница была проведена условно как прогнозная по изобате 25 м на основе данных лишь по двум профилям А4 и А7 и с учетом опыта работ в море Бофорта [9]. Очевидно, что положение этой границы требует уточнений.

При построении схемы рис. 3 дополнительно были использованы данные, полученные в 1997 г. BGR совместно с трестом СМНГ ("Севморнефтегеофизика") с применением донных сейсмостанций (ОВН – Осеап Bottom Hydrophone systems) [11, 12]. Анализ семи сейсмограмм ОВН показал, что на пяти из них (ОВН 1–2, 1–3, 5–4, 21– 2 и 21–3) в первых вступлениях видны высокоскоростные (до 3–3.5 км/с) преломленные волны, приуроченные к кровле ММП [11, 12], а на двух других (ОВН 07–1 и 19–2) они отсутствуют, что позволяет утверждать о талом состоянии придонных отложений. На рис. 3 мы это отметили,



**Рис. 2.** Сейсмограммы ОПВ в море Лаптевых в юго-восточной (а) и северо-западной (б) частях профиля LS0907 и в Восточно-Сибирском море в западной части профиля ESS1625 (в) с увеличенными фрагментами. Положения пунктов возбуждения колебаний сейсмограмм (а, б, в) показаны на рис. 1 (F2A, F2B, F2C соответственно).

соответственно, пятью синими и двумя красными окружностями.

В итоге исследований, с учетом ряда дополнительных источников информации [8, 11, 12, 15, 18] спрогнозировано существование ММП и, возможно ГГ, начиная от береговой линии в южной части моря Лаптевых в секторе ABED (см. рис. 3) и в южной части Восточно-Сибирского моря в секторе DEHG. Соответственно, талые породы и отсутствие ГГ прогнозируются в секторах BCFE и EFIH (до изобаты 120 м). Отметим, что в зонах распространения ММП могут существовать талики, а в зонах талых пород – останцы островных ММП, что хорошо видно в районе CL (см. рис. 3 и [8]). На основе проведенных исследований северных частей мелководного (до изобаты 120 м) шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (см. рис. 3) с использованием батиметрических данных GEBCO и программного обеспечения ArcGIS авторами были рассчитаны площади акваторий от береговой черты до изобаты 120 м –  $S_{120}$  (ABCFED и DEFIHG) и до установленных и/или прогнозируемых границ между зонами существования мерзлых и талых пород –  $S_{MM\Pi}$ (ABED и DEHG). Результаты расчетов, приведенные в табл. 1, показали, что в море Лаптевых ММП сохранились на 81.2% площади центральной и восточной частей акватории, а в западной

# БОГОЯВЛЕНСКИЙ и др.



**Рис. 3.** Результаты анализа состояния придонных отложений в районах исследований в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. 1 – сипы газа [6, 18, 20]; 2 – отсутствие преломленных волн в придонных отложениях или их скорости менее 2.3 км/с; 3 – существование преломленных волн в придонных отложениях с кажущимися скоростями 2.3–2.8 км/с (*a*) и 2.8–4.0 км/с (*b*); 4 – сейсмические волны в первых вступлениях неясного генезиса; 5 и 6 – отсутствие (5) и наличие (6) ММП по данным донных сейсмостанций с указанием номеров OBH [11, 12]; 7 – участки сейсмопрофилей на глубинах свыше 120 м; 8 – изобаты в метрах (построены авторами на основе данных GEBCO); 9 и 10 – прогнозируемые границы распространения ММП уверенные (9) и требующие дополнительных исследований (10); 11 – границы рассматриваемых районов исследований шельфа.

части Восточно-Сибирского моря — лишь на 37.8% ее площади.

Аналогичные расчеты были выполнены нами также для Чукотского моря и двух секторов моря Бофорта (акватории США – Аляски и Канады).

При этом положения границ между мерзлыми и талыми породами в интервале изобат от 0 до 120 м были взяты из ранее выполненных исследований других авторов [9, 10, 14]. Результаты расчетов, приведенные в табл. 1, свидетельствуют, что

Акватории шельфа морей	Площадь акватории, тыс. км <sup>2</sup>		Лоля зоны ММП %	Доля зоны
	S <sub>120</sub>	S <sub>MMΠ</sub>		талых пород, %
Лаптевых	332.2	269.8	81.2	18.8
Восточно-Сибирское	348.2	131.7	37.8	62.2
Чукотское	516.9	125.5	24.3	75.7
Бофорта, США	44.0	14.2	32.3	67.7
Бофорта, Канада	68.1	24.9	36.6	63.4
В целом	1309.4	566.1	43.2	56.8

**Таблица 1.** Прогноз остаточных площадей потенциального существования ММП и талых пород на арктических акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта (без учета заливов рек)

Акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское исследованы не полностью.

ММП сохранились лишь на небольших частях шельфа: в Чукотском море – 24.3%, в море Бофорта на Северном Склоне Аляски – 32.3%, в канадской части моря Бофорта у континентальной суши – 36.6%.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В результате анализа волновых полей сейсмограмм ОПВ в исследованных частях акваторий морей Лаптевых и Восточно-Сибирского обнаружены обширные зоны отсутствия высокоскоростных преломленных волн от придонных отложений, свидетельствующие об отсутствии изменений их физических свойств за счет цементирующего влияния ММП и ГГ.

Кроме того, был дополнительно проведен анализ условий возможного существования ГГ на акваториях АШВС ранее выполненного авторами расчета эмпирических кривых стабильности ГГ в ПО CSMHYD (Hydoff) [19] для метанового состава газа исходя из среднего уровня температур придонных вод и отложений -1.5°C [8]. Согласно данным Глобальной базы данных теплового потока GHFD (Global Heat Flow Database) Международной комиссии по тепловому потоку IHFC (International Heat Flow Commission, https://www.ihfc-iugg.org/), районы исследований АШВС преимущественно характеризуются высокими значениями теплового потока – от 66 до 123 мВт/м<sup>2</sup> (в среднем – 92.4 мВт/м<sup>2</sup>) [8]. На основе этих данных при моделировании в ПО CSMHYD было показано [8], что в зонах отсутствия ММП на мелководном (до 120 м) шельфе Восточной Сибири отсутствует зона стабильного существования гидратов метана.

Проведенные выше расчеты (см. табл. 1) показали, что по всем рассмотренным регионам арктического шельфа (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта) общей площадью около 1.31 млн км<sup>2</sup>, ММП сохранились лишь не более чем на 566.1 тыс. км<sup>2</sup>, или на 43.2% исследованной акватории. На основе этого можно утверждать, что в постгляциальный период большая часть субаквальных ММП (около 56.8%) уже деградировала. При этом согласно данным, приведенным в работах [7, 8], условия стабильности гидратов метана в районах их существования при наличии ММП после их деградации были нарушены. Это привело к диссоциации гидратов метана.

Диссоциация метаногидратов и процессы дегазации донных отложений, видимо, происходили медленно (как и деградация ММП) и без каких-либо мощных продолжительных выбросов газа, способных оказать существенное влияние на глобальное содержание метана в атмосфере и климатические процессы, происходящие на Земле. Это согласуется с результатами исследований концентраций метана в атмосфере на временных интервалах до 420-800 тыс. лет, выполненных при анализе антарктического ледового керна из российской скважины на станции Vostok и по Европейскому проекту бурения льда в Антарктиде EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) на Куполе С (Dome C) ([13] и др.). Из этих результатов следует, что концентрация метана в атмосфере в доиндустриальное время при изменениях климата во время ряда ледниковых периодов никогда не выходила из диапазона 320-800 ppb, что примерно в 2.4-6 раз меньше, чем 1908.5 ppb, зафиксированное в феврале 2022 г. Национальным управлением океанических и атмосферных исследований NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, gml.noaa.gov/ ccgg/trends ch4/). В связи с этим представляется маловероятным, что и в дальнейшем диссоциация залежей газогидратов при деградации субаквальных ММП в Артике сможет внести существенный вклад в изменения климата.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На севере мелководного Арктического шельфа Восточной Сибири (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское) на основе материалов сейсморазведки МОГТ по 71 сейсмопрофилю общей протяженностью 15630 км впервые исследованы скорости распространения преломленных волн в верхней части разреза. Получена принципиально новая информация о физическом состоянии криолитозоны шельфа, при этом обосновано значительное уменьшение зоны возможного существования мерзлых пород и гидратов метана.

На основе комплексного анализа исследованных районов деградации субаквальной мерзлоты в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта (до изобаты 120 м) сделан вывод. что в постгляциальный период ее большая часть (суммарно около 57%) уже деградировала. При этом метаногидраты, образовавшиеся в ледниковый период в низменных частях суши в условиях низкого уровня Мирового океана, видимо, подверглись постепенной диссоциации без какихлибо интенсивных продолжительных выбросов газа, способных оказать катастрофическое влияние на глобальное содержание метана в атмосфере и климатические процессы, происходящие на Земле. В итоге мы прогнозируем малую вероятность ключевого вклада метана, выделяющегося при диссоциации залежей газогидратов из-за деградации оставшейся субаквальной мерзлоты в климатические изменения.

Проведенные исследования необходимо продолжить и расширить с привлечением дополнительных данных сейсморазведки МОГТ и других геолого-геофизических исследований. Мы предполагаем, что это не только уточнит положение границы существования субаквальной мерзлоты и газогидратов, но и приведет к существенному дополнительному расширению зоны их отсутствия на шельфе Восточной Сибири и Чукотского полуострова. Это позволит уточнить процессы дегазации донных отложений, скорректировать оценки объемов ресурсов газа в газогидратных залежах и потенциального влияния объемов эмиссии газа в атмосферу при диссоциации газогидратов на глобальные изменения климата. Мы прогнозируем их значительные коррективы в меньшую сторону.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные замечания, позволившие улучшить статью.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИПНГ РАН по теме "Повышение эффективности и экологической безопасности освоения нефтегазовых ресурсов арктической и субарктической зон Земли в условиях меняющегося климата" (№ 122022800264-9).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богоявленский В.И., Казанин А.Г., Кишанков А.В., Казанин Г.А. Дегазация Земли в Арктике: комплексный анализ факторов мощной эмиссии газа в море Лаптевых // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 2. С. 178–194.
- 2. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Мерзлота, газогидраты и сипы газа в центральной части моря Лаптевых // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 83–89.
- 3. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Неоднородности верхней части разреза осадочной толщи Восточно-Сибирского моря: залежи газа и следы ледовой экзарации. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 5–10.
- 4. Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г., Казанин Г.А. Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: Восточно-Сибирское море // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12. № 2. С. 158–171.
- 5. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Шахова Н.Е. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина "метановой катастрофы": некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
- Baranov B., Galkin S., Vedenin A., et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: Characteristic features, structural control, and benthic fauna // Geo-Marine Letters. 2020. V. 40. P. 541–557.
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas // Geosciences. 2018. No 8. 453. P. 1–17.

- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Kazanin A., Kazanin G. Distribution of permafrost and gas hydrates in relation to intensive gas emission in the central part of the Laptev Sea (Russian Arctic) // Marine and Petroleum Geology, 5 January 2022. P. 1–15. 105527.
- Brothers L.L., Hart P.E., Ruppel C.D. Minimum distribution of subsea ice-bearing permafrost on the US Beaufort Sea continental shelf // Geop. Res. Let. 2012. V. 39. № 15. P. 1–6.
- Collett T.S., Lee M.W., Agena W.F., et al. Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. № 2. P. 279–294.
- Cramer B., Franke D. Indications for an active petroleum system in the Laptev Sea, NE Siberia // J. of Petroleum Geology. 2005. V. 28. № 4. P. 369–384.
- Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. V. 18. № 10. P. 1083–1127.
- Loulergue L., Schilt A., Spahni R., et al. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH<sub>4</sub> over the past 800 000 years // Nature. 2008. V. 453. P. 383–386.
- Marine Science Atlas of the Beaufort Sea. Geology and Geophysics / Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 40. 1987. 43 p.
- Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A. Factors affecting the formation and evolution of permafrost and stability zone of gas hydrates: case study of the Laptev Sea // Geosciences. 2020. V. 10. 504.
- Rekant P., Bauch H.A., Schwenk T., et al. Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea // Arktos. 2015. 1: 11. 15 p.
- 17. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., et al. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // Geo-marine letters. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182.
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice. Philosophical Transactions of the Royal Society A // Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373, 20140451.
- Sloan E.D. Offshore Hydrate Engineering Handbook; Center for Hydrate Research / Colorado School of Mines: Golden, CO, USA, 1998. 255 p.
- 20. Steinbach J., Holmstrand H., Shcherbakova K., et al. Source apportionment of methane escaping the subsea permafrost system in the outer Eurasian Arctic Shelf // PNAS. 2021. V. 118. № 10. e2019672118, P. 1–9.

# PERMAFROST AND GAS HYDRATES ON THE EAST SIBERIAN ARCTIC SHELF

Corresponding Member of the RAS V. I. Bogoyavlensky<sup>a,#</sup>, A. V. Kishankov<sup>a</sup>, and A. G. Kazanin<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Marine Arctic Geological Expedition (MAGE), Murmansk, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: geo.ecology17@gmail.com

In the north of the shallow East Siberian Arctic Shelf (the Laptev and East Siberian seas), based on CDP (common depth point) seismic data for 71 lines with total length of 15630 km, velocities of refracted waves propagation in the upper part of the section were studied. Fundamentally new information was obtained on the state of the shelf permafrost and significant decrease of the zone of possible occurrence of frozen ground and methane hydrates was substantiated. Based on the comprehensive analysis of areas of subsea frozen ground degradation in the Laptev, East Siberian, Chukchi and Beaufort seas, the low probability of a significant contribution of methane, released due to gas hydrates dissociation, to global climate change was substantiated.

*Keywords:* Earth degassing, East Siberian Arctic Shelf, subsea frozen ground, gas hydrates, CDP seismic survey, refracted waves

———— КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ————

УДК 551.511

# ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДА НАВИГАЦИИ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ НА СЕВЕРНОМ МОРСКОМ ПУТИ В 21 ВЕКЕ: БАЙЕСОВЫ ОЦЕНКИ ПО РАСЧЕТАМ С АНСАМБЛЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

© 2022 г. М. Р. Парфенова<sup>1,\*</sup>, А. В. Елисеев<sup>1,2,3</sup>, академик РАН И. И. Мохов<sup>1,2,4</sup>

Поступило 20.07.2022 г.

После доработки 22.07.2022 г. Принято к публикации 24.07.2022 г.

Проведен анализ продолжительности навигационного периода (ПНП) на Северном морском пути (СМП) в 21 веке на основе моделей ансамбля СМІР5 (Coupled Models Intercomparison project, phase 5) при сценарии RCP 8.5 с использованием методов байесового осреднения с выделением различных участков СМП. Получено, что различия качества воспроизведения моделями ПНП и ее изменений в западной части СМП больше, чем в восточной. Ансамблевое среднее для ПНП получено в диапазоне 3–4 мес в середине XXI века с увеличением до примерно 6 мес к концу века. Средние ансамблевые оценки изменения ПНП в целом устойчивы к выбору предположений, связанных с вычислением байесовых весов. Совместный учет качества воспроизведения моделями характеристик климата на всех временных масштабах (многолетнее среднее, межгодовые вариации, линейный тренд) в сравнении со спутниковыми данными позволяет уменьшить межмодельное стандартное отклонение вдвое для западной части СМП и в полтора раза – для восточной.

*Ключевые слова:* морской лед, Северный морской путь, СМІР5, Байесово осреднение, спутниковые данные

DOI: 10.31857/S2686739722601454

# введение

Арктический регион очень чувствителен к изменениям климата, потепление в арктических широтах происходит со скоростью, в несколько раз превышающей скорость увеличения глобальной приповерхностной температуры в последние десятилетия [1-3]. Это потепление связано с быстрым сокращением площади морского льда в Северном Ледовитом океане, особенно в летний и осенний сезоны [2-4]. В связи со значительным уменьшением протяженности морских льдов в арктическом бассейне в последние десятилетия существенно увеличивается продолжительность навигационного периода (ПНП) на Северном морском пути (СМП) [5-11].

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова

Неопределенность модельных оценок будущих изменений характеристик СМП связана с естественной межгодовой изменчивостью, особенностями учета процессов подсеточного масштаба в моделях и выбором сценариев антропогенных воздействий на Земную систему. Как следствие, целесообразными являются, во-первых, ансамблевый подход к анализу будущих климатических изменений с использованием большого числа моделей, численных экспериментов с такими моделями при задании разных (но согласующихся с доступными данными о доиндустриальном состоянии климата) начальных условий интегрирования и сценариев внешнего воздействия. Например, в [6, 7] из ансамбля климатических моделей были отобраны модели, которые реалистично воспроизводят не только современную ПНП на СМП в сопоставлении с данными наблюдений, но и скорость ее изменения в последние десятилетия. В [8, 9] дополнительно требовалось адекватное воспроизведение стандартных отклонений межгодовой изменчивости ПНП. В [11] на основе ансамбля модельных расчетов с использованием байесова подхода получены оценки изменений для СМП в целом с анализом межгодовой изменчивости ПНП наряду со сред-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Московский физико-технический институт, Москва, Россия

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

0.09

0.08

0.07

0.06

0.05

0.04

0.03 0.02

0.01

0.09

0.08

0.07

0.06

0.05

0.04

0.03

0.02

0.01

0.09

0.08

0.07

0

0

2 4 6

ними многолетними значениями и оценками линейного тренда.

