

Том 511, Номер 1

ISSN 2686-7397

Июль 2023



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 511, номер 1, 2023

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первые сведения о золото-медной минерализации Конторского рудопоявления (Ариадненская интрузия ультрабазитов, Приморье)

А. И. Ханчук, В. П. Молчанов, Д. В. Андросов

5

ГЕОЛОГИЯ

Сосьвинско-Лозьвинский грабен — девонско-каменноугольная структура растяжения в тылу активной континентальной окраины на восточном склоне Северного Урала

Г. А. Петров, А. В. Маслов

12

ГЕОХИМИЯ

Низкотемпературный гейзерит и эфемерные минералы Могойского термального источника (Северное Забайкалье, Байкальская рифтовая зона)

Л. В. Замана, П. А. Солотчин, Е. В. Скляр

19

Элементная сера и ее изотопный состав в воде Черного моря

А. В. Дубинин, Т. П. Демидова, Л. С. Семилова, М. Н. Римская-Корсакова, Е. О. Дубинина, С. А. Коссова, Е. Н. Золотина

24

МИНЕРАЛОГИЯ

Сравнительная характеристика алмазов I- и IV-разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) из месторождения Снэп Лейк (Кратон Слейв, Канада)

О. А. Иванова, Н. П. Похиленко, В. П. Афанасьев, Д. А. Зедгенизов, Е. О. Барабаш

31

ПЕТРОЛОГИЯ

Условия формирования девонских базитов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа)

В. А. Симонов, О. П. Полянский, А. В. Котляров, Н. С. Карманов, О. В. Королева, А. В. Прокопьев

38

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Голоценовое эксплозивное извержение на перешейке Ветровой (о. Итуруп) как источник маркирующего горизонта тефры (~2000 лет назад) в центральной части Курильской островной дуги

О. В. Бергаль-Кувикас, С. З. Смирнов, А. Р. Агатова, А. В. Дегтерев, Н. Г. Разжигаева, Т. К. Пинегина, М. В. Портнягин, Н. С. Карманов, Т. Ю. Тимина

46

СТРАТИГРАФИЯ

Первые доказательства присутствия верхнекаменноугольных отложений на Туорасисском выступе низовьев р. Лены, Северо-Восток России

В. И. Макошин, Р. В. Кутыгин

55

СЕЙСМОЛОГИЯ

Эффект влияния сильных землетрясений на геодинамо

В. В. Адушкин, А. А. Спивак

61

Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с $M_w = 6.7$ в северной Монголии: геологические эффекты и тектоническая позиция очага

А. Н. Овсученко, С. Дэмбэрэл, Ю. В. Бутанаев, Н. Г. Кошевой, Ц. Батсайхан, Н. Баатар

65

Землетрясения в Турции 06.02.2023: модель поверхности разрыва по данным спутниковой радарной интерферометрии

В. О. Михайлов, И. П. Бабаянц, М. С. Волкова, Е. П. Тимошкина, В. Б. Смирнов, С. А. Тихоцкий

71

Геомангнитный эффект землетрясений $M_w = 7.5-7.8$ в Турции 6 февраля 2023 г.

А. А. Соловьев

78

ОКЕАНОЛОГИЯ

Зимняя полынья в море Лаптевых и арктическая осцилляция в последние 300 лет:
реконструкции по геохимическим данным

А. С. Астахов, В. В. Бабич, А. Ю. Гуков, А. В. Алаторцев

86

Геохимический фон ртути в донных отложениях восточной Арктики

*К. И. Аксентов, В. В. Саттарова, А. С. Астахов, Суэфа Ши,
М. В. Иванов, А. В. Алаторцев, Д. В. Ким*

93

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Метод декомпозиции в задаче акустического зондирования анизотропной структуры атмосферы

*М. Н. Закиров, С. Н. Куличков, А. И. Чуличков, И. П. Чунгузов, О. Е. Попов,
А. А. Мишенин, Г. А. Буш, Н. Д. Цыбульская, Е. В. Голикова*