В данной работе представлены результаты анализа изменений ПНП для разных частей СМП на основе численных расчетов с ансамблем из 25 климатических моделей СМІР5 с использованием байесова подхода [12].

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

При анализе использовались результаты численных расчетов для сплоченности морских льдов в Северном Ледовитом океане при сценарии антропогенных воздействий RCP 8.5 для XXI века. Для оценки качества результатов моделирования в качестве эталонных использовались спутниковые данные SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) по измерениям на спутнике Nimbus-7 для периода 1980-2018 гг. [13] (эталонные данные *D* – см. ниже). Для получения более адекватных количественных оценок ожидаемых изменений оценивалась способность климатических моделей воспроизводить современные особенности распространения морских льдов на СМП, не только средних значений и трендов, но и межголовой изменчивости.

Анализ изменений ПНП проводился для разных частей СМП на основе численных расчетов с ансамблем из 25 климатических моделей СМІР5. При этом использовался байесов подход [14–18]. Анализ проводился для того же ансамбля климатических моделей и для той же трассы СМП, что и в [7], но с детализацией для разных частей СМП.

Как и в предыдущих работах [5-12] с модельными оценками ПНП для СМП в целом, акватория считалась свободной от морских льдов при их сплоченности менее 15%. При этом в [11], в частности, ПНП определялась при условии не менее 80% общей протяженности СМП, свободной от морских льдов. В данной работе соответствующий анализ проводился для различных частей СМП, включая западную часть СМП – Баренцево и Карское моря, район пролива Вилькицкого, а также восточную часть СМП – море Лаптевых и Восточно-Сибирское море.

Продолжительность навигационного периода Y<sup>(k)</sup> на каждом из участков СМП в модели k ( $1 \le k \le K$ ; где полное число использованных моделей K == 25) осреднялась с весами  $w^{(k)}$ , характеризующими качество воспроизведения данной моделью ПНП на СМП с ансамблевым средним

$$E(Y|D) = \Sigma Y^{(k)} W^{(k)}$$
(1)

и межмодельным стандартным отклонением

$$\sigma(Y|D) = \Sigma\{[(\sigma^{(k)})^2 + Y^{(k)2}]W^{(k)} - E(Y|D)^2\}^{1/2},$$
(2)

8 10 12 14 16 18 20 22 24 2 4 6  $W_3$ 

 $W_1$ 

 $W_{2}$ 

8 10 12 14 16 18 20 22 24



Рис. 1. Байесовы весовые множители для 25 климатических моделей (ось абсцисс), определенные в сопоставлении со спутниковыми данными для периода 2006-2014 гг. для Баренцева и Карского морей: (а)  $W_1$ , (б)  $W_2$ , (в)  $W_3$ , (г)  $W_4$ . Горизонтальная линия соответствует  $W_0 = 1/K$ , K = 25 - количество моделей в ансамбле.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022 (a)

(б)

(B)





Рис. 2. Подобно рис. 1 для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

где  $\sigma^{(k)}$  — межгодовое стандартное отклонение переменной *У* по расчетам с моделью *k*.

Весовые множители при байесовом осреднении вычислялись как функции правдоподобия, характеризующие воспроизведение моделями



Рис. 3. Подобно рис. 1 для пролива Вилькицкого.

ПНП на СМП *Y*<sup>(*k*)</sup> на различных временных масштабах в предположении нормального распределения этой переменной на всех временных масштабах (ось абсцисс):

$$W_i^{(k)} = \chi(Y^{(k)}; Y^{(D)}, \delta^{(D)}), \qquad (3)$$



**Рис. 4.** Ансамблевые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода на Северном морском пути для Баренцева и Карского морей при разных схемах вычисления байесовых весов  $W_j$  ( $1 \le j \le 4$ ) в сравнении с равновзвешенным ( $W_0$ ) осреднением моделей ансамбля СМІР5.

где  $\chi(y; y^{(D)}, \delta^{(D)})$  – нормальное распределение для переменной *y* со средним  $y^{(D)}$  и среднеквадратичным отклонением  $\delta^{(D)}$ , верхний индекс (*D*) указывает на вычисление по эталонным данным, нижний индекс *i* – характеристика временного масштаба. Выделялись многолетнее среднее  $T_m^{(\cdot)}$  (*i* = 1; характеризует временной масштаб, который больше длины *I* эталонных данных *D*; здесь точка указывает либо на номер модели *k*, либо на эталонные данные), коэффициент линейного тренда

Таблица 1. Продолжительность навигационного периода	(средние и внутриансамблевые стандартные отклоне-
ния - в скобках) для разных частей СМП в зависимости от	г схемы вычисления байесовых весов при сценарии ан-
тропогенных воздействий RCP 8.5 для XXI в.	

ПНП (сут)	Баренцево и Карское моря							
		$W_1$	<i>W</i> <sub>2</sub>	<i>W</i> <sub>3</sub>	$W_4$			
2008—2028 гг.	79 (±50)	69 (±34)	79 (±50)	90 (±43)	71 (±30)			
2040-2060 гг.	123 (±55)	115 (±39)	124 (±55)	136 (±44)	119 (±30)			
2074—2094 гг.	181 (±60)	161 (±48)	182 (±58)	191 (±48)	166 (±35)			
море Лаптевых и Восточно-Сибирское море								
2008—2028 гг.	55 (±35)	62 (±30)	55 (±35)	61 (±31)	65 (±26)			
2040—2060 гг.	95 (±48)	105 (±43)	95 (±48)	104 (±39)	110 (±34)			
2074—2094 гг.	151 (±56)	156 (±60)	151 (±56)	158 (±47)	162 (±47)			
пролив Вилькицкого								
2008—2028 гг.	37 (±47)	25 (±28)	37 (±47)	58 (±49)	36 (±27)			
2040—2060 гг.	53 (±64)	49 (±49)	54 (±64)	83 (±64)	70 (±43)			
2074—2094 гг.	77 (±92)	76 (±76)	77 (±92)	118 (±91)	106 (±66)			

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



Рис. 5. Подобно рис. 4 для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

этой переменной  $\alpha_T^{(\cdot)}$  (*i* = 2; характеризует междесятилетний масштаб) и среднеквадратическое отклонение (СКО) межгодовой изменчивости (МИ)  $\sigma_{T,IAV}^{(\cdot)}$ , определяемое для временного ряда  $Y^{(\cdot)}$  после исключения линейного тренда с коэффициентом  $\alpha_T^{(\cdot)}$  (*i* = 3; характеризует межгодовой масштаб). Подобный подход был использован в [11, 18]. В качестве СКО  $\delta_i^{(\cdot)}$  для многолетнего среднего (*i* = 1) использовалась  $\sigma_{T,IAV}^{(\cdot)}$ , для коэффициента линейного тренда (*i* = 2) – среднеквадратичная оценка его выборочной оценки, для межгодового СКО (*i* = 3) – величина  $\theta \cdot \sigma_{T,IAV}^{(\cdot)}$  с  $\theta =$ = [2/(*I* – 1)]<sup>1/4</sup>. Величиной  $\theta$  оценивается неопределенность для  $\sigma_{T,IAV}^{(\cdot)}$  для временного ряда конечной длины *I* [19]. В [11] использовалось значение  $\theta = 0.2$ . Различие значений  $\theta$ , в частности в данной работе и в [11], приводит к значительному различию в распределении весов  $W_3$ .

Рассматривались также веса, характеризующие общее качество воспроизведения в моделях ПНП на СМП

$$W_4^{(k)} = W_1^{(k)} W_2^{(k)} W_3^{(k)}.$$
 (3)

Наряду с этим для всех весов использовалось условие нормировки

$$\Sigma_k W_j^{(k)} = 1 \tag{4}$$
$$(1 \le j \le 4).$$

Анализ проводился для того же ансамбля климатических моделей и для той же трассы СМП, что и в [6], но с детализацией для разных частей СМП.

# РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1–3 представлены байесовы весовые множители для моделей (ось абсцисс), определенные в сопоставлении со спутниковыми данными для периода 2006–2014 гг. Наилучшим образом модели согласуются с данными наблюдений для коэффициента линейного тренда. В частности, нормированная информационная энтропия

$$H_{j} = (\Sigma_{k} W_{j}^{(k)} \log_{2} W_{j}^{(k)}) / \log_{2} K$$
(5)

для весов  $W_2$  близка к единице для всех частей СМП, что указывает на близость между собой ве-

сов  $W_1^{(k)}$  при разных k. Для восточной части СМП (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море) модели также достаточно хорошо согласуются между собой для многолетних средних, так что энтропия веса  $W_1$  для этого участка равна 0.95. В то же время для западной части СМП и для пролива Вилькицкого  $H_1$  составляет 0.83–0.86, что уже за-



Рис. 6. Подобно рис. 4 для пролива Вилькицкого.

метно отличается от единицы. Последнее указывает на различие качества воспроизведения трендовой компоненты изменения ПНП на СМП для разных моделей ансамбля. Для весов, характеризующих межгодовой масштаб, энтропия  $H_3$  получена в диапазоне от 0.94 до 0.98 для всех анализировавшихся частей СМП.

Для комбинированного веса  $W_4$  энтропия также наиболее близка к единице (0.92) для восточной части СМП. Соответствующее качество воспроизведения моделями хуже для западной части СМП ( $H_4 = 0.79$ ) и особенно для пролива Вилькицкого ( $H_4 = 0.74$ ).

Для западной части СМП (Баренцева и Карского морей) ансамблевое среднее увеличивается от 2–3 мес в первые десятилетия XXI века до 4– 4.5 мес в середине столетия и до примерно полугода – в его конце (рис. 4, табл. 1). При этом, хотя формально различия ансамблевых средних для отдельных весов не являются статистически значимыми (разность между ними не превышает 3 нед, тогда как внутриансамблевые байесовы СКО составляют от месяца до двух), их различие позволяет проанализировать влияние схемы вычисления байесовых весов (критерия отбора моделей внутри ансамбля) на результаты осреднения.

Минимальное увеличение ПНП на СМП отмечено для веса  $W_1$ , характеризующего многолетнее среднее (а также для комбинированного веса  $W_4$ ), а максимальное — для веса  $W_3$ , характеризующего межгодовую изменчивость ПНП. Следует отметить, что байесово осреднение способно уменьшить неопределенность оценки ПНП на СМП почти вдвое — с 50—60 до 30—35 сут в зависимости от временного интервала при комбинированном весе  $W_4$ .

Для восточной части СМП (моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря) ансамблевая средняя ПНП близка к 2 мес в первые десятилетия XXI века (рис. 5, табл. 1). Она увеличивается до 3-3.5 мес к середине XXI века и до примерно 5 мес к его концу. Подобно полученному для западной части СМП, максимальное увеличение ПНП отмечено для веса  $W_3$ , характеризующего межгодовую изменчивость. Минимальный рост ПНП в этой части СМП отмечен для веса  $W_2$ , характеризующего линейный тренд. Кроме того, подобно полученному для Карского и Баренцева морей, байесово осреднение примерно в полтора раза уменьшает неопределенность оценки – с 35–56 сут до 26-47 сут в зависимости от временного интервала при комбинированном весе  $W_4$ .

Для пролива Вилькицкого различия ансамблевых средних для различных схем вычисления байесовых весов заметно более значимы, чем для западной и восточной частей СМП (рис. 6, табл. 1). Например, для середины XXI века ансамблевое среднее значение ПНП при использовании веса  $W_1$  получено равным 49 (±49) сут, а при использовании веса  $W_3 - 83$  (±64) сут.

В целом по расчетам с моделями СМІР5 при сценарии RCP 8.5 внешних воздействий на Земную систему ансамблевое среднее значение ПНП оценено равным 3–4 мес в середине XXI века с увеличением до примерно 6 мес к концу века. Средние ансамблевые оценки изменения ПНП в целом устойчивы к выбору предположений, связанных с вычислением байесовых весов.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Качество воспроизведения моделями продолжительности навигационного периода (ПНП) СМП и ее изменений сильнее отличается в западной части трассы, чем в восточной. Совместный учет качества воспроизведения моделями характеристик климата на всех временных масштабах (многолетнее среднее, межгодовые вариации, линейный тренд) в сравнении со спутниковыми данными позволяет уменьшить межмодельное стандартное отклонение вдвое для морей российской Арктики.

Особо следует отметить большой межмодельный разброс оценок ПНП для пролива Вилькицкого.

Размер этого пролива существенно меньше характерного пространственного разрешения моделей СМІР5 (см. [1]). В связи с этим пролив Вилькицкого в моделях представлен единственной ячейкой вычислительной сетки. В соответствии с теоремой Котельникова-Найквиста вычислительно могут быть разрешены лишь вариации с пространственным масштабом не менее удвоенного горизонтального размера ячейки вычислительной сетки. Это свидетельствует о границах применимости расчетов с моделями Земной системы и необходимости обоснования использования моделей для оценок будущих изменений климата в регионах сравнительно малого пространственного масштаба.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.Ч. Хону за предоставление спутниковых данных для морских льдов на Северном морском пути.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда 19-17-00240. Анализ региональных особенностей изменчивости морских льдов поддержан Российским фондом фундаментальных исследований (19-35-90118). Сравнительный анализ оценок влияния временных масштабов воспроизведения характеристик навигационного периода на оценки его будущих изменений выполнен в рамках проекта Российского научного фонда 21-17-00012.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte, et al. (eds.)]. Cambridge Univ. Press., 2021.
- 2. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Тенденции климатических изменений в высоких широтах Северного полушария: Диагностика и моделирование // Лед и снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
- 3. *Мохов И.И.* Современные изменения климата Арктики // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5-6. С. 478-484.
- 4. *Елисеев А.В., Семенов В.А.* Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // ДАН. 2016. Т. 471. № 2. С. 214–218.
- Мохов И.И., Хон В.Ч., Рекнер Э. Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: оценка перспектив Северного морского пути // ДАН. 2007. Т. 414. С. 814–818.
- 6. Хон В.Ч., Мохов И.И. Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 1. С. 19–25.
- Khon V.C., Mokhov I.I., Latif M., Semenov V.A., Park W. Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the 21st century // Clim. Change. 2010. V. 100. № 3/4. C. 757–768.
- 8. *Мохов И.И., Хон В.Ч.* Продолжительность навигационного периода и ее изменения для Северного морского пути: модельные оценки // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2 (18). С. 88–95.
- 9. *Мохов И.И., Хон В.Ч., Прокофьева М.А.* Новые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // ДАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 699– 704.
- Khon V.C., Mokhov I.I., Semenov V.A. Transit navigation through Northern Sea Route from satellite data and CMIP5 simulations // Environ. Res. Lett. 2017. V. 12. № 2. 024010.
- 11. Кибанова О.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Хон В.Ч. Изменения продолжительности навигационного периода Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей: байесовские оценки // ДАН. 2018. Т. 481. № 1. С. 88–92.
- Eliseev A.V., Mokhov I.I., Parfenova M.R. Changes of navigation period at the North Sea Route in the 21st century from the CMIP5 ensemble simulations: Bayesian estimates // Research Activities in Earth System Modelling. E. Astakhova (ed.). 2021. Rep. 51. S. 7. P. 07–08.

- Peng G., Meier W.N., Scott D.J., Savoie M.H. A longterm and reproducible passive microwave sea ice concentration data record for climate studies and monitoring // Earth Syst. Sci. Data. 2013. V. 5 (2). P. 311– 318.
- Hoeting J.A., Madigan D., Raftery A.E., Volinsky C.T. Bayesian model averaging: A tutorial // Stat. Sci. 1999. V. 14. № 4. P. 382–417.
- 15. Weigel A.P., Knutti R., Liniger M.A., Appenzeller C. Risks of model weighting in multimodel climate projections // J. Climate. 2010. V. 23. № 15. P. 4175–4191.
- 16. Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I. A global climate model based, Bayesian climate projection for

northern extra-tropical land areas // Glob. Planet. Change. 2012. V. 86–87. P. 57–65.

- 17. Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. An ensemble approach to simulate CO<sub>2</sub> emissions from natural fires // Biogeosciences. 2014. V. 11. № 12. C. 3205–3223.
- 18. Липавский А.С., Елисеев А.В., Мохов И.И. Байесовы оценки изменения стока Амура и Селенги в XXI веке по результатам ансамблевых модельных расчетов СМІР6 // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 64–82.
- Von Storch H., Zwiers F.W. Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge: Cambridge University Press. 2003. 484 p.

# CHANGES IN THE DURATION OF NAVIGATION PERIOD IN THE ARCTIC SEAS ALONG THE NORTHERN SEA ROUTE IN THE 21ST CENTURY: BAYESIAN ESTIMATES BASED ON CALCULATIONS WITH AN ENSEMBLE OF CLIMATE MODELS

M. Parfenova<sup>a,#</sup>, A. V. Eliseev<sup>a,b,c</sup>, and Academician of the RAS I. I. Mokhov<sup>a,b,d</sup>

<sup>a</sup> M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Physics, Moscow, Russian Federation
 <sup>b</sup> A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russian Federation
 <sup>c</sup> Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation
 <sup>d</sup> Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation
 <sup>#</sup>E-mail: parfenova@ifaran.ru

The analysis of the duration of the navigation period (NP) on the Northern Sea Route (NSR) and on separate parts of the NSR in the 21st century was carried out based on the models of the CMIP5 ensemble (Coupled Models Intercomparison project, phase 5) under the RCP 8.5 scenario using Bayesian averaging methods. The results demonstrate that the differences in quality of the models simulations of the NP duration and its changes are greater in the western part of the NSR than in the eastern part. The ensemble mean for NP duration is estimated in the range of 3–4 months in the middle of the 21st century, increasing to about 6 months by the end of the century. The ensemble mean estimates of the change in the NP duration are generally robust to the choice of assumptions used for calculating the Bayesian weights. The joint consideration of the quality of the models simulations of climate characteristics on all time scales (long-term average, interannual variations, linear trend) in comparison with satellite data makes it possible to reduce the intermodel standard deviation by two times for the western part of the NSR and one and a half times for the eastern part.

Keywords: sea ice, Northern Sea Route, CMIP5, Bayesian averaging, satellite data

УДК 551.462

# ПОДВОДНАЯ МОРФОСТРУКТУРА ВАЛААМСКОГО АРХИПЕЛАГА В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ: ПЕРВЫЕ ВИДЕОИЗОБРАЖЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ

© 2022 г. М. А. Науменко<sup>1,\*</sup>, В. В. Гузиватый<sup>1</sup>, Д. С. Дудакова<sup>1</sup>, М. О. Дудаков<sup>1</sup>, В. М. Анохин<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 16.06.2022 г.

Поступило 17.06.2022 г. После доработки 21.07.2022 г. Принято к публикации 22.07.2022 г.

На основе впервые созданной цифровой модели Валаамского архипелага (Ладожское озеро) с пространственным разрешением 25 × 25 м проведена количественная оценка пространственного распределения глубин и уклонов дна. Построены гипсографическая и объемная кривые, а также гистограммы и пространственные корреляционные функции, свидетельствующие о том, что статистически значимые связи между морфометрическими параметрами существуют на расстояниях не более 1.5 км для глубин и не более 260 м для уклонов дна. Видеофотосъемка самого крутого склона о. Валаам выявила его морфометрические особенности и структуру пород, слагающих склон с признаками сейсмической активности территории.

*Ключевые слова:* морфоструктура дна озера, статистика глубин и уклонов, фотографии подводного склона, Валаамский архипелаг, Ладожское озеро **DOI:** 10.31857/S268673972260117X

Батиметрические градиенты играют фундаментальную роль в переносе энергии через подводный озерный ландшафт. Формы подводного рельефа, параметры его пространственной изменчивости, определяемые различным происхождением и развитием, оказывают значимое влияние на неоднородность седиментационных процессов и их трансформацию в озерных бассейнах. Постоянные и периодические придонные течения во многом определяются пространственными морфоструктурными особенностями распределения глубин дна и подводного рельефа. Визуализация подводного рельефа возможна только после получения видеоизображений и проведения специализированных эхолотных измерений, а также применения обоснованных методов интерпретации батиметрических данных, причем детализация изображения зависит от пространственной дискретности натурных измерений. Количественная характеристика подводного рельефа островов Ладожского озера ограничена из-за отсутствия подробных цифровых батиметрических карт, позволяющих провести соответствующие вычисления, в том числе уклонов дна. Настоящая статья имеет своей целью продолжить и конкретизировать исследования подводного рельефа Валаамского архипелага, начатые авторами на основе эхолотных измерений в северозападной части о. Валаам, где были выявлены уклоны, достигающие 60° и зафиксированы подводные оползни [1]. В настоящее время с использованием доступных карт и непосредственных измерений создана цифровая модель Валаамского архипелага в пределах 61.3°-61.5° с.ш. и 30.7°-31.4° в.д. (рис. 1). Эта модель является основой для количественных оценок распределения глубин и уклонов подводного рельефа указанного района Ладожского озера. Она включает в себя высоты, глубины и максимальные уклоны с пространственным разрешением 25 × 25 м (общее количество узлов – 405 581). Абсолютная разница между высшей точкой островов Валаамского архипелага 52 м и наибольшей глубиной 164 м исследуемого района составила 216 м.

Все чаще для изучения элементов подводного рельефа Ладожского озера используется фотовидеосъемка [2]. В полевой сезон 2020 г. впервые была проведена видеосъемка самого крутого подводного склона юго-западной части о. Валаам, позволившая детально наблюдать его структуру от поверхности до дна. Съемка производилась на

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

<sup>\*</sup>*E-mail: m.a.naumenko@mail.ru* 



**Рис. 1.** Валаамский архипелаг и предполагаемая граница силла. *1* – предполагаемая граница силла, *2* – положение разрезов, представленных на рис. 2, *3* – район проведения фотосъемки подводного склона. На врезке к рис. 1 представлены: район исследований, двумерная пространственная корреляционная функция глубин Валаамского архипелага – (а) и уклонов – (б).

подводную камеру с разрешением 2704 × 1520 пикселей и частотой 25 кадров/сек. Было выполнено три прохода вверх по профилю от подошвы до бровки на глубине 35–40 м с расстояниями между ними не более 200 м. В реальных условиях Ладожского озера низкая горизонтальная прозрачность воды (2–3 м) накладывает жесткие ограничения на максимальную дистанцию между объективом и объектом съемки. Ширина охвата дна на полученных фотографиях примерно 1–2 м.

С геологической точки зрения все острова Валаамско-Салминской островной гряды имеют общее происхождение — это интрузивный рифейский силл, сложенный преимущественно габродиабазами, тектонически раздробленный на разновеликие блоки [3] и подверженный неравномерному поднятию со скоростью около 3 мм/год [4]. Для визуализации его предположительные границы показаны красной линией (площадь 253.5 км<sup>2</sup>) (рис. 1), располагающейся на глубинах от 56 до 164 м при средней глубине 91.9  $\pm$  0.3 м. Рисунок 2 а свидетельствует об исключительно больших уклонах на внешних границах Валаамского архипелага, особенно вдоль субмеридио-

нального направления. Превышение над дном составляет 100 м на расстоянии несколько сотен метров.

Количественная характеристика пространственного распределения глубин и уклонов дна в районе Валаамского архипелага может быть представлена на основе цифровой модели в виде гистограмм, корреляционных функций, а также гипсографической и объемной кривых. Все эти статистические оценки до настоящего времени отсутствовали. Гистограмма распределения глубин (рис. 2 в) имеет одновершинный отрицательно асимметричный вид с преобладанием глубин в диапазоне 55–65 м, плотность вероятности определяется логнормальным законом. Гистограммы распределения уклонов (рис. 2 г) соответствуют кривой экспоненциального распределения с положительной асимметрией.

Двумерная пространственная автокорреляционная функция как глубин, так и уклонов (рис. 1 а и рис. 1 б) указывает на незначительные расстояния L, на которых существует значимая статистическая связь с коэффициентом корреляции  $k \ge 0.5$ : для глубин L изменяется от 0.9 до 1.5 км, для укло-



**Рис. 2.** Разрезы через Валаамский архипелаг – (а) и – (б); гистограмма распределения глубин – (в) и уклонов – (г). *1* – уровень Ладожского озера, *2* – функция плотности вероятности логнормального распределения глубин, 3 – функция плотности вероятности экспоненциального распределения уклонов. Римские цифры I, II, III обозначают местоположение фотографий подводного склона Валаама, представленных на рис. 4.

нов L изменяется от 140 до 260 м. Длинная ось "эллипсов анизотропии" имеет направление северо-запад—юго-восток, что соответствует направлениям линеаментов [5], разрывных нарушений [3] и подтверждено с использованием длительных GPS-измерений [4] и натурных моделей [6].

Оценить площади надводной и подводной частей архипелага позволили гипсометрическая и объемные кривые (рис. 3 а). Надводная часть вдоль среднего уровня воды составляет 37.1 км<sup>2</sup>, а объем соответственно – 0.57 км<sup>3</sup>. Площадь на глубине 60 м – 195.5 км<sup>2</sup>, объем – 6.8 км<sup>3</sup>. Площадь на этой глубине в 5.3 раза больше площади надводной части, а объем – почти в 11 раз.

С помощью цифровой модели удалось оценить соотношение между уклонами, вычисленными в направлении из наибольших значений, и глубинами (высотами) всего архипелага. На рис. 3 б с очевидностью выявляются два экстремума степени изменчивости распределения глубин (среднеквадратического отклонения глубин (СКО)), характеризующие интенсивность процессов рельефообразования: в диапазоне от 20 м выше уреза воды до 20 м ниже него со средними уклонами около 5° и второй максимум с бо́льшими СКО на глубинах 130–140 м, где уклоны дна изменяются от 5° до 10° и маркируют подножье силла.

Особое внимание было уделено самому крутому склону Валаамского архипелага, показанному на рис. 1 и 2 а, с координатами — 61.358° с.ш. и 30.885° в.д. Он хорошо выражен на дневной поверхности в виде тектонического уступа, в западной и юго-западной части обнаруживаются столбчато-призматические отдельности, указывающие на конвективные процессы в базальтовом расплаве [3, 7]. Видеосъемка подводной ча-



**Рис. 3.** Характеристики морфоструктуры Валаамского архипелага. (а) – гипсометрическая (*1*) и объемная (*2*) кривая; (б) – зависимость уклонов (*3*) и СКО уклонов (*4*) всего архипелага от глубины; зависимость уклонов (*5*) и СКО уклонов (*6*) самого крутого склона от глубины.

сти юго-западной части острова позволила дать описание структуры пород, слагающих склон (рис. 4).

На основе визуальных экспертных наблюдений в береговых скальных выходах обнаружены крупнозернистые обнажения габбродолеритов (феррогаббро), которые необходимо уточнить опробованием. Они прослеживаются от кромки воды на полого наклонную площадку до уступа на глубине 40—45 м. Площадка слабо обнажена и перекрыта крупноглыбовым материалом, представленным габбродолеритами и полимиктовыми конгломератами.

Геологический разрез в интервале глубин 45– 120 м слагается прочными, устойчивыми к выветриванию, красноцветными с переходами к кирпично-красным, реже желтовато-серыми и зеленовато-серыми рифейскими разнозернистыми песчаниками, гравелитами и алевролитами. Присутствуют прослои кавернозных песчаников с карбонатным цементом. Слоистость пород горизонтальная, присутствуют косослоистые серии. Наблюдаются кварц-полевошпатовые (гранофировые) жилы, встречаются мелкие кварцевые жеоды. Сочетание горизонтальных трещин, субсогласных со слоистостью осадков, с вертикальными трещинами формирует ступенчатый профиль склона.

Площадка у подножья склона на глубинах 120 м сложена светло-серым лейкократовым долеритом, участками — розовато-серым за счет монцонитизации.

На трехмерном изображении подводного склона ниже бровки (глубины 40-45 м) ясно видны выпаханные борозды [1], свидетельствующие о возможных движениях породы вдоль склона к его полошве. Действительно, на этом выпукловогнутом склоне можно наблюдать все факторы, способствующие формированию обвалов: склон с уклонами до 60° и горизонтальной протяженностью несколько сотен метров, слоистость и трещиноватость пород, которые могут сползать под действием силы тяжести при локальных землетрясениях по ложбинам стока. Информация о землетрясениях, произошедших в районе Ладожского озера, приведена в [8]. На подводных фотографиях отчетливо идентифицируются остроугольные края склона, что позволяет сделать вывод о происходивших здесь недавних землетрясениях и сейсмической активности территории.

Осадочный материал, перемещающийся вниз по склону, должен накапливаться в самой глубокой части с малыми уклонами на некотором расстоянии от подножья склона, что требует дополнительных исследований.

Соотношение между глубинами и уклонами на этом самом крутом подводном склоне о. Валаам показано на рис. 3 б, выявляются два значительных пика с наибольшими СКО уклонов на глубинах 45–50 м и 85–100 м, характеризующих про-



**Рис. 4.** Фотографии участков самого крутого подводного склона Валаамского архипелага, сделанные на разных глубинах и проходах а и б: I-а, I-б — кромка на глубине 40 м перед подводным склоном, II-а, II-б — подводный склон на глубине 90 м, III-а, III-б — сочленение дна и подножия склона на глубине 147 м.

странственную изменчивость в несколько раз бо́льшую, чем на этих глубинах всего Валаамского архипелага. Наиболее крутые участки с уклонами более 50° сосредоточены в средней части склона, между указанными интервалами глубин на глубинах 70—80 м. Следует подчеркнуть, что ступенчатый продольный и поперечный профиль дна, полученный при эхолотных промерах, а также отвесные рассеченные многочисленными трещинами уступы берегов западной части о. Валаам указывают на влияние разрывных нарушений в этих районах [5, 9, 10]. Сейсмообвалы могут локализоваться в зонах активных разломов.

# ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Проведенные исследования выполнены по госзаданию № 0154-2019-0001 "Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов".

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Науменко М.А., Гузиватый В.В., Нестеров Н.А., Субетто Д.А. Морфометрические особенности подводного склона юго-западной части острова Валаам // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 371–374.
- Дудакова Д.С., Анохин В.М., Поздняков Ш.Р., Дудаков М.О., Юдин С.Н. Подводные ландшафты островов Мантсинсаари и Лункулансаари в зоне рифейских поднятий в восточной части Ладожского озера // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2021. Т. 85. № 3. С. 433–445.
- 3. Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

- Галаганов О.Н., Горшков В.Л., Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П., Щербакова Н.В. Современные движения земной коры Ладожско-Онежского региона по данным спутниковых и наземных измерений // Совр. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2011. № 8 (2). С. 130–136.
- 5. Анохин В.М., Науменко М.А., Нестеров Н.А. Рельеф дна Ладожского озера и его связь с дизъюнктивами // Известия Русского географического общества. 2016. Т. 148. № 2. С. 44–52.
- Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Влияние активизированных докембрийских разрывных нарушений на рельеф котловины Ладожского озера. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 99–105.
- 7. *Чудов С.В.* Столбчатые базальты и конвекция Рэлея-Бенара. // Природа. 2017. № 6. С. 34–40.

- Ассиновская Б.А., Карпинский В.В. Ладожские сейсмические явления. СПб: изд-во ВСЕГЕИ. (Федеральный исследовательский центр "Единая Геофизическая служба Российской академии наук"). 2020. С. 46.
- Слинченков В.И., Константинов В.М., Николаев В.В. Новейшие разломы Ладожского озера, Кандалакшского залива и о. Имандра по сейсмоакустическим и акустическим данным // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. СПб. ГО "Севморгеология". 1997. С. 22–41.
- Lebas E., Gromig R., Krastel S., Wagner B., Fedorov G., Görtz C., Averes T., Subetto D., Naumenko M., Melles M. Pre-glacial and post-glacial history of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia – Evidence from Lake Ladoga // Quaternary Science Reviews. 2021. V. 251. P. 106637.

# BOTTOM MORPHOSTRUCTURE OF THE VALAAM ARCHIPELAGO IN LAKE LADOGA: THE FIRST VIDEO IMAGES AND QUANTITATIVE ASSESSMENTS

M. A. Naumenko<sup>a,#</sup>, V. V. Guzivaty<sup>a</sup>, D. S. Dudakova<sup>a</sup>, M. O. Dudakov<sup>a</sup>, and V. M. Anokhin<sup>a</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>#</sup>E-mail: m.a.naumenko@mail.ru

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov June 16, 2022

Based on the first created digital model of the Valaam archipelago (Lake Ladoga) with a spatial resolution of  $25 \times 25$  m, a quantitative assessment of the spatial distribution of depths and bottom slopes was carried out. Hypsographic and volumetric curves, as well as histograms and spatial correlation functions, have been constructed, indicating that statistically significant relationships between morphometric parameters exist at distances of no more than 1.5 km for depths and no more than 260 m for bottom slopes. Video filming of the steepest slope of Valaam Island revealed its morphometric features and the structure of the rocks that make up the slope with signs of seismic activity in the area.

*Keywords:* morphostructure of the lake bottom, statistics of depths and slopes, photos of the underwater slope, Valaam archipelago, Lake Ladoga

УДК 574.2/550.42/550.74

# ИЗБЫТОК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАСТИТЕЛЬНЫХ КОРМАХ КАК ПРИЧИНА ГЕОФАГИИ СРЕДИ КОПЫТНЫХ В ГОРНОМ АЛТАЕ

© 2022 г. А. М. Паничев<sup>1,\*</sup>, Н. В. Барановская<sup>2</sup>, И. Ю. Чекрыжов<sup>3</sup>, И. В. Серёдкин<sup>1</sup>, Е. А. Вах<sup>4</sup>, Е. В. Еловский<sup>1</sup>

> Представлено академиком РАН П.Я. Баклановым 08.06.2022 г. Поступило 08.06.2022 г. После доработки 01.08.2022 г. Принято к публикации 04.08.2022 г.