98

Атмосферные ифрагравитационные возмущения япономорского региона

Г. И. Долгих, М. А. Болсуновский, С. Г. Долгих

105

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Современные и ожидаемые характеристики сезонного хода ледового покрова
в морях Российской Арктики

В. А. Семенов, Е. А. Черенкова, Т. А. Алдонина

112

ГЕОГРАФИЯ

Гуминовые вещества и вязкость почвенных паст

Г. Н. Федотов, С. А. Шоба, Д. А. Ушкова, И. В. Горепекин, О. А. Салимгареева, Д. И. Потапов

119

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Экологические ресурсы бореальных лесов в поглощении парниковых газов
и в адаптации к глобальному потеплению (к Парижскому Соглашению по изменению климата)

В. М. Котляков, Э. Г. Коломыц, Л. С. Шарая

124

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Новые данные о закономерностях распределения метана над Арктическим шельфом Евразии

Р. Б. Шакиров, Е. С. Хазанова, И. Е. Стёпочкин

130

CONTENTS

Vol. 511, no. 1, 2023

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

The First Information about the Gold-copper Mineralization of the Kontorskoye Ore Opening (Ariadne Intrusion of Ul'-Erabasites, Primorye)

A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov

5

Sosva-Lozva Graben – The Devonian-Carboniferous Structure of Extension in the Rear of an Active Continental Margin on the Eastern Slope of the Northern Urals

G. A. Petrov and A. V. Maslov

12

GEOCHEMISTRY

Low-temperature Geyserite and Ephemeral Minerals of the Mogosky Thermal Spring (Northern Transbaikalia, Baikal Rift Zone)

L. V. Zamana, P. A. Solotchin, and E. V. Sklyarov

19

Elemental Sulfur and Its Isotopic Composition in the Black Sea Water

A. V. Dubinin, T. P. Demidova, L. S. Semilova, M. N. Rims kaya-Korsakova, E. O. Dubinina, S. A. Kossova, and E. N. Zologina

24

MINERALOGY

Comparison of the I and IV Types Diamonds (According to the Classification of Y.I. Orlov) from the Snap Lake Kimberlites (Slave Craton, Canada)

O. A. Ivanova, N. P. Pokhilenko, V. P. Afanasiev, D. A. Zedgenizov, and E. O. Barabash

31

PETROLOGY

Formation Conditions of the Devonian Basites of the Vilyuisk-Markhina Dike Belt of the Vilyuisk Paleorift (Siberian Platform)

V. A. Simonov, O. P. Polyansky, A. V. Kotlyarov, N. S. Karmanov, O. V. Koroleva, and A. V. Prokopiev

38

VOLCANOLOGY

Holocene Explosive Eruption on the Vetrovoy Isthmus (Iturup Island) as a Source of the 2000 Cal Bp Marker Tephra Layer in the Central Kuril Island Arc

O. V. Bergal-Kuvikas, S. Z. Smirnov, A. R. Agatova, A. V. Degterev, N. G. Razjigaeva, T. K. Pinegina, M. V. Portnyagin, N. S. Karmanov, and T. Yu. Timina

46

STRATIGRAPHY

First Evidence for the Presence of the Upper Carboniferous Deposits on the Tuorasis Uplift of the Lower Reaches of the Lena River, Northeast Russia

V. I. Makoshin and R. V. Kutygin

55

SEISMOLOGY

Effect of Strong Earthquakes on the Geodynamo

V. V. Adushkin and A. A. Spivak

61

Khubsgul Earthquake of January 12, 2021, $M_w = 6.7$, Northern Mongolia:

Geological Effects and Tectonic Position of the Source

A. N. Ovsyuchenko, S. Demberel, Y. V. Butanayev, N. G. Koshevoy, T. Batsaikhan, and N. Baatar

65

Earthquakes in Turkey 06.02.2023: Model of the Rupture Surface Based on Satellite Radar Interferometry