Геолого-гидробиогеохимические исследования, проведенные в двух районах активной геофагии среди растительноядных животных в бассейне Телецкого озера в Горном Алтае, позволяют сделать вывод о том, что потребление животными литогенных веществ характерно для горно-таежных и горно-степных ландшафтов с высокими концентрациями в горных породах растворимых форм редкоземельных элементов (РЗЭ). Высокие концентрации таких форм РЗЭ обнаружены в делювии по некоторым магматическим и метаморфическим породам, а также по сопряженным ледниковым отложениям, в производных почвах и в растительности. Выявленная геохимическая специфика ландшафтов, близкая к той, что обнаружена нами ранее в Сихотэ-Алине, становится причиной разбалансировки состава и концентрации РЗЭ в нейроиммуноэндокринной системе организма. В состоянии гормонального стресса животные стремятся компенсировать возникшую проблему с помощью минеральных сорбентов, которые, как мы выяснили, способны выводить из организма излишки РЗЭ.

Ключевые слова: геофагия, копытные, редкоземельные элементы, биогеохимия, Республика Алтай DOI: 10.31857/S2686739722700062

Причины распространенного в разных регионах мира феномена поедания некоторыми группами животных, а также людьми литогенных минеральных веществ, обозначаемого термином геофагия, несмотря на почти столетний период его изучения остаются по большому счету неизвестными. В 2020 г. в результате проведенных работ в Сихотэ-Алине мы выяснили, что районы, где распространена геофагия среди животных, являются аномальными по концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) практически во всех ландшафтных компонентах, включая внутренние

среды растительноядных животных [1]. Поскольку избыток в кормах РЗЭ нарушает в первую очередь работу нейроиммуноэндокринной системы, основного носителя этой группы элементов в организме [2], то потребление в таких случаях глинистых пород, которые, как мы выяснили, способны сорбировать в пищеварительном тракте избыточные концентрации РЗЭ [1], вполне объяснимо с позиции развиваемой нами редкоземельной гипотезы геофагии.

Летом 2021 г. специалисты из Дальневосточного отделения РАН и Томского политехнического университета продолжили геолого-гидрогеохимические исследования в местах активной геофагии на территории Горного Алтая с целью дальнейшей проверки редкоземельной гипотезы. Для исследований выбрано 2 района в бассейне оз. Телецкое: один на юго-восточном побережье озера и в приустьевой части р. Чулышман (далее Т-район), второй – в верховьях Чулышмана, в районе пос. Язула (далее Я-район).

Выявлено, что все места поедания горных пород животными как в береговой зоне озера, так и по Чулышману находятся в районах развития сильно метаморфизованных преимущественно

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Томский политехнический университет, Томск, Россия <sup>3</sup> Дальневосточный геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

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



**Рис. 1.** Макрокомпонентный состав водных проб из Т- и Я-района (диаграмма Пайпера).

первично осадочных пород протерозойского возраста, представленных, главным образом, кварцхлорит-серицитовыми сланцами, иногда измененными до кварц-полевошпат-биотитовых гнейсов, рядом с выходами интрузий гранитоидов среднепалеозойского возраста.

Все пробы вод, отобранных в исследованных районах (28 в Т-районе и 20 – в Я-районе), оказались ультрапресные, их минерализация не превышает 0.3 г/л. Показатели рН вод по Т-району колеблются от 5.64 до 7.76 (в среднем - 6.67), по Я-району – от 6.25 до 8.20 (7.50). По основному солевому составу в подавляющем большинстве воды гидрокарбонатно-кальциевые, лишь единицы проб с существенной долей сульфат-иона (рис. 1). Содержания Na+ в пробах вод по обоим районам ничтожные, в том числе по Т-району колеблются от 0.81 до 8.15 ppm, среднее -2.29, по Я-району – от 1.43 до 12.4 (6.03). По содержанию большинства микроэлементов воды характеризуются существенными содержаниями (в ppb) только Al (в среднем – 53.2), Sr (52), Mo (3.50), U (1.17) и РЗЭ. Суммарная концентрация растворенных форм РЗЭ по Т-району изменяется (с учетом Sc и Y) от 1.11 до 12.98 ppb; по Я-району – от 0.11 до 2.21. Разброс суммарной доли легких РЗЭ по обоим районам близок, попадая в интервал от 62 до 82%.

На рис. 2 представлены профили NASC-нормированных концентраций лантаноидов и Y в 6 наиболее насыщенных ими пробах вод T-района и одной пробы из Я-района, в сравнении со средними показателями по рекам мира и концентрацией в воде Телецкого озера. Как очевидно, в пробах обоих районов превышение концентраций РЗЭ, по сравнению со среднемировыми, достигает в максимуме до 10 раз.

Существенно меньшие концентрации РЗЭ в водах из районов геофагии в Горном Алтае, в



**Рис. 2.** Профили NASC-нормированных концентраций РЗЭ в пробах вод с максимальным их содержанием в Т- и Я-районах; реки Мира – среднемировые значения по [3], оз. Телецкое по [4].

сравнении с водами из аналогичных районов в Сихотэ-Алине [1], объяснимы более высокими в алтайских водах показателями pH, что связано с распространенностью в породах карбонатов кальция и магния. Определенное значение также имеет климат, который в горах Алтая более сухой и менее теплый.

Среди диких животных, потребляющих породы, как и в Сихотэ-Алине, исключительно растительноядные и всеядные виды. В районе поселков Коо и Язула горные породы не менее активно потребляют домашние животные (овцы и КРС). При опросе жителей в пос. Язула три человека указали то, что случаи внутреннего потребления горных пород встречаются также и среди местного населения.

Все места потребления горных пород в изученных районах Алтая как внешне, так и по месту возникновения очень похожи. На бортах речных долин они часто приурочены к останцам ледниковых морен, а в бортах и на поверхности речных террас - к обнажениям озерно-ледниковых супесей и суглинков. Однотипны "съедобные" породы и по минеральному составу. По данным количественного рентгенофазового определения, в них повсеместно преобладают тонкодисперсные обломки кристаллов кварца и полевых шпатов (в сумме от 41 до 73%). Среди остальных минералов резко преобладают слюды и хлориты — в сумме от 8 до 48%. В качестве минералов-примесей могут присутствовать (не превышая в сумме 5%) каолинит, смектит, кальцит, гипс, анкерит, цеолиты, амфиболы и рутил. Такой минеральный состав принципиально отличается от минерального состава "съедобных" пород из Сихотэ-Алиня. А вот по содержанию РЗЭ алтайские "съедобные" породы вполне сопоставимы с сихотэалинскими, что хорошо видно на рис. 3, где представлены профили NASC-нормированных РЗЭ по поедаемым породам из Т- и Я-районов, которые нало-



**Рис. 3.** Профили NASC-нормированных РЗЭ в потребляемых породах из Т-района (а), Я-района (b), совмещенные с полем значений РЗЭ в потребляемых породах Сихотэ-Алиня (c).

жены на поле значений для аналогичных пород Сихотэ-Алиня [1].

Для автоматизированного количественного определения минеральных агрегатов РЗЭ на электронном микроскопе из обоих районов было отобрано по 4 пробы, в их числе "съедобные" породы, а также пробы грунтов из ледниковых отложений вблизи выходов гранитоидов. В составе обнаруженных агрегатов РЗЭ не менее половины оказались растворимыми фторсодержащими фазами, которые определены как фторкарбонаты РЗЭ (паризит и бастнезит). Остальные агрегаты РЗЭ – фосфаты (первичные монацит, ксенотим, и вторичный рабдофан), также способные быть производными подвижных форм РЗЭ в определенных геохимических обстановках. Похоже, что именно наличие растворимых форм РЗЭ является главным условием появления ландшафтных геохимических аномалий, определяющих высокую вероятность нарушений баланса РЗЭ в организме растительноядных животных и, как следствие, феномена геофагии.



**Рис. 4.** Профили NASC-нормированных содержаний РЗЭ в осоках (*Carex*) в районах активной геофагии в горах Алтая и Сихотэ-Алиня по [1].

Максимальные концентрации РЗЭ в растениях выявлены на гранитах и гнейсах, обогащенных этими элементами. В ледниковых отложениях, находящихся в относительной близости от гранитоидов, уровень концентраций РЗЭ бывает также высок, но чаще занимает среднее положение. Минимальные концентрации характерны для рыхлых отложений, удаленных от их первичных источников – гнейсов и гранитоидов.

В Горном Алтае, как и в Сихотэ-Алине, РЗЭ накапливают не только папоротники, естественные концентраторы этой группы элементов [5], но также осоки и полыни, которые являются кормовыми растениями копытных. На рис. 4 приведены



**Рис. 5.** Профили NASC-нормированных концентраций РЗЭ в осоках (*Carex*) по делювию гранитов в Т-районе и в хвостовой железе благородного оленя (*Cervus elaphus sibiricus*).



**Рис. 6.** Профили NASC-нормированных концентраций РЗЭ в копролитах и соответствующих им исходных породах, собранных в T-районе.

профили максимальных и минимальных содержаний РЗЭ в осоках из двух регионов. Как очевидно, осоки на породах, обогащенных подвижными формами РЗЭ, способны накапливать таких элементов в 100 раз и больше, чем на обычных широко распространенных горных породах с низким содержанием растворимых форм РЗЭ.

Анализ содержания РЗЭ в хвостовой железе благородного оленя (*Cervus elaphus sibiricus*), погибшего от волков в районе Телецкого озера, показал почти полную идентичность профилей концентраций в железе и в осоках, произрастающих по делювию гранитов (рис. 5).

Путем сопоставления концентраций РЗЭ в копролитах и соответствующих потребляемых породах (рис. 6) удалось установить, что тонкодисперсные породы кварц-полевошпат-иллит-хлоритового состава при прохождении по пищеварительному тракту активно сорбируют РЗЭ, причем характер кривых в удаленных друг от друга кудурит-копролитовых аналогах имеет вполне очевидное сходство. Этот характер существенно отличается от характера кривых сорбирования РЗЭ в потребляемых глинах в Сихотэ-Алине, где из организма животных выносятся в наибольшей мере элементы тяжелой подгруппы.

Выявленные нами в Горном Алтае высокие концентрации РЗЭ в растительности, с учетом литературных данных по специфическим патологиям человека, таким как эндомиокардиальный фиброз Леффлера (ЭФЛ), который имеет прямую связь с избытком РЗЭ в растительной диете людей в Индии [6] и в Африке [7], дают нам основание полагать, что геофагия среди растительноядных животных, также как и у людей, связана с нарушенным обменом РЗЭ в организме. Следует заметить, что в южных штатах Индии, неблагополучных по заболеванию ЭФЛ среди людей, распространена также геофагия и среди животных. Такие факты описаны, в частности, на территории природного парка Чиннар [8] в штате Керала, а также в соседнем штате Тамиланд на территории лесного парка Маракканам [9]. Парк Чиннар расположен на горном плато с высотами до 2500 м; которое, как и исследованные территории в бассейне Телецкого озера, сложено метаморфическими породами докембрийского возраста, преимущественно кристаллическими сланцами и гнейсами, в том числе чарнокитового ряда, большая часть РЗЭ в которых сосредоточена в монацитах [10]. Именно с этого плато стекают реки по берегам и в приустьевой части которых выявлены

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

биогеохимические эндемии у людей, связанные с избытком РЗЭ в монацитоносных песках. Аналогичные породы очень широко распространены не только на юге, но и в восточных районах Индии, т.е. повсеместно там, где еще в начале XX в., судя по данным B. Laufer [11], была весьма широко распространена геофагия среди людей.

Заболевание ЭФЛ – это далеко не единственная патология, связанная с нарушением баланса РЗЭ в организме. Во многих работах, посвященных исследованию геофагии у людей, можно найти факты о том, что стремление поедать глину развивается на фоне патологий, сопровождаемых признаками нарушений минерального обмена [12–14], т.е. – сбоями в системе, которая ответственна за минеральный обмен, нормальная работа которой, как вытекает из данных обзора К. Редлинга [2], зависит от правильного баланса в организме РЗЭ.

Таким образом, в результате выполненных работ удалось выяснить, что районы Горного Алтая, где проявлена геофагия у животных так же, как и в Сихотэ-Алине, являются аномальными по концентрации РЗЭ в большинстве ландшафтных компонентов, особенно в кормовой растительности, а потребляемые горные породы, как и в Сихотэ-Алине, действуют на организм как сорбенты РЗЭ. Анализ зарубежных публикаций по геофагии позволил выявить, что ситуация в Горном Алтае наиболее сопоставима с ситуацией в южных и восточных районах Индии, где при сходных геологических характеристиках территории распространена геофагия не только среди животных, но в недалеком прошлом и среди людей, у которых доказана связь эндемических заболеваний с избытком РЗЭ.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке грантов РНФ (№ 20-67-47005 и 20-64-47021).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Seryodkin I.V., et al. Landscape REE anomalies and the cause of geophagy in wild animals at kudurs (mineral salt licks) in the Sikhote-Alin (Primorsky Krai, Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2021. https://doi.org/10.1007/s10653-021-01014-w
- Redling K. Rare Earth Elements in Agriculture with Emphasis on Animal Husbandry. Dissertation, LMU München: Tierärztlichen Fakultät, 2006. https://doi.org/10.5282/edoc.5936
- Gaillardet J., Viers J., Dupré B. Trace Elements in River Waters // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2003. P. 225–272. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3

- Panichev A.M., Seryodkin I.V., Kalinkin Y.N., Makarevich R.A., Stolyarova T.A., Sergievich A.A., et al. Development of the "rare-earth" hypothesis to explain the reasons of geophagy in Teletskoye Lake are kudurs (Gorny Altai, Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2018. V. 40. P. 1299–1316.
- 5. *Wei Z.G., Yin M., Zhang X., et al.* Rare earth elements in naturally grown fern Dicranopteris linears in relation to their variation in soils in South-Jiangxi region (Southern China) // Environ. Pollut. 2001. V. 114. P. 345–355.

https://doi.org/10.1016/s0269-7491(00)00240-2

- Kutty R.V., Abraham S., Kartha C.C. Geographical Distribution of Endomyocardial Fibrosis in South Kerala // International Epidemiological Association. 1996. V. 25. № 6. P. 1220–1207. https://doi.org/10.1093/ije/25.6.1202
- Smith B., Chenery S.R.N., Cook J.M., et al. Geochemical and environmental factors controlling exposure to cerium and magnesium in Uganda // J. Geochem. Explor. 1998. V. 65. Is. 1. P. 1–15. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(98)00066-1
- Ramachandran K.K., Balagopalan M., Vijayakumaran Nayr P. Use pattern and chemical characterization of the natural salt licks in Chinnar wildlife sanctuary (Research report 94). Kerala Forest Research Institute Peechi // Thrissur, 1995. 18 p. Balagopalan/6c861d b7ed63336b97d62b56489a6b3619128c3d
- Voros J., Mahaney W.C., Milner M.W. Geophagy by the Bonnet Macaques (Macaca radiata) of Southern India: A Preliminary Analysis // Primates. 2001. V. 42. Is. 4. P. 327–344. https://doi.org/10.1007/BF02629624
- Anitha J.K., Joseph Sabu, Rejith R.G., et al. Monazite chemistry and its distribution along the coast of Neendakara–Kayamkulam belt, Kerala, India // SN Applied Sciences. 2020. 2: 812. https://doi.org/10.1007/s42452-020-2594-6
- Laufer B. Geophagy Publications of the Field Museum of Natural History. Anthropological Series. 1930. V. 18. № 2. P. 99. 101–198.
- Prasad A.S. A diet of zinc or clay. Citation classic. Current Contents // Life Science. 1991. V. 34. Is. 28. P. 11.
- Collignon R. A propos des troubles des conduites alimentaires du pica des médecins à la géophagie des géographes, des voyageurs et des ethnologues // Psychopathologie africaine. 1992. V. XXIV. Is. 3. P. 385– 396.
- Campuzano Maya G. Pica: el síntoma olvidado // Medicina & Laboratorio. 2011. V. 17. P. 533–552. https://www.medigraphic.com/pdfs/medlab/myl-2011/myl1111-12c.pdf

# EXCESS OF RARE-EARTH ELEMENTS IN PLANT FOODS AS A CAUSE OF GEOPHYGY AMONG UNGULATES IN THE GORNY ALTAY

A. M. Panichev<sup>a,#</sup>, N. V. Baranovskaya<sup>b</sup>, I. Ju. Chekryzhov<sup>c</sup>, I. V. Seryodkin<sup>a</sup>, and E. A. Vakh<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>b</sup> Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

<sup>c</sup> Far East Geological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>d</sup> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences.

VI.1. II Ichev Facific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science Vladivostok, Russian Federation

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

Presented by Academician of the RAS P.Ya. Baklanov June 8, 2022

Geological and hydrobiogeochemical studies carried out in two areas of active geophagy among herbivorous animals in the Teletskoye Lake basin in the Altai Mountains suggest that animal consumption of lithogenic substances is typical for mountain-taiga and mountain-steppe landscapes with high concentrations of soluble forms of rare earth elements (REE) in rocks. High concentrations of such forms of REE were found in the deluvium of some magmatic and metamorphic rocks, as well as on the associated glacial deposits, in the derivative soils and in vegetation. The revealed geochemical specificity of landscapes, similar to what we found earlier in the Sikhote-Alin, becomes the cause of imbalance in the composition and concentration of REE in the neuroimmunoendocrine system of the body. In the state of hormonal stress, animals seek to compensate for this problem by using mineral sorbents, which, as we found out, can remove excess REE from the body.

Keywords: geophagy, ungulates, rare earth elements, biogeochemistry, the Altai Republic

УДК 551.468

# ИССЛЕДОВАНИЕ АНОМАЛЬНОГО БИОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ МРАМОРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2022 г. Академик РАН В. Г. Бондур<sup>1,\*</sup>, В. В. Замшин<sup>1,\*</sup>, О. И. Чверткова<sup>1,\*</sup>

Поступило 28.07.2022 г. После доработки 01.08.2022 г. Принято к публикации 04.08.2022 г.

С использованием длительных временных рядов спутниковых данных исследованы особенности и оценены негативные последствия аномального цветения водорослей, произошедшего в Мраморном море в весенне-летний период 2021 г. Установлено, что площадь обширных скоплений желеобразных агрегатов органических веществ (морской слизи) составила 973 км<sup>2</sup>. Наиболее интенсивные биогенные загрязнения были обнаружены в прибрежных акваториях у провинций Çanakkale, Bursa, Yalova/Kocaeli (Турция). Проанализирован комплекс факторов, которые могли способствовать формированию условий для такого аномально интенсивного биогенного загрязнения. Показано, что наиболее вероятными причинами его развития являются повышение температуры морской среды (среднемесячные значения на 17% превышали климатическую норму), а также уровня фотосинтетически активной радиации (превышение климатической нормы на 27%), сопровождаемые нетипичной для исследуемой акватории изменчивостью полей приповерхностного ветра.

*Ключевые слова:* дистанционное зондирование, спутниковые данные, морские акватории, цветение водорослей, морская слизь, Мраморное море

DOI: 10.31857/S2686739722601508

# введение

Начиная с ноября 2020 г. на поверхности и в водной толще Мраморного моря регистрировались случаи скопления желеобразных агрегатов органических веществ (морской слизи), образовавшихся в результате интенсивного цветения водорослей. Первые случаи регистрации интенсивного образования и распространения морской слизи в Мраморном море, произошедшие в 2020 г., были изложены в работах [1, 2] на основании судовых исследований. При отборе проб выявлялись виды водорослей (Coscinodiscus perforatus, Cylindrotheca closterium, costatum Skeletonema, Gonyaulax fragilis, Gymnodinium sp., Gyrodinium sp. и Dictyocha speculum), способных к продуцированию морской слизи [3].

Процессы возникновения подобного биогенного загрязнения Мраморного моря наблюдались и ранее. Известны случаи регистрации этого явления в осенне-зимние сезоны 1997—1998, 1999— 2000, 2007—2008 гг. [4]. Однако исследуемое в настоящей работе загрязнение этого моря слизью,

аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия начавшееся осенью 2020 г. и достигшее пика весной 2021 г., можно охарактеризовать как аномально сильное [5]). Скопления морской слизи оказывают существенное негативное влияние на морские экосистемы, ограничивают деятельность по использованию водных ресурсов и снижают рекреационный потенциал акваторий и побережья [1, 5]. Поэтому мониторинг подобного биогенного загрязнения морской среды является актуальным.

Наиболее эффективным инструментом для мониторинга загрязнений обширных морских акваторий являются методы дистанционного зондирования [6–12]. Применение спутниковых методов и технологий перспективно для исследования как антропогенных [6], так и естественных воздействий на морские акватории, в том числе связанных с интенсивными цветениями водорослей и их последствиями [9–12]. Одним из перспективных методов выявления загрязнений морских акваторий является обработка многоспектральных спутниковых изображений [7, 8].

Спутниковые данные позволяют выявлять антропогенные и природные факторы, влияющие на формирование и развитие биогенных загрязнений, а также анализировать пространственное распределение ареалов их распространения [9, 10].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Научно-исследовательский институт

<sup>\*</sup>*E-mail: office@aerocosmos.info* 



Рис. 1. Примеры скоплений морской слизи (а, б), обнаруженных с борта кораблей (в) и карта исследуемой акватории [1, 2].

В настоящей работе с использованием специально разработанной методики и многоспектральных спутниковых изображений выполнены исследования пространственно-временного распределения интенсивных биогенных загрязнений Мраморного моря, пик которых наблюдался весной 2021 г. На основании результатов этих исследований выяснялись причины такого аномального явления.

# РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Исследуемый район иллюстрируется на рис. 1, на котором приведены карта Мраморного моря и примеры скоплений морской слизи (а, б), выявленных по наблюдениям с борта кораблей (в) [1, 2].

В настоящей работе исследование пространственных распределений морской слизи во всей акватории Мраморного моря проводилось с использованием многоспектральных оптических изображений, полученных со спутников SENTINEL-2A/B (278 сцен) в весенне-летний период 2021 г. (https://scihub.copernicus.eu/). Кроме того, на основании длительных временных рядов разнородных актуальных и архивных спутниковых, а также модельных информационных продуктов, анализировались гидрометеорологические характеристики. Для этого использовались: 1. Пространственные распределения температуры морской поверхности (ТМП), полученные на основе данных спутниковых спектрорадиометров AVHRR и модельных данных NOAA OISST за период времени с 1981 по 2021 г. (https://www.ncei.noaa.gov/products/climate-datarecords/sea-surface-temperature-optimum-interpolation).

2. Пространственные распределения уровня фотосинтетически активной радиации (ФАР), вычисленные по данным спектрорадиометров MODIS AQUA/TERRA (с 2000 по 2021 г.) (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov).

3. Пространственные распределения широтной и меридиональной составляющих векторов приповерхностного ветра. Эти характеристики были получены за период времени с 1979 по 2021 г. по данным модели NCEP CFSV2 (https://www.cpc.ncep. noaa.gov/products/CFSv2/CFSv2\_body.html).

# МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ предварительных попыток выявления морской слизи, предпринятых, например, в работах [14, 15], показал, что биогенные загрязнения этого типа обладают характерными спектральными особенностями и отображаются на многоспектральных спутниковых изображениях морской поверхности среднего пространственного разрешения в виде желто-бежевых пятен, хорошо



**Рис. 2.** Примеры выявления морской слизи на поверхности Мраморного моря в 2021 г. по изображениям, полученным со спутников SENTINEL-2A/B.

поддающихся идентификации. Дополнительным дешифровочным признаком морской слизи является геометрическая форма (обычно линейчатая, нитевидная, спиралевидная), которая определяется гидрометеорологическими условиями и вовлеченностью в структуру поверхностных течений (см. рис. 2 а–г).

Для корректного распознавания исследуемых объектов и отсеивания объектов, обладающих аналогичными спектральными сигнатурами (блики, пена, скопления взвешенных веществ, мелководье и др.) использовался опыт анализа спутниковых многоспектральных изображений (см., в том числе [7, 8, 16]). В настоящей работе выявление морской слизи на спутниковых многоспектральных изображениях (Sentinel-2A/B) осуществлялось в полуавтоматическом режиме с применением об-Earth лачной платформы Google Engine (https://earthengine.google.com). Для этого использовался метод классификации с обучением CART (Classification and Regression Trees) [17].

После выявления и систематизации зон распространения морской слизи выполнялись исследования длительных временных рядов значимых параметров водной среды и гидрометеорологических характеристик в акватории Мраморного моря. В ряде работ (см., например, [9, 10, 13, 18]) было показано, что такие исследования позволяют выявлять предпосылки развития вредоносных цветений водорослей на основе анализа динамики значимых параметров водной среды с учетом особенностей биофизических механизмов, связывающих режимы и циклы жизнедеятельности фитопланктона и среду его обитания.

В настоящей работе для анализа аномального биогенного загрязнения Мраморного моря по спутниковым данным использовался подход, предложенный в работах [9, 10]. Этот подход основан на сопоставлении значимых параметров водной среды, регистрируемых в период подготовки и развития аномального события, с их "нормальными" (фоновыми) уровнями и анализе выявленных отклонений. Под "нормальными" (фоновыми) уровнями в данном случае понимаются значения параметров водной среды, вычисляемые с использованием линейной аппроксимации доступного для анализа ретроспективного ряда результатов измерений, выполненных для рассматриваемых дат в предшествующие года.

Выявленные отклонения от фоновых уровней значимых параметров водной среды, измеренных спутниковыми методами, анализировались с учетом статистических характеристик ретроспективного ряда результатов измерений. Результаты анализа обобщались и представлялись в виде графиков, характеризующих фоновые и фактические значения ключевых параметров водной среды, которые могут оказывать влияние на процессы интенсификации цветения водорослей.

При решении рассматриваемой задачи применялась регулярная временная сетка с интервалом 1 мес [10]. Среднемесячные значения выбранного значимого параметра водной среды Рср.мес<sub>m</sub> в пределах Мраморного моря для текущего месяца вычислялись по формуле:

$$Pcp.mec_m = \sum_{j=1}^{n_m} s_{j,m}/n_m,$$
(1)

где *m* — сквозной порядковый номер месяца в многолетнем временном ряду наблюдений;

*n<sub>m</sub>* — количество пикселей в пределах исследуемой акватории, в которых было хотя бы одно спутниковое измерение в заданный месяц;

 $s_{j,m}$  — среднемесячное значение исследуемого параметра в текущем пикселе (j — номер пикселя) в пределах исследуемой акватории на заданный месяц.

Для оценки разброса ретроспективного ряда наблюденных ранее значимых параметров водной среды определялась среднеквадратическая ошибка аппроксимации этих параметров  $\sigma_M$  для каждого месяца (в настоящем исследовании использована линейная аппроксимация). Для этого использовалась формула:

$$\sigma_{\rm M} = \sqrt{\frac{\sum \left( (P {\rm cp.mec}_{\rm M})_l - \overline{(P_{\rm M})}_l \right)^2}{N}}, \qquad (2)$$

где  $\overline{P_{\rm M}}$  – аппроксимированное значение исследуемого параметра, соответствующее месяцу с порядковым номером M;

l – номер года;

*N* — число лет, вошедших в анализируемый временной ряд.

Описанный подход к обработке долговременных рядов данных применялся для каждого из 4 типов исследуемых значимых параметров водной среды (температура морской поверхности, уровень фотосинтетически активной радиации, две составляющие векторов приповерхностного ветра). Эти параметры определялись для каждого месяца в период времени с июля 2020 г. по июнь 2021 г. Результаты измерения фактических среднемесячных параметров водной среды *P*ср.мес<sub>*m*</sub> (48 реализаций – 4 типа значимых параметров для 12 мес) анализировались с использованием условия:

$$P_m > \overline{P_M} + \sigma_M$$
 или  $P_m < \overline{P_M} - \sigma_M$  (3)

Выполнение условия (3) является признаком наличия аномальной ситуации для месяца т.

На рис. 3 в качестве примера приведен временной ряд значений температуры поверхности Мраморного моря в феврале, полученный с использованием формулы (1) для ряда спутниковых наблюдений, охватывающего период времени с 1982 по 2021 г. Как видно из рис. 3, фактическое значение ТМП в феврале 2021 г. составило 10.34°С, что выше среднего фонового уровня (9.10°С). Фактическое значение ТМП выходит за пределы диапазона  $\overline{P_{\rm M}}$  +  $\sigma$ M и  $\overline{P_{\rm M}}$  –  $\sigma$ M, показанного на рис. 3 пунктиром (т.е. интерпретируется как аномальная ситуация).

Помимо фоновых и фактических уровней исследуемых параметров водной среды, вычислялись их среднемноголетние значения. Среднемноголетнее значение исследуемого значимого параметра водной среды (в представленном на рис. 3 примере – ТМП, февраль с 1981 по 2021 г.) составило 8.28°С. Расхождения фоновых (ожидаемых с учетом линейной аппроксимации) и среднемноголетних значений свидетельствуют о вкладе многолетнего тренда роста ТМП, что должно приниматься во внимание при анализе результатов исследования.

Для временны́х периодов, в пределах которых выполнялось условие (3), формировались пространственные распределения значимых параметров водной среды, которые анализировались с использованием геоинформационной системы (ГИС), созданной в ходе выполнения настоящего исследования с применением программного инструментария платформы QGIS (https://qgis.org). После этого выполнялись интерпретация и комплексный анализ выявленных аномальных отклонений значимых параметров водной среды и их сочетаний с привлечением данных о полях течений в Мраморном море.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Систематизация результатов обработки спутниковых и других данных проводилась с использованием ГИС. Это позволило выявить особенности пространственно-временного распределе-



**Рис. 3.** Пример одного из исследуемых долговременных рядов значений температуры поверхности Мраморного моря за февраль с 1981 по 2021 г. (данные NOAA OISST), иллюстрирующий отклонение фактически измеренного значения в 2021 г. (красный кружок) от фонового (черный кружок) и среднемноголетнего значения (синий кружок).

ния морской слизи в акваториях Мраморного моря. На рис. 4 иллюстрируется временной ряд карт зон скопления морской слизи (а–г), зарегистрированных по спутниковым изображениям (SENTINEL-2A/B) в течение 4 временны́х интервалов длительностью 1 мес каждый — с марта по июнь 2021 г.

На рис. 4 д приведен график, демонстрирующий динамику площади морской слизи за период времени с 01 февраля 2021 г. по 31 июля 2021 г. На рис. 4 е представлена обобщенная карта количества случаев наблюдений морской слизи с выделенными участками ее наиболее плотных скоплений.

Из анализа результатов обработки многоспектральных оптических изображений, полученных со спутников SENTINEL-2A/В (см. рис. 4 д), следует, что наиболее интенсивные загрязнения поверхности Мраморного моря слизью наблюдались в мае 2021 г. Общая площадь выявленной морской слизи, вычисленная как сумма площадей векторных полигонов (оконтуривающих морскую слизь), составила ~973 км<sup>2</sup>.

Анализ карт, представленных на рис. 4, свидетельствует о том, что морская слизь наиболее часто регистрировалась в восточном и юго-восточном (у провинций Yalova/Kocaeli и Bursa cooтветственно), южном, а также в центральном (у провинции Balikesir) и западном (у провинции Çanakkale) районах моря (см. рис. 4 е).

Результаты обработки долговременных серий спутниковых и модельных данных о ТМП, ФАР и составляющих скоростей приповерхностного ветра приведены в виде графиков, представленных на рис. 5. Наибольший интерес вызывает анализ совокупности графиков, демонстрирующих временной ряд ТМП с июня 2021 г. по июль 2022 г. (рис. 5 а). Обращают на себя внимание отклонения среднемноголетних значений ТМП (синяя линия на рис. 5 а) от уровней, ожидаемых согласно линейной аппроксимации (черная линия на рис. 5 а), которые для некоторых месяцев превышают величину более  $1^{\circ}$ С. Эти отклонения свидетельствуют о значительном многолетнем положительном тренде ТМП в Мраморном море. Этот тренд также хорошо виден на примере графика межгодовой динамики температур февраля (на рис. 3).

Следует отметить наличие сильных положительных температурных аномалий, выходящих за пределы диапазона, определяемого условием (3)  $\overline{P_{\rm M}}$  +  $\sigma$ M и  $\overline{P_{\rm M}}$  –  $\sigma$ M (см. рис. 5 а, аномалии I, II, III), которые были обнаружены в октябре 2020 г. (приблизительно за месяц до поступления первых сообщений о судовых наблюдениях морской слизи в Мраморном море), а также в январе и феврале 2021 г. (приблизительно за два месяца до интенсификации процесса формирования слизи на морской поверхности).

Анализ рис. 5 а показал, что температурная аномалия I, зафиксированная в октябре 2020 г., характеризуется превышением фонового уровня ТМП на 2.22°С (на 11.5%), а аномалии II и III (январь и февраль 2021 г.) – на 1.6°С (16.7%) и на 1.38°С (15.4%) соответственно (см. рис. 5 а). Выявленные температурные аномалии рассматриваются в качестве одного из значимых факторов интенсификации развития микроводорослей [9, 10,



**Рис. 4.** Временной ряд карт зон скопления морской слизи (а–г), зарегистрированных по спутниковым изображениям SENTINEL-2A/B; график динамики площади морской слизи (д); карта количества случаев наблюдений морской слизи (е) с выделенными участками (1, 2, 3) наиболее плотных скоплений морской слизи.

19], продуцировавших аномально большое количество морской слизи в 2021 г.

Из анализа рис. 5 б следует, что в феврале 2021 г. наблюдалась также сильная положительная аномалия уровня ФАР, достигавшая 4.65 э/м<sup>2</sup>/сут, что на 27.3% превысило ожидаемое значение (см. рис. 5 б, IV).

На основании результатов анализа рис. 5 а и рис. 5 б справедливо предположить, что положительные аномалии ФАР и ТМП оказали суще-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022



**Рис. 5.** Графики, характеризующие аномалии гидрометеорологических условий, способствовавших интенсификации генерации морской слизи: температура морской поверхности ((а), аномалии I, III, III), уровень фотосинтетически активной радиации ((б), аномалия IV), компоненты векторов приповерхностного ветра ((в, г), экстремумы V–VIII).