V. O. Mikhailov, I. P. Babayantz, M. S. Volkova, E. P. Timoshkina, V. B. Smirnov, and S. A. Tikhotskiy

71

Geomagnetic Effect of the Earthquakes $M_w = 7.5-7.8$ in Turkey on February 6, 2023

A. A. Soloviev

78

OCEANOLOGY

The Winter Laptev Sea Polynya and Arctic Oscillation During the Last 300 Years: Reconstructions On Geochemical Proxy

A. S. Asakhov, V. V. Babich, A. Yu. Gukov, and A. V. Alatorcev

86

Mercury Background in Bottom Sediments of Eastern Arctic	93
<i>K. I. Aksentov, V. V. Sattarova, A. S. Astakhov, Xuefa Shi, M. V. Ivanov, A. V. Alatorsev, and D. V. Kim</i>	

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Acoustic Probing of the Anisotropic Structure of the Atmosphere	
<i>M. N. Zakirov, S. N. Kulichkov, A. I. Chulichkov, I. P. Chunchuzov, O. E. Popov, A. A. Mishenin, G. A. Bush, N. D. Tsybulskaya, and E. V. Golikova</i>	98
Atmospheric Gravitational Disturbances the Japanese Sea Region	
<i>G. I. Dolgikh, M. A. Bolsunovskii, and S. G. Dolgikh</i>	105

CLIMATIC PROCESSES

Modern and Projected Characteristics of Seasonal Cycle of Ice Cover in the Russian Arctic Seas	
<i>V. A. Semenov, E. A. Cherenkova, and T. A. Aldonina</i>	112

GEOGRAPHY

Humic Substances And Viscosity of Soil Pastes	
<i>G. N. Fedotov, S. A. Shoba, D. A. Ushkova, I. V. Gorepekin, O. A. Salimgareeva, and D. I. Potapov</i>	119

GEOECOLOGY

Ecological Resources of Boreal Forests in Absorption of Greenhouse Gases and in Adaptation to Global Warming (to the Paris Agreement on Climate Change)	
<i>V. M. Kotlyakov, E. G. Kolomyts, and L. S. Sharaya</i>	124

EXPLORING THE EARTH FROM SPACE

New Data on the Patterns of Methane Distribution over the Arctic Shelf of Eurasia	
<i>R. B. Shakirov, E. S. Khazanova, and I. E. Stepankin</i>	130

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.4:553+553.41

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗОЛОТО-МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОНТОРСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (АРИАДНЕНСКАЯ ИНТРУЗИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ, ПРИМОРЬЕ)

© 2023 г. Академик РАН А. И. Ханчук¹, В. П. Молчанов^{1,*}, Д. В. Андросов¹

Поступило 27.10.2022 г.

После доработки 06.03.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

В пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса выявлен новый перспективный тип источников полезных ископаемых — комплексные руды и россыпи, пространственно и генетически связанные с позднемезозойскими интрузиями ультрабазитов. Примером тому может послужить Ариадненский массив ультраосновных пород, в центре которого располагается месторождение золото-титановой минерализации, а в экзоконтакте — золото-сурьмяной. Определены основные черты минералогии и геохимии золото-медных образований в его околоинтрузивной зоне. Особое внимание уделено находкам купроаурида, необычным для изученной площади. Для реконструкции условий образования этих руд изучен изотопный состав серы сульфидных минералов. Полученные материалы свидетельствуют о значительном металлоносном потенциале ультрабазитов Сихотэ-Алиня.

Ключевые слова: медистое золото, минералогия, изотопия, геохимия, Ариадненская интрузия ультрабазитов, Сихотэ-Алинь, Приморье

DOI: 10.31857/S268673972260240X, **EDN:** RWLGUV

К числу крупных достижений последних лет отечественной геологии на территории юга Дальнего Востока следует отнести открытие нового перспективного типа источников критически важных полезных ископаемых — металлоносных интрузий ультрабазитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса [1]. Одним из наиболее перспективных объектов является Ариадненский массив ультраосновных пород, в центре которого размещено одноименное месторождение золото-титановой минерализации, в экзоконтакте — Тодовское золото-сурьмяное проявление, а в околоинтрузивной зоне — золото-медные образования Конторского рудопроявления, послужившие объектом наших исследований (рис. 1). Целью проведенных работ являлась разработка на базе современных методов анализов подходов к оценке источников рудного вещества и вероятных условий его размещения. При этом особое внимание уделялось детальному изучению самородного золота.