**Рис. 6.** Пространственные распределения биогенных загрязнений акватории Мраморного моря. Участки 1,2,3 (показывают наиболее плотные скопления морской слизи в Мраморном море), наложенные на карту трендов температуры морской поверхности в период с марта по июнь 2021 г. (а) и карту поверхностных течений (б).

ственное влияние на интенсификацию развития фитопланктона. Положительные аномалии ТМП рассматриваются в качестве ключевого фактора для интенсификации развития микроводорослей в ряде работ (см., например, [5, 9, 19]). При этом известно [20], что влияние высоких уровней ФАР в весенний период имеет большое значение для метаболизма фитопланктона.

Вместе с этим анализ рис. 5 в-г показывает, что как в ноябре 2020 г. во время начала образования скоплений морской слизи на глубине (о чем сообщено в работе [1]), так и в январе 2021 г. в преддверии развития обширных образований слизи на морской поверхности была зарегистрирована нетипичная для исследуемой акватории изменчивость полей приповерхностного ветра. Так, в ноябре 2020 г. меридиональная и широтная составляющие характеризовались значениями — 3.56 м/с и —3.18 м/с соответственно (см. рис. 5 в, V и рис. 5 г, VI), что эквивалентно скорости ветра 4.78 м/с (ожидаемое значение —1.24 м/с). В январе 2021 г. (см. рис. 5 в, VI и 5 г, VIII) также наблюдались аномалии составляющих приповерхностного ветра, обусловившие нетипичное для января направление ветра в Мраморном море (превалировала меридиональная составляющая величиной 2.08 м/с — при практически нулевой широтной составляющей).

Примечательно, что в ноябре 2020 г. аномалия поля ветра выразилась в значительном увеличении его скорости (на 285%) по сравнению с ожидаемым уровнем (см. рис. 5 в, V и рис. 5 г, VI), а в январе аномалия была выражена в изменении направления ветра на практически противоположное (см. рис. 5 в, VI и 5 г, VIII). Повышенные скорости ветра в ноябре 2020 г. обеспечивали интенсификацию перемешивания приповерхностного слоя, что являлось благоприятным фактором для развития фитопланктона [11, 13]. При этом нетипичное направление ветра в январе 2021 г. (на север) усиливало перенос прогретых вод от южных берегов вглубь акватории. В данном направлении и концентрировались наиболее обширные биогенные загрязнения Мраморного моря (см. рис. 4).

Пространственные распределения биогенных загрязнений акватории Мраморного моря и трендов температуры морской поверхности в период с марта по июнь 2021 г. иллюстрируются на рис. 6 а. Их совместный анализ позволил выявить приблизительное соответствие зон скопления морской слизи и районов, характеризующихся высокими значениями скорости изменения температуры морской поверхности (участки карты трендов температуры морской поверхности темно-красного цвета на рис. 6 а) в марте-июне 2021 г.

При этом следует обратить внимание на то, что наиболее свободный от морской слизи район Мраморного моря был расположен в зоне действия течений, направленных со стороны пролива Босфор (см. рис. 6 б), характеризующийся самыми низкими скоростями изменения температуры (участки карты температуры морской поверхности белого цвета, рис. 6 а) в марте-июне 2021 г.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов исследований, проведенных с использованием многоспектральных спутниковых изображений, установлено, что с 23 марта по 30 июня 2021 г. выявлено аномальное биогенное загрязнение морской слизью поверхности Мраморного моря на площади ~973 км<sup>2</sup>.

В результате обработки и анализа длительных временных рядов спутниковых и модельных данных о гидрометеорологических параметрах Мраморного моря (с 1981 по 2021 г.) показано, что вследствие сложившегося комплекса специфических гидрометеорологических условий (превышение температуры на ~17% от нормы, превышение уровня фотосинтетически активной радиации на 27% от нормы, необычные для исследуемых сезонов скорости и направления ветра), согласованно способствующих интенсификации размножения водорослей-продуцентов морской слизи, интенсивно производились биогенные макроагрегаты, впоследствии образовавшие обширные скопления слизи на морской поверхности. Таким образом, была продемонстрирована эффективность применения предложенного подхода к анализу длительных ретроспективных рядов значимых параметров водной среды, сформированных с использованием комплекса спутниковых и модельных данных (SENTINEL-2A/B, NOAA OISST, NCEP CFSV2, MODIS AQUA/TERRA), к задаче исследования редкого экологического происшествия, связанного с аномально интенсивными загрязнениями морской среды биогенными макроагрегатами.

Результаты и методика исследования могут быть использованы в будущем для изучения предпосылок и оценки рисков возникновения вредоносных цветений водорослей и биогенных загрязнений в морских акваториях.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2020-776.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Karadurmuş U., Sari M. Marine mucilage in the Sea of Marmara and its effects on the marine ecosystem: mass deaths // Turk J Zool. 2022. P. 93–102. https://doi.org/10.3906/zoo-2108-14
- 2. *Topçu N.E.*, *Öztürk B.* The impact of the massive mucilage outbreak in the Sea of Marmara on gorgonians of Prince Islands: A qualitative assessment // Black Sea/Mediterranean Environment. 2021. V. 27. № 2. P. 270–278. https://blackmeditjournal.org/volumes-archive/vol-27-2021/vol-27-2021-no-2/the-impact-of-the-massive-mucilage-outbreak-in-the-sea-of-marmara-on-gorgonians-of-prince-islands-a-qualita-tive-assessment/
- 3. Ergul H., Balkis-Ozdelice N., Koral M., Aksan S., Durmus T., Kaya M., Kayal M., Ekmekci F., Canli O. The early stage of mucilage formation in the Marmara Sea during spring 2021 // Black Sea/Mediterranean Environment. 2021. V. 27. № 2. P. 232–257. https://blackmeditjournal.org/volumes-archive/vol-27-2021/vol-27-2021-no-2/the-early-stage-of-mucilage-formation-in-the-marmara-sea-during-spring-2021/
- Tüfekçi V., Balkis N., Beken Ç.P., Ediger D., Mantikci M. Phytoplankton Composition and Environmental Conditions of the Mucilage Event in the Sea of Marmara // Turk, J. Biol. 2010. V. 34. P. 199–210. https://doi.org/10.3906/BIY-0812-1
- Savun B., Gazioglu C. Mucilage Problem in the Semi-Enclosed Seas: Recent Outbreak in the Sea of Marmara // Int. J. Environ. Geoinformatics. 2021. V. 8. P. 402–413. https://doi.org/10.30897/ijegeo.955739
- Bondur Valery G. Satellite monitoring and mathematical modelling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // Waste Water – Evaluation and Management, 2011. ISBN978-953-307-233-3. P. 155–180. https://doi.org/10.5772/16134

http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-ofdeep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas.

- Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. Исследования полей течений и загрязнений прибрежных вод на Геленджикском шельфе Черного моря с использованием космических данных // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 3–11.
- Бондур В.Г., Килер Р.Н., Старченков С.А., Рыбакова Н.И. Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий с использованием многоспектральных спутниковых изображений высокого пространственного разрешения // Исследование Земли из космоса. 2006. № 6. С. 42–49.
- Бондур В.Г., Замшин В.В., Чверткова О.И. Исследование из космоса экологического происшествия у полуострова Камчатка в сентябре-октябре 2020 года, связанного с красным приливом // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. №. 1. С. 83–90. https://doi.org/10.31857/S2686739721030014
- 10. Bondur V., Zamshin V., Chvertkova O., Matrosova E., Khodaeva V. Detection and Analysis of the Causes of Intensive Harmful Algal Bloom in Kamchatka Based on Satellite Data // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. V. 9. № 10. P. 1–19. https://doi.org/10.3390/jmse9101092
- Stumpf R.P., Tomlinson M.C. Remote Sensing of Harmful Algal Blooms // Remote Sensing and Digital Image Processing. 2007. P. 277–296. https://doi.org/Stumpf, R.P., & Tomlinson, M.C. (2007). Remote Sensing of Harmful Algal Blooms. Remote Sensing and Digital Image Processing, 277–296. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3100-7\_12
- Klemas V. Remote Sensing of Algal Blooms: An Overview with Case Studies // J. Coast. Res. 2012. V. 28. P. 34–43.

https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00051.1

13. *Komuscu A.U., Aksoy M., Doğan O.H.* An Analysis of Meteorological Conditions in Relation to Occurrence

of the Mucilage Outbreaks in Sea of Marmara, An Analysis of Meteorological Conditions in Relation to Occurrence of the Mucilage Outbreaks in Sea of Marmara, March-June 2021 // Int. J. Environ. Geoinformatics. 2022. V. 9. P. 126–145. https://doi.org/10.30897/ijegeo.1037842

- 14. Медведева А.В., Станичный С.В. Морская слизь проявление в данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 3. С. 314–319. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-3-314-319
- Hu C., Qi L., Xie Y., Zhang S., Barnes B.B. Spectral characteristics of sea snot reflectance observed from satellites: Implications for remote sensing of marine debris // Remote Sens. Environ. 2022. V. 269. P. 112842. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112842
- Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003– 2011) // Ocean Science. 2018. V. 14. No 1. P. 87–103. https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018
- 17. Breiman L., Friedman J., Stone C.J., Olshen R.A. Classification and Regression Trees. Taylor & Francis. 1984. 372 p.
- Kuroda H., Taniuchi Y., Watanabe T., Azumaya T., Hasegawa N. Distribution of Harmful Algae (Karenia spp.) in October 2021 Off Southeast Hokkaido, Japan // Front. Mar. Sci. 2022. V. 9. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.841364
- 19. Anderson D.M. Toxic algal blooms and red tides: A global perspective. Elsevier. 1989. P. 11–16.
- 20. *Horn H., Paul L.* Interactions between Light Situation, Depth of Mixing and Phytoplankton Growth during the Spring Period of Full Circulation // Int. Rev. Gesamten Hydrobiol. Hydrogr. 1984. V. 69. № 4. P. 507–519. https://doi.org/10.1002/iroh.19840690405

## STUDYING OF ANOMALOUS BIOGENIC POLLUTION OF THE SEA OF MARMARA USING SATELLITE DATA

## Academician of the RAS V. G. Bondur<sup>*a*,#</sup>, V. V. Zamshin<sup>*a*,#</sup>, and O. I. Chvertkova<sup>*a*,#</sup>

<sup>a</sup> AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation # E. weile office@consecutors info

*<sup>#</sup>E-mail: office@aerocosmos.info* 

Negative effect of anomalous algae blooms in the Sea of Marmara in spring—summer 2021 were studied and assessed using long-term time series of satellite data. It has been found that the area of extensive clumps of jelly-like organic matter (marine mucilage) was 973 km<sup>3</sup>. The most intensive biogenic pollutions were detected in the coastal waters of Canakkale, Bursa, and Yalova/Kocaeli provinces of Turkey. A set of factors that could contribute to favorable conditions for such an anomalously intense biogenic pollution was analyzed. It has been shown that the most probable causes for such pollution were the increase in marine environment temperature (the monthly average value exceeded the climatic norm by 17%), as well as in the level of photosynthetic active radiation (exceeded the climatic norm by 27%) accompanied by the uncommon for the studied water area and near-surface wind field variability.

*Keywords:* remote sensing, satellite data, marine water areas, algae blooms, marine mucilage, the Sea of Marmara УДК 574, 551.583

# СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА СОВРЕМЕННОГО ПОТОКА УГЛИСТЫХ ЧАСТИЦ В ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА ШИРА (ЮГ СИБИРИ), ОЦЕНЕННАЯ С ПОМОЩЬЮ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЛОВУШЕК

© 2022 г. Л. А. Бурдин<sup>1,2</sup>, Д. Ю. Рогозин<sup>1,2,\*</sup>, академик РАН А. Г. Дегерменджи<sup>1</sup>

Поступило 10.06.2022 г. После доработки 15.07.2022 г.

Принято к публикации 19.07.2022 г.

Лесные и степные пожары несут угрозу природным экосистемам и существенно ухудшают условия жизни людей, населяющих прилегающие территории. Углистые частицы, поступающие в атмосферу при пожарах, попадая в водоемы, сохраняются в донных отложениях и служат индикаторами интенсивности и частоты пожаров при палео-лимнологических реконструкциях. Исследования современных процессов формирования состава озерных отложений методами прямых наблюдений достаточно редки, несмотря на то, что только такие исследования позволяют проверить адекватность интерпретации содержимого древних слоев донных отложений. С помощью цилиндрических ловушек, инкубируемых в глубине озера Шира в период с 2012 по 2019 г., впервые была оценена сезонная динамика седиментационного потока углистых частиц размером свыше 100 микрон в донные отложения озера. Показано, что поток частиц возрастает ежегодно в период с октября по май, что объясняется двумя факторами: сжиганием топлива жителями окружающих поселков для отопления жилищ в холодный период года и весенними степными пожарами, происходящими в апреле-мае. В теплый период года поток существенно снижается, следовательно, костры, разводимые отдыхающими, являются менее значимым источником поступления углистых частиц в озеро. Наши данные показывают значительный вклад антропогенных факторов в седиментационный поток углистых частиц, как в виде следов от сжигаемого топлива, так и в виде следов от пожаров. Оцененный нами ежегодный поток углистых частиц в ловушки совпадает по порядку с величиной, оцененной для других озер по содержанию углистых частиц в современных донных отложениях. Полученные данные позволят более точно интерпретировать распределения углистых частиц в кернах донных отложений и реконструировать динамику пожаров на юге Сибири в позднем голоцене.

*Ключевые слова:* угольные частицы, озерные отложения, пожары, седиментационные ловушки, южная Сибирь, палеоклимат

**DOI:** 10.31857/S2686739722601119

В настоящее время во многих регионах мира наблюдается усиление частоты и интенсивности природных пожаров, что вызвано как антропогенной деятельностью, так и климатическими изменениями [1]. Лесные и степные пожары несут угрозу природным экосистемам и существенно ухудшают условия жизни людей, населяющих прилегающие территории. Для степных районов умеренного пояса характерны пожары, вызванные умышленными или случайными поджогами сухой прошлогодней травы в весеннее время (конец апреля — начало мая). Степные регионы юга Сибири и, в частности, территория Минусинской котловины (Красноярский край и Республика Хакасия) в значительной степени страдают от таких пожаров. Здесь по данным обсерватории NASA активность пожаров варьирует в диапазоне 1–10 пожаров/1000 км<sup>2</sup> день (данные за 2015 г.) [2]. Ежегодно от пожаров страдают жилые и хозяйственные постройки. Например, 12 апреля 2015 г. сильный пожар уничтожил жилые дома одновременно в нескольких поселках Ширинского района Республики Хакасия, в том числе десятки домов в районном центре п. Шира, были человеческие жертвы.

С другой стороны, пожары, вызванные естественными причинами (например, возгорания от молний), часто являются необходимым фактором существования природных экосистем и ускоряют круговорот углерода в биосфере [2]. Поскольку частота и интенсивность пожаров зави-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт биофизики Сибирского отделения

Российской академии наук, Красноярск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

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

сят от вариаций климатических факторов, в первую очередь температуры и влажности, прогноз пожарных обстановок в условиях возможных климатических изменений представляет собой чрезвычайно актуальную задачу для данной территории. В свою очередь для адекватного прогноза необходима информация о частоте и интенсивности пожаров в прошлом. Оценка вклада климатических и антропогенных факторов в современную пожарную обстановку может быть сделана на основе сравнения с динамикой пожаров в прошлом, реконструированной по природным архивам [1].

Одним из лучших архивов являются донные отложения глубоких озер. Углистые частицы, попадающие в атмосферу в результате горения растений, сохраняются в озерных отложениях и широко используются для палеореконструкций в качестве количественного индикатора интенсивности пожаров [1]. Показано, что микрочастицы угля (менее 100-125 мкм) отражают региональный фон пожаров на обширной территории, тогда как макрочастицы (более 100 мкм) отражают скорее локальную пожарную обстановку в окрестности данного озера [3]. Очевидно, что для верной интерпретации данных, полученных из кернов древних озерных отложений, необходимы прямые наблюдения за динамикой современных потоков углистых частиц в водоемы. Такая информация может быть получена только в ходе прямых наблюдений за седиментационным процессом с помощью ловушек, устанавливаемых на дне водоемов [4, 5]. В период с 2012 по 2019 г. в озере Шира устанавливались седиментационные ловушки с целью анализа наличия углистых макрочастиц углей и оценки сезонной динамики поступления этих частиц в донные отложения озера Шира. В настоящей работе мы исследовали современную сезонную динамику седиментационного потока углистых частиц в донные отложения озера, расположенного на населенной территории, и выявили существенный вклад антропогенных факторов в этот поток. Полученные данные позволят более точно интерпретировать распределения углистых частиц в кернах донных отложений и реконструировать динамику пожаров на юге Сибири в позднем голоцене.