Поставленные задачи решались с использованием минералого-геохимических и изотопно-

геохимических методов исследований. Минералогические исследования осуществлялись с применением электронно-зондового микроанализатора “Jeol” Superprobe JXA 8100 с системой INCA Energy 350 “Oxford Instruments” и электронного сканирующего микроскопа EVO-500XVP с системой INCA Energy 350 “Oxford Instruments”. Образцы для электронно-зондового микроанализа готовили в виде полированных шайб с запрессованными в них эпоксидной смолой минеральными зернами. Полученные искусственные монтровки предварительно изучались в отраженном свете оптического микроскопа. Далее на поверхности образцов в вакууме на установке СС 7650 (“Quarum Technologies” Ltd., Великобритания) напыляли проводящий слой углерода толщиной до 20 нм для последующих аналитических исследований.

Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [2]. Измерение наведенной активности проводили на спектрометрическом комплексе на основе коаксиального Ge-детектора GC2018 производства компании “Canberra” по гамма-линии с энергией $E_\gamma = 411.8$ кэВ. Время активации проб составляло 72 ч, время выдержки 16 ч, время измерения 1 ч. Для измерения гамма-спектров использовали

¹ Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Владивосток, Россия

*E-mail: vpmol@mail.ru

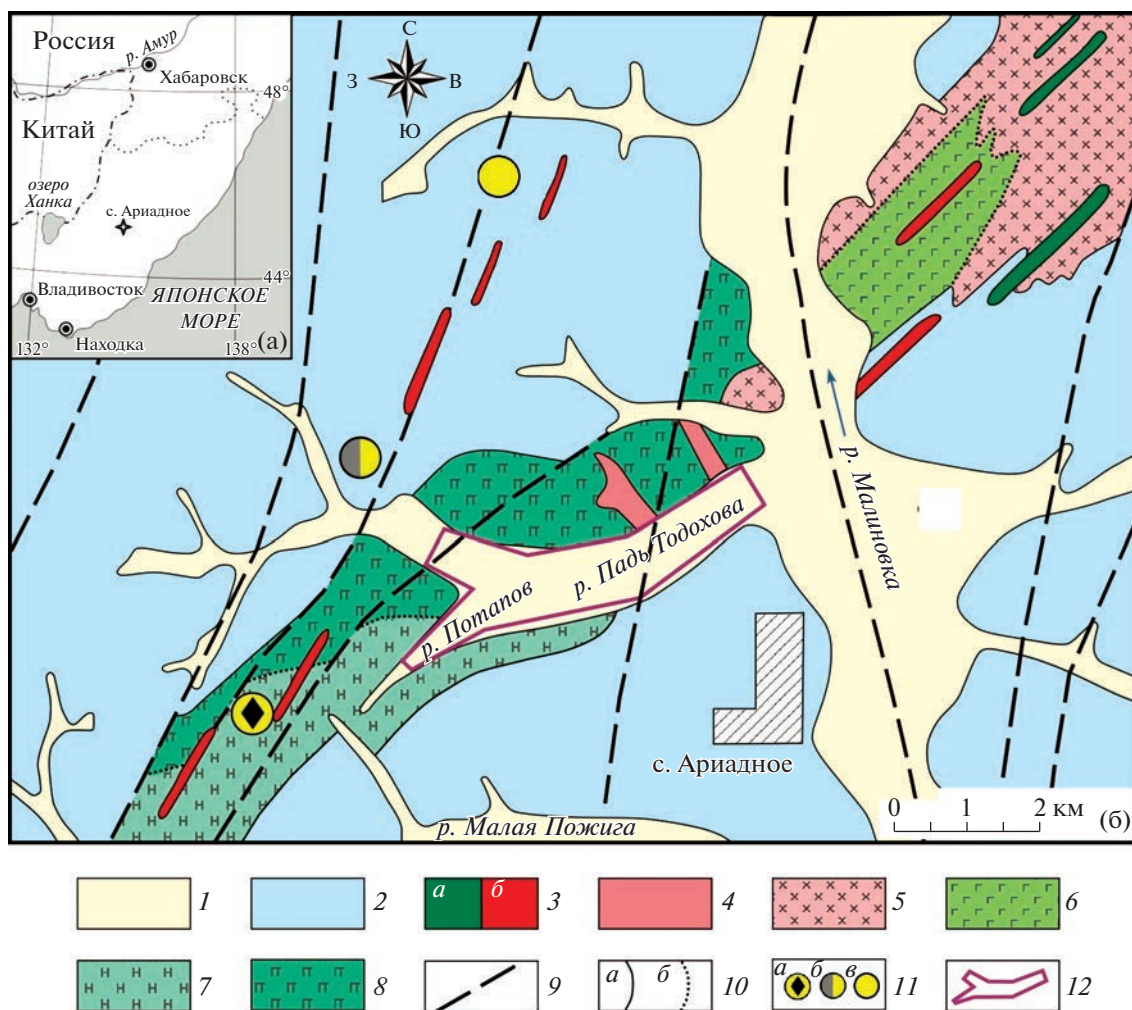


Рис. 1. Схема геологического строения Ариадненского рудно-россыпного узла. Составлена авторами с использованием материалов В.М. Лосива (1990 г.), Г.С. Белянского (2011 г.) и А.И. Ханчука и соавт. [1]. Б: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – верхнеюрские турбидиты и олистостромы аккреционной призм с включениями позднелпалеозойских и нижнемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов; 3 – дайки основного (а) и кислого (б) состава (K2); 4 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K2); 5–8 – породы Ариадненского массива (K1); 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – габбро с ильменитом и шширами перидотитов; 8 – перидотиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – границы разновозрастных стратиграфических и интрузивных образований: достоверные (а), фациальные (б); 11 – месторождения и рудопроявление: Ариадненское (а), Тодоховское (б), Конторское (в); 12 – контур Ариадненской ильменитовой россыпи. Врезка на карте – местоположение изученной площади.

программу eSBS Version 1.6.7.0, для обработки результатов измерений применяли программу “Гамма-анализатор для полупроводниковых детекторов (ППД)” версия 1.0.

Анализ микроэлементного состава проб выполнен на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500c (“Agilent Technologies”, Япония), оборудованном распылителем Бабингтона, охлаждаемой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассе-ла. Использовались никелевые конусы сэмплера и скиммера. Определение петрогенных элементов проводилось на атомно-эмиссионном спек-

трометре с индуктивно связанной плазмой iCAP 6500 Duo (ИСП-АЭС) (“ThermoScientific”, США).

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен после соответствующей пробоподготовки мономинеральных проб [3]. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (“ThermoFinnigan”, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Определения изотопного состава приведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и

NBS-123. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ составила $\pm 0.1\text{‰}$.

В геологическом строении изученной площади, расположенной в центральной части Приморского края, принимают участие верхнеюрские турбидиты и олистостромы аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и нижнемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов (рис. 1). Вулканогенно-осадочные породы прорваны раннемеловым Ариадненским интрузивом ультрабазитов, имеющим концентрически-зональное строение: южная часть сложена перидотитами и пироксенитами, переходящими в северном направлении в габбро, а затем в диориты. Вышеперечисленные стратифицированные и магматические образования, в свою очередь, прорваны поздними интрузивными телами позднемелового возраста: гранитоидами, дайками основного и кислого состава [4].