Озеро Шира (54°30' с.ш., 90°11' в.д.) находится в Ширинском районе Республики Хакасия, в 15 км от районного центра п. Шира. Озеро овальной формы, размерами 5.3 × 9.3 км, площадью 35.9 кв. км, максимальная глубина 24 м (2019) [6]. Озеро расположено на территории Северо-Минусинской котловины. Климат данной местности резко-континентальный: средняя температура июля около +18°С, января около – 19°С. Потенциальное испарение на данной территории (600 мм год<sup>-1</sup>) превышает среднегодовое количество осадков (300 мм год<sup>-1</sup>) [7]. Полуаридный климат способствует формированию степного ландшафта и многочисленных бессточных озер. Озеро Шира обладает бальнеологическими свойствами, на его берегу круглогодично функционирует известный курорт "Озеро Шира" [6], который является основным градообразующим предприятием для поселка Жемчужный, расположенного на юго-западном берегу озера. К поселку примыкают дачные массивы и базы отдыха. В летнее время озеро является популярным местом отдыха, здесь функционирует большое количество кемпингов и неорганизованных стоянок отдыхающих.

Седиментационные ловушки устанавливали в период с 2012 по 2019 г. в различные сезоны в центральной глубоководной части озера вблизи точки с координатами (GPS 54.30.350 с.ш., 90.11.350 в.д.). Точные даты установки и извлечения ловушек приведены в табл. 1. Ловушки представляли собой открытые с верхнего конца полипропиленовые цилиндры длиной 580 мм, диаметром 103 мм. Ловушки размещались на расстоянии около 4 м от дна (на глубине 20 м) на одном капроновом шнуре, установленном на якоре, с буем на верхнем конце для придания шнуру вертикального положения. После извлечения из воды и транспортировки на берег ловушки выдерживали в вертикальном положении 4 ч, затем сливали верхнюю часть воды через сливные отверстия, расположенные на уровне 100 мм от дна. Остаток тшательно размешивали в оставшемся объеме воды, равном 900 мл, полученную суспензию переливали в пластиковые емкости, герметично закрывали без пузырька воздуха и хранили в темноте при +4°С до обработки [8].

Летом 2017 г. не удалось извлечь ловушку, установленную в мае 2017, поэтому в августе 2017 г. была установлена еще одна ловушка. Обе ловушки были извлечены одновременно в октябре 2017 (табл. 1), поэтому поток в период с мая по август для 2017 г. был рассчитан по разности содержимого обеих ловушек (рис. 2).

Осадочный материал каждой ловушки, хранимый в виде суспензии в герметичных пластиковых бутылках, тщательно перемешивали и отливали 100 мл для анализа углистых частиц. Анализ проводили на основе методик, описанных в работах [3, 9]. Осадочный материал ловушек просеивали мокрым способом через ткань с размером ячеи 100 мкм. Полученный остаток выдерживали 1 ч в 6% гипохлорите натрия для отбеливания и снова просеивали через ту же ткань. Остаток помещали в камеру Богорова и просматривали под стереомикроскопом в отраженном свете при 25– 40-кратном увеличении. В качестве объектов для сравнения использовали измельченный древесный и активированный уголь. Углистые частицы распознавались по наличию металлического блеска, острых граней и хрупкости. Седиментационный поток рассчитывали по формуле:

$$F = \frac{NV}{v\Delta tS},$$

где F – поток углистых частиц (шт см<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>), N – количество подсчитанных углистых частиц в анализируемом образце (шт), V – исходный объем суспензии осадочного материала, извлеченный из ловушки (мл), v – объем анализируемого образца суспензии (мл),  $\Delta t$  – время экспозиции ловушки в озере (сут), S – площадь открытой части ловушки (см<sup>2</sup>).

Во всех ловушках были обнаружены углистые частицы различной формы (рис. 1), которые, согласно литературным данным, были интерпретированы как следствия пожаров в непосредственной близости от озера, на окружающей территории в радиусе менее 10 км [3]. При подсчете все углистые частицы были разделены на три типичные группы, различающиеся по форме. Первая группа частиц имела вытянутую форму, которая интерпретируется как остатки травянистых растений, тонких корней и т.п. [9], это объекты условно названы "травинки" (рис. 1 а). Вторая группа имела вид тонких плоских "чешуек" (рис. 1 б), и условно была названа "листики", поскольку интерпретируется в литературе как остатки листьев [9]. Третью группу составляли объемные "частицы" (рис. 1 в), предположительно являющиеся остатками от горения древесины, угля и прочих горючих твердых материалов. Во всех ловушках количество углистых частиц было небольшим, что объясняется малым количеством анализируемого материала. Преобладали "частицы", причем в зимних ловушках их было заметно больше. "Травники" и "листики" в большинстве ловушек вообще отсутствовали. Поэтому сезонную динамику потока углистых частиц мы оценивали по суммарному количеству без разделения на группы. Динамика потоков демонстрировала четко выраженную сезонность с максимумами в

Таблица 1. Перечень седиментационных ловушек

Дата установки	Дата извлечения	Длительность экспозиции
27 мая 2012	7 июля 2012	41
8 июля 2012	4 сентября 2012	58
4 сентября 2012	24 октября 2012	50
24 октября 2012	31 мая 2013	219
31 мая 2013	8 июля 2013	39
10 июля 2013	3 сентября 2013	55
4 сентября 2013	23 октября 2013	49
24 октября 2013	26 мая 2014	214
28 мая 2014	9 июля 2014	41
25 мая 2016	3 августа 2016	70
6 августа 2016	16 октября 2016	71
16 октября 2016	27 мая 2017	223
27 мая 2017	24 октября 2017	150**
4 августа 2017	24 октября 2017	81**
24 октября 2017	30 мая 2018	218
30 мая 2018	4 августа 2018	66
4 августа 2018	21 октября 2018	78
21 октября 2018	28 мая 2019	219
29 мая 2019	23 июля 2019	55

\*\*Поток за период с мая по август 2017 г. рассчитывали по разности двух ловушек (пояснения в тексте).

период с октября по май и минимумами летом и в начале осени (рис. 2). Очевидно, что в зимнее время существенно возрастает поступление угольков от сжигаемого топлива (уголь, дрова) для отопления жилищ в окрестных поселках. Помимо частных жилищ, в поселке Жемчужный расположены угольные котельные с высокими трубами, которые, вероятно, служат источником поступления несгоревших угольков на ледовую поверхность озера.

В свою очередь, в период конца апреля — начала мая после схода снега здесь наблюдается наи-



Рис. 1. Типичные формы углистых частиц, обнаруженные в седиментационных ловушках в озере Шира.



Рис. 2. Поток углистых частиц в седиментационные ловушки в озере Шира.

большее количество степных пожаров, обусловленных наличием сухой прошлогодней травы, поджигаемой людьми случайно или целенаправленно. Таким образом, угольки от двух разных источников — зимнего сжигания топлива и весенних пожаров — попадают в одни и те же ловушки "октябрь—май", поэтому оценить вклад каждого из источников в отдельности невозможно без специальных исследований. Однако преобладание угольков типа "частицы", показывает, что основной вклад дает сжигание топлива. При горении степной растительности следовало бы ожидать преобладания угольков типа "травинки" и "листики", чего в нашем случае не наблюдается.

Интегрирование кривой на рис. 2 на участках непрерывной экспозиции ловушек позволяет оценить годовой поток углистых частиц. Для периодов май 2012-май 2014 и октябрь 2016-октябрь 2018 г. эта величина составила около 2.5 и 3 шт. см<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup> соответственно. Данные величины по порядку сопоставимы с потоками, оцененными в кернах озерных отложений в разных частях мира [1, 9]. По нашим предварительным оценкам, в кернах современных донных отложений озера Шира эта величина составляет около 1-1.5 шт. см $^{-2}$  год $^{-1}$ , тогда как в более древних отложениях возрастом более ста лет поток заметно ниже – порядка 0.1–0.2 шт. см<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>. Таким образом, поток, измеренный методом ловушек, совпадает по величине с таковым, оцененным по современным донным отложениям, что говорит об адекватности применения метода ловушек и доказывает хорошую сохранность угольков в древних отложениях. Оцененная нами величина современного потока превышает таковую для более древних отложений, что подтверждает вывод об увеличении седиментационного потока углистых частиц в современный период за счет антропогенных факторов.

Исследования современных процессов формирования состава озерных отложений методами прямых наблюдений достаточно редки, несмотря на то, что только такие исследования позволяют проверить адекватность интерпретации содержимого древних слоев донных отложений. Ценность данной работы заключается в том, что на протяжении нескольких лет выявлена повторяющаяся сезонная периодичность потока углистых частиц, которая показала, что основной вклад в этот поток вносят антропогенные факторы. Полученная нами информация будет полезна для интерпретации профилей углистых частиц в кернах более древних озерных отложений данного региона.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы осуществлялись в рамках Государственного задания № 0287-2021-0019 Института биофизики СО РАН. Лабораторные исследования, анализ всех данных и написание статьи выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 22-27-00398, https://rscf.ru/project/22-27-00398/

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Marlon J.R. What the past can say about the present and future of fire // Quaternary Research. 2020. V. 96. P. 66–87.
- Leys B.A., Marlon J.R., Umbanhowar C., Vannière B. Global fire history of grassland biomes // Ecology and Evolution. 2018. V. 8. P. 8831–8852.
- 3. *Anderson S., Wahl D.* Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use // Global and Planetary Change. 2016. V. 138. P. 82–92.

- Ojala A.E.K., Kosonen E., Weckstro m J., Korkonen S., Korhola A. Seasonal formation of clastic-biogenic varves: the potential for palaeoenvironmental interpretations // GFF. 2013. V. 135. P. 237–247.
- Apolinarska K., Pleskot K., Pełechata A., Migdałek M., Siepak M., Mariusz Pełechaty M. The recent deposition of laminated sediments in highly eutrophic Lake Kierskie, western Poland: 1 year pilot study of limnological monitoring and sediment traps // Journal of Paleolimnology. 2020. V. 63. P. 283–304.
- Rogozin D.Y., Tarnovsky M.O., Belolipetskii V.M., Zykov V.V., Zadereev E.S., Tolomeev A.P., Drobotov A.V., Barkhatov Y.V., Gaevsky N.A., Gorbaneva T.B., Kolmakova A.A., Degermendzhi A.G. Disturbance of meromixis in saline Lake Shira (Siberia, Russia): possible

reasons and ecosystem response // Limnologica. 2017. V. 66. P. 12–23.

- Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена на территории Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во Красноярского университета, 1995. 180 с.
- Rogozin D.Y., Zykov V.V., Bulkhin A.O., Degermendzhi A.G. Okenone in lake sediments as a proxy of water surface level of saline stratified lake // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 493. P. 565–568.
- Unkelbach J., Dulamsuren C., Punsalpaamuu G., Saindovdon D., Behling H. Late Holocene vegetation, climate, human and fire history of the forest-steppe-ecosystem inferred from core G2-A in the 'Altai Tavan Bogd' conservation area in Mongolia // Vegetation History and Archaeobotany. 2018. V. 27. P. 665–677.

# RECENT SEASONAL DYNAMICS OF CHARCOAL PARTICLES FLUX INTO THE SEDIMENTS OF LAKE SHIRA (SOUTH SIBERIA) ESTIMATED BY SEDIMENTATION TRAPS

L. A. Burdin<sup>*a,b*</sup>, D. Y. Rogozin<sup>*a,b,#*</sup>, and Academician of the RAS A. G. Degermendzhy<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Institute of Biophysics, Siberian Division of Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russia <sup>b</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia <sup>#</sup>E-mail: rogozin@ibp.ru

Forest and steppe fires pose a threat to natural ecosystems and significantly worsen the living conditions of people living in the surrounding areas. Charcoal particles released into the atmosphere during fires, are stored in lake sediments and used in paleo-limnological reconstructions as a proxy of the intensity and frequency of fires. Direct observations of formation of recent lake sediments are quite rare, despite quite necessary for adequate interpretation of ancient layers of bottom sediments. Using cylindrical traps incubated at the bottom of Lake Shira (South Siberia, Khakassia) from 2012 to 2019, the seasonal dynamics of the sedimentation flow of charcoal particles >100  $\mu$ m into the bottom sediments of the lake was estimated for the first time. It is shown that the charcoal flux increases annually from October to May, which is explained by burning of fuel by the inhabitants of the surrounding villages during the cold season and by steppe fires occurring in April-May. In summer, the flow decreases significantly, therefore, campfires made by vacationers are a less significant source of coal particles, both from burning fuel and from fires. The value of annual flux of charcoal particles into traps is similar to the value estimated for recent sediments of other lakes in the world. Our data will be useful for more accurately reconstruction the dynamics of fires in southern Siberia in the late Holocene.

Keywords: charcoal particles, lake sediments, fires, sedimentation traps, South Siberia, paleoclimate

——— ГЕОЭКОЛОГИЯ ———

УЛК 914/919+630\*181.351+339.9

## РОЛЬ ЛЕСОВ В РЕАЛИЗАЦИИ СТРАТЕГИИ НИЗКОУГЛЕРОДНОГО РАЗВИТИЯ РОССИИ

© 2022 г. А. В. Птичников<sup>1,\*</sup>, Е. А. Шварц<sup>1</sup>, Г. А. Попова<sup>2</sup>, А. С. Байбар<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.А. Семеновым 27.06.2022 г. Поступило 27.06.2022 г. После доработки 01.08.2022 г. Принято к публикации 04.08.2022 г.

Анализируется потенциальная роль лесов в достижении углеродной нейтральности РФ к 2060 г. Показано, что ключевая ставка Стратегии развития России с низким уровнем выбросов парниковых газов (СНУР) на декарбонизацию с помощью повышения нетто-поглощения лесами от лесоклиматических проектов является недостаточно обоснованной. В СНУР предложен чрезмерно оптимистический вариант повышения нетто-поглощения парниковых газов лесами до 1200 млн т СО<sub>2</sub>-экв. в год, в то время как по нашим расчетам практический потолок составляет примерно 900 млн т CO<sub>2</sub>-экв. в год к 2050 г. – при неизменном объеме лесопользования. Причиной этого несоответствия является неполный учет лесопожарных эмиссий в балансе парниковых газов лесах и переоценка потенциала получения поглощений в климатических проектах. Достижение углеродной нейтральности РФ может потребовать больших усилий по декарбонизации на основе обновления технологий, чем планируется в СНУР. Проведенный анализ показывает, что ставка на лесоклиматические проекты для достижения углеродной нейтральности Российской Федерации в рамках СНУР, вероятно, требует существенной корректировки. Выявленные различия в прогнозных значениях параметров декарбонизации, неопределенности в трактовке лесоклиматических проектов и их роли в СНУР, вызывают необходимость продолжения работы по поиску оптимального сценария декарбонизации РФ.

Ключевые слова: стратегия низкоуглеродного развития России (СНУР), декарбонизация, повышение поглощения лесами, климатические проекты, адаптация экосистем к изменениям климата DOI: 10.31857/S268673972260120X

### СЦЕНАРИИ УВЕЛИЧЕНИЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ЭКОСИСТЕМАМИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В СНУР

Одним из ключевых направлений достижения углеродной нейтральности РФ к 2060 г. является повышение поглощения парниковых газов экосистемами, в первую очередь лесными. Так, в "лесном" разделе СНУР для целевого сценария развития говорится о возможности увеличения поглощения экосистемами парниковых газов (ПГ) с нынешних примерно 535 млн т до 1200 млн т СО<sub>2</sub>-экв. [1]. При актуальном уровне эмиссий ПГ примерно в 2.1 млрд т CO<sub>2</sub>-экв. в год и чистом поглощении лесами парниковых газов в 1.23 млрд т СО<sub>2</sub>-экв. в год это потребует декарбонизации народного хозяйства с помощью технологий в объеме около 0.9 млрд т СО<sub>2</sub>-экв. к 2060 г. (рис. 1).

Достижение данного показателя планируется достичь за счет реализации комплекса мер в лесном и сельском хозяйстве, направленных на снижение эмиссий и повышение поглощения. Леса являются главным поглотителем ПГ. По данным Национального кадастра парниковых газов (NIR 2021) общее поглощение лесами РФ ПГ составило в 2019 г. около 1230 млн т СО2-экв., а нетто-поглощение (баланс парниковых газов между поглощением и эмиссиями) составило около 619 млн т в 2019 г. При этом вклад CO2 в баланс ПГ составил 94.1%, вклад CH<sub>4</sub> - 3.6%, N<sub>2</sub>O - 2.3% [2]. По нашему мнению, актуальное значение нетто-поглощений в 535 млн т CO<sub>2</sub>-экв., указанное в тексте СНУР, относится ко всему сектору землепользования, изменения землепользования и лесного хозяйства (ЗИЗЛХ), а не только к лесам, что соответствует данным Национального кадастра для ЗИЗЛХ. Целевое значение повышения поглощения лесами до 1.2 млрд т СО2-экв. к 2050 г., по всей видимости, относится к нетто-поглощению

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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



Рис. 1. Баланс парниковых газов РФ в 2019 г. (слева) и в 2060 г. (справа), согласно целевому сценарию СНУР [2].

(балансу) ПГ в лесах, а не к чистому поглощению, которое уже составляет 1.23 млрд т в настоящее время.

Реализация масштабной программы улучшений в лесном хозяйстве предлагается в СНУР и операционном плане СНУР [3] в качестве основы для увеличения поглощения ПГ экосистемами. Упор делается как на изменение информационной основы расчета поглощений, так и на реализацию климатических проектов в лесах, направленных на снижение эмиссий и повышение абсорбции парниковых газов. В части изменения информационной основы предполагается переход на использование данных по запасу углерода в древостоях.

Для этого в национальном кадастре ПГ вместо данных государственного лесного реестра (ГЛР) будут использоваться данные государственной инвентаризации лесов (ГИЛ). По данным ГИЛ общий запас древесины составил 112 млрд м<sup>3</sup>, это на 35.6% больше зафиксированного показателя в Государственном лесном реестре (ГЛР), а запасы древесины прямо коррелируют с объемом поглощенного и запасенного углерода в пулах фитомассы, детрита и подстилки [4, 5]. Опубликованная научная оценка с использованием первых данных ГИЛ и дистанционного зондирования (ДДЗ) дает оценки поглощения ПГ лесами России на 39% выше, чем при использовании данных ГЛР [6].

При оценке возможности увеличения неттопоглощения за счет перехода на ГИЛ упускается из виду тот факт, что ГЛР существенно занижает оценку площадей лесов, пройденных пожарами, а значит и лесопожарных эмиссий – ГЛР оперирует понятием "гари", а не "площади, пройденные пожарами", в то время как лесопожарные эмиссии формируются в результате всех площадных пожаров [7]. ГЛР учитывает только площади гарей (возникают в результате верховых пожаров и низовых пожаров высокой интенсивности), а в реальной практике до 70–90% площадей, пройденных пожарами, являются результатами низовых пожаров слабой и средней интенсивности – без образования гарей. Мы исходим из того, что материалы ИСДМ Рослесхоз по мониторингу площадей, пройденных пожарами, станут основой для расчета лесопожарных эмиссий в национальном кадастре парниковых газов уже в ближайшие годы [8].

Следует отметить, что в кадастровых оценках не учитывается эффект альбедо, которое возрастает в связи с увеличением испарения с лесной поверхности, а ведь эффект альбедо может снижать парниковый эффект. Поэтому изучение эффекта альбедо может иметь большое значение в оценке поглощающей роли лесов в дальнейшем.

В используемой сейчас Рослесхозом системе дистанционного мониторинга лесных пожаров ИСДМ-Рослесхоз разница в площадях, пройденными лесными пожарами, по сравнению с данными ГЛР по гарям достигает в среднем *трех раз* [7, 9]. Однако величина эмиссий ПГ в результате верховых пожаров и низовых пожаров высокой интенсивности, приводящим к появлению гарей, с единицы площади будет выше, чем эмиссии в результате низовых пожаров средней и малой интенсивности, не приводящим к гарям. Поэтому коэффициент перерасчета величины лесопожарных эмиссий при учете всех пожаров будет меньше 3.

Нами проведены региональные оценки лесопожарных эмиссий у ряда крупных арендаторов лесов РФ по данным проектов освоения лесов (фактически ГЛР) и по данным самих компаний по фактической горимости на основе полевых и



**Рис. 2.** Оценка баланса парниковых газов в Российских лесах в 2019 и 2050 г. при неизменном объеме лесозаготовки и площади гарей, с учетом перехода на использование данных ГИЛ по поглощению CO<sub>2</sub> лесами и данных ДДЗ по площадям, пройденным лесными пожарами.

дистанционных методов. Сравнение показало существенное (от 2 до 10 раз) занижение лесопожарных эмиссий у арендаторов в случае использования ГЛР (данных проектов освоения лесов) по сравнению с использованием данных самих арендаторов о площадях, пройденных пожарами<sup>1</sup>. Данная вариация сильно зависит от качества учета лесных пожаров в конкретной арендной базе.

С учетом приведенных выше источников и собственных данных нами сделана оценка эффекта увеличения нетто-поглощения лесами к 2050 г. в случае перехода с ГЛР на ГИЛ и полного учета лесопожарных эмиссий<sup>2</sup>, при предполагаемом неизменном, по сравнению с 2019 г., объеме заготовки древесины. В этих условиях нетто-поглощение лесами может увеличиться более чем на 84 млн т СО<sub>2</sub>-экв. в год (с 616 до примерно 700 млн т СО2-экв. в год). В то же время в операционной стратегии СНУР (ОП СНУР) предполагаемое увеличение нетто-поглощения за счет пересчета коэффициентов поглощения составляет от 35 до 250 млн т СО<sub>2</sub>-экв. в год, или в среднем на 142.5 млн т СО<sub>2</sub> в год (рис. 2). Почти двухкратная разница между приведенными оценками может свидетельствовать о недооценке роли лесопожарных эмиссий в СНУР при прогнозировании нетто-поглощения лесами в 2050 г. (рис. 2).

Для корректного понимания возможностей повышения поглощения ПГ лесами в результате реализации климатических проектов важно определить как полный потенциал, так и экономически доступный потенциал повышения поглощений. Экономически доступный потенциал оценивается по заданной предельной себестоимости углеродных единиц и оценки технической реализуемости проекта с учетом расположения площадки, наличия необходимой инфраструктуры, техники, человеческих ресурсов.

Институт глобального климата и экологии (ИГКЭ и Госкомгидромета) оценивает потенциал митигации (поглощения СО<sub>2</sub>) наземными экосистемами России в диапазоне 545-940 млн т СО<sub>2</sub>-экв. в год [10]. Однако оценки ИГКЭ основаны на исследовании полного потенциала митигации, без учета себестоимости и технологических возможностей реализации климатических проектов. В частности, реализация лесоклиматических проектов вне официальной аренды, при отсутствии лесных дорог, либо при отсутствии необходимого количества персонала затруднена или невозможна. Потенциал митигации в сфере лесопожарных эмиссий в работе оценен в 220-420 млн т, однако освоить этот потенциал и свести к нулю лесные пожары в России, особенно в условиях тренда на рост горимости лесов, вряд ли возможно, прежде всего из-за гигантских затрат. Общий потенциал митигации в лесах России оценивается в работе А.А. Романовской с коллегами примерно 235-480 млн т СО<sub>2</sub>-экв., без учета по-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Результаты закрытого отчета для крупной лесопромышленной компании по Архангельской и Иркутской областям в 2021 г.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Использована консервативная оценка разницы в лесопожарных эмиссиях между ГЛР и ГИЛ/ДДЗ с коэффициентом 2.2.

тенциала проектов по связыванию углерода в долговечных лесоматериалах.

Нами был рассчитан примерный потенциал накопления офсетных лесоклиматических проектов (ЛКП) в РФ с себестоимостью углеродной единицы до 30 долларов США<sup>3</sup>. Согласно расчетам, он может составить до 200 млн т СО<sub>2</sub>-экв. к 2050 г., при условии следования целевому сценарию СНУР. Это означает, что суммарный потенциал экономически эффективных климатических проектов, а также потенциал повышения поглощения ПГ лесами составляет не более 280 млн т  $CO_2$ -экв. (80 млн т  $CO_2$  – увеличение нетто-поглощения лесами и 200 млн т – потенциал накопления офсетных лесоклиматических проектов). Потенциал рассчитан без учета проектов в сфере увеличения срока жизни лесоматериалов и утилизации отходов лесопромышленного производства (НWР-проекты).

С учетом приведенных выше оценок технически и экономически достижимых пределов повышения поглощения/снижения эмиссий ПГ в лесном секторе, практический сценарий достижения углеродной нейтральности РФ к 2060 г. может означать необходимость снижения выбросов ПГ на 1.1 млрд т – с нынешних 2.1 млрд т СО<sub>2</sub>экв. до 1 млрд т за счет преимущественно технологических мер и всего лишь на 0.38 млрд т – за счет ЛКП и изменений методологий учета поглощения ПГ лесами, снижения пожарной эмиссии и мер по адаптации ведения лесного хозяйства к изменениям. Целевой сценарий низкоуглеродного развития СНУР предусматривает снижение выбросов ПГ за счет технологий в размере примерно 0.9 млрд т. (с 2.1 до 1.2 млрд т), а рост поглощения лесами за счет климатических проектов составит около 0.6 млрд т. Это безусловно означает и иную нагрузку на ВВП при реализации целевого сценария низкоуглеродного развития.

Известно, что в общем случае декарбонизация с помощью технологий обходится в 1.5–2 раза дороже, чем декарбонизация с помощью природных решений, именно по этой причине природные решения становятся все более популярными [11–13].

Отдельно рассмотрим возможности климатических проектов по адаптации лесов к изменениям климата для декарбонизации. Данные проекты, в отличие от лесоклиматических, не подразумевают возможности получения углеродных единиц, непригодны для монетизации и поэтому могут реализовываться на бюджетные и/или благотворительные средства. Наиболее ярким при-

мером являются проекты по предупреждению и борьбе с пожарами. Проект указа Президента РФ "О мерах по предупреждению лесных пожаров в Российской Федерации" предлагает правительству и руководителям регионов "обеспечить сокращение в 2022-2030 гг. площади лесных пожаров в Российской Федерации не менее чем на 50% относительно уровня 2011-2021 гг." [15]. В переводе на сокращения лесопожарных эмиссий проект Указа нацеливает на 50% их сокращение. Если исходить из данных Национального кадастра парниковых газов [2], то речь идет о сокращении 144 млн т СО<sub>2</sub>-экв. к 2030 г. Добиться реализации ланной цели будет очень сложно, исходя из того, что горимость лесов в России в последние 10-15 лет только растет [9]. Снижение горимости бореальных лесов в условиях изменения климата – задача в полной мере не реализованная ни в одной стране мира с высокой горимостью лесов. Мы исходим из более реалистичного, но все-таки оптимистического предположения, что горимость лесов удастся снизить к 2050 г. на 100 млн т СО<sub>2</sub>-экв. за счет внедрения качественно новых технологий предотвращения, мониторинга и тушения пожаров в рамках преимущественно государственных программ.

Исходя из указанных выше соображений, нами дана *верхнеуровенная* оценка потенциала климатических проектов в лесу — в варианте ОП СНУР и в варианте ЦОП ИГ РАН (рис. 3).

Полученный ЦОП ИГ РАН результат существенно отличается от заложенных в СНУР показателей. По нашим расчетам использование улучшенных методик учета поглощений может дать на 80 млн т СО<sub>2</sub>-экв. в год меньше, а потенциал лесоклиматических проектов более, чем в 2 раза ниже, чем по расчетам ОП СНУР. Проекты по адаптации лесов могут дать до 100 млн т и выше сокращений эмиссий ПГ. В любом сценарии меры по внедрению новых технологий, повышению энергоэффективности, повышению эффективности производства являются основным инструментом декарбонизации, роль лесов – вспомогательная. По нашим расчетам роль технологий в достижении углеродной нейтральности на примерно 20% выше, чем предложено в ОП СНУР. Следовательно, достижение углеродной нейтральности может оказать большее влияние на ВВП, чем указано в СНУР.

Очевидно, что большой разброс прогнозных значений параметров декарбонизации, большие неопределенности в трактовке лесоклиматических проектов и их роли вызывают необходимость продолжения работы по поиску оптимального сценария декарбонизации РФ. Возможно, потребуется скорректировать роль лесов и лесоклиматических проектов в стратегии декарбонизации России в сторону уменьшения и существенно

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Данный потенциал рассчитан с привлечением экспертов компании GFA Climate competence center, имеющих опыт успешной реализации лесоклиматических проектов в РФ в Киотский период.



Рис. 3. Оценка нетто-поглощения парниковых газов при различных сценариях повышения поглощения лесами в РФ.

изменить приоритеты и практику ведения лесного хозяйства и, в частности, лесовосстановления с учетом большей скорости накопления углерода лиственными, чем хвойными породами деревьев и в целях повышения устойчивости к пожарам неарендованных в лесопромышленных целях управляемых лесов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-A19-119021990093-8 (FMGE-2019-0007).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Правительство утвердило Стратегию социальноэкономического развития России с низким уровнем выбросов парниковых газов до 2050 года. Распоряжение от 29 октября 2021 года № 3052-р // Правительство России. Ноябрь 2021. http://government.ru/news/43708/
- Национальный доклад о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом // Росгидромет. 2021. http://www.igce.ru/performance/publishing/reports/
- Проект плана реализации Стратегии социальноэкономического развития РФ с низким уровнем выбросов парниковых газов до 2050 года // Деловая Россия. Февраль 2022. https://deloros.ru/proektplana-realizacii-strategii-socialno-ekonomicheskogorazvitiya-rf-s-nizkim-urovnem-vybrosov-parnikovyhgazov-do-2050-goda.html
- 4. *Filipchuk A.N., Malysheva N.V.* The assessment of the feasibility of using the state forest inventory data to im-

plement the national commitments under the Paris Agreement // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 574. P. 012026. https://doi.org/10.1088/1755-1315/574/1/012026

- 5. Эксперты Рослесинфорга раскрыли первые результаты ГИЛ // Рослесинфорг. Март 2021. https://roslesinforg.ru/news/all/3049/
- Schepaschenko D., Moltchanova E., Fedorov S., et al. Russian forest sequesters substantially more carbon than previously reported // Scientific Reports. 2021. № 11. 12825. https://doi.org/10.1038/s41598-021-92152-9
- 7. Замолодчиков Д., Грабовский В., Курц В. Управление балансом углерода лесов России: прошлое, настоящее и будущее // Устойчивое лесопользование. 2014. № 2 (29). С. 23–31.
- Ковалев Н.А. и др. ИСДМ-Рослесхоз: 15 лет эксплуатации и развития // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 7. С. 283–291. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-7-283-291
- 9. Лупян Е.А., Барталев С.А., Балашов И.В., Егоров В.А., Ершов Д.В., Кобец Д.А., Сенько К.С., Стыценко Ф.В., Сычугов И.Г. Спутниковый мониторинг лесных пожаров в 21 веке на территории Российской Федерации (цифры и факты по данным детектирования активного горения) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 158–175. https://doi.org/10.21046/0070.7401.2017.14.6.158.175

https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-6-158-175

 Romanovskaya A.A., Korotkov V.N., Polumieva P.D., Trunov A.A., Vertyankina V.Yu., Karaban R. T. Greenhouse gas fluxes and mitigation potential for managed lands in the Russian Federation // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2020. № 5. P. 661–687. https://doi.org/10.1007/s11027-019-09885-2

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 1 2022

- Roe S., Streck C., Obersteiner M., et al. Contribution of the land sector to a 1.5°C world // Nature Climate Change. 2019. V. 9. P. 817–828. https://doi.org/10.1038/s41558-019-0591-9
- Griscom B., Adams J., Ellis P., et al. Natural Climate Solutions // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2017. V. 114 (44). 11645–11650. https://doi.org/10.1073/pnas.1710465114
- 13. Птичников А.В., Шварц Е.А., Кузнецова Д.А. О потенциале поглощения парниковых газов лесами

России для снижения углеродного следа экспорта отечественной продукции // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 181–184.

 Героева А. За лес ответят регионы // Ведомости. Экология. Май 2022. https://www.vedomosti.ru/ecology/protection\_nature/articles/2022/05/12/921706-za-les-otvetyat-regioni?ysclid=l3oim1sxpk

# THE ROLE OF FORESTS IN THE IMPLEMENTATION OF THE RUSSIA'S LOW-CARBON DEVELOPMENT STRATEGY

A. V. Ptichnikov<sup>a,#</sup>, E. A. Shvarts<sup>a</sup>, G. A. Popova<sup>b</sup>, and A. S. Baibar<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geography institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation
<sup>b</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation
<sup>#</sup>E-mail: aptichnikov@igras.ru
Presented by Academician of the RAS V.A. Semionov June 27, 2022

The article analyzes the potential role of forests in achieving carbon neutrality in the Russian Federation by 2060. It is shown that the key rate in the Strategy for the Development of Russia with Low Greenhouse Gas Emissions (LCDS) on decarbonization by increasing the net absorption by forests from forest climate projects is insufficiently substantiated. The LCDS proposes an overly optimistic option to increase the net absorption of greenhouse gases by forests up to 1200 million tons of  $CO_2$ -eq. per year, while according to our calculations, the practical ceiling is approximately 1000 million tons of  $CO_2$ -eq. per year by 2050 – with a constant volume of forest management. The reason for the discrepancy is the incomplete accounting of forest fire emissions in the forest greenhouse gas balance and the overestimation of the absorption potential in climate projects. Achieving carbon neutrality in the Russian Federation may require more decarbonization efforts based on technology upgrades than planned in the LCDS. The analysis carried out shows that the stake on forest-climatic projects to achieve carbon neutrality in the Russian Federation within the framework of the LCDS probably requires significant adjustment. The revealed differences in the predicted values of the decarbonization parameters, the uncertainty in the interpretation of forest climate projects and their role in the LCDS, make it necessary to continue the work to find the optimal scenario for the decarbonization of the Russian Federation.

*Keywords:* Low-Carbon Development Strategy of Russia (LCDS), decarbonization, increased carbon sequestration by forests, climate projects, adaptation of ecosystems to climate change