С габброидами связано Ариадненское месторождение золото-ильменитовой минерализации (среднее течение р. Падь Тодохова). Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет 6.16%, V_2O_5 — 0.086%, Fe_2O_3 — 13.28%, Sc — 0.0045%. С глубиной в руде отмечается увеличение концентраций Cu и Ni, достигающих соответственно 0.1 и 0.3%. Прогнозные ресурсы TiO_2 (категории $P_1 + P_2$) оцениваются в размере 71 млн т., V_2O_5 — 944 тыс. т, Cu — 400 тыс. т, Ni — 450 тыс. т., Au — 22.5 т и платиновые металлы — 22.5 т.

Ариадненское месторождение продуцирует промышленно значимую аллювиальную россыпь ближнего сноса, характеризующуюся присутствием, помимо главного минерала ильменита, значительных количеств самородного золота, представленного ртутью и медьсодержащими разновидностями. Первая из них образует мелкие зерна (до 0.1 мм) изометричных либо комковидных очертаний, примечательных постоянным присутствием примеси (в мас. %) Hg от 3.47 до 4.31. Концентрации Au и Ag колеблются соответственно от 53.72 до 55.37 и от 39.1 до 41.45. Другая разновидность представлена тонкими (менее 0.1 мм) выделениями ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850–900‰) можно считать Cu (0.1–3.2 ат. %). Cu- и Hg-содержащий состав самородного золота указывает на “ультрабазитовый” тип коренного источника. Находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к ультрабазитам Урала, Приамурья [5, 6]. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует сходство

макро-микросоставов шлихового золота “ультрамафитового” профиля и его аналогов из ультраосновных пород [4].

В верхнем течении р. Падь Тодохова размещены антимонит-кварцевые жилы Тодоховского рудопоявления. Большей частью они приурочены к экзоконтакту базит-ультрабазитов с углеродсодержащими терригенными породами ($C_{\text{орг}}$ достигает 1.5–2 мас. %). Содержание основных полезных компонентов в них варьирует в следующих пределах: Au — до 12.5 г/т, Ag — 500–1820 г/т, Sb — 0.18–23.4 мас. %. Главный рудный минерал — антимонит, к второстепенным относятся арсенопирит, пирит, марказит, алтаит, а к редким — аргентит, миаргирит, самородные серебро, железо и свинец, а также интерметаллические соединения систем Fe—Cr и Fe—Cr—Ni.

Самородное золото представлено серебристыми фазами — мелкими зернами (менее 0.25 мм) комковидных очертаний, часто в сростаниях с кварцем, галенитом и алтаитом. Концентрации Ag в золотилах колеблются от 17.2 до 10.3 мас. %, изредка отмечается небольшая примесь Rb (до 0.9 мас. %). Особый интерес вызывают находки частиц металла довольно необычного состава (мас. %), где помимо Au (84.49) и Ag (5.98), присутствуют C (5.54) и N (3.99). Поверхности золотин покрыты наноразмерной пленкой толщиной до 200–300 нм и состоящей (мас. %) из C (47.1), O (37.1), Si (4.8), Fe (2.8).

В 3.5 км к северо-востоку от Тодоховского рудопоявления в углеродистых терригенных породах околоинтрузивной зоны, прорванных дайками диабазовых порфиритов позднемелового интрузивного комплекса, локализовано Конторское проявление золото-медной минерализации. Рудовмещающие черносланцевые породы характеризуются щелочным (натровым) уклоном, высокими концентрациями Al_2O_3 и низкими TiO_2 , а также повышенными количествами органического углерода (1.0–2.0 мас. % $C_{\text{орг}}$) и легких редкоземельных элементов (относительно тяжелых). Им свойственны отрицательная европиевая аномалия (La/Yb достигает 6.2, суммарное содержание редкоземельных элементов составляет 151 г/т), высокие концентрации U, Rb, Sr, Ba, Cu, Zn (до 100–200 г/т).

Благороднометальная минерализация, судя по фоновым материалам К.Н. Доброшевского (2010 г.), приурочена к зонам сульфидизации, прожилково-вкрапленным рудам и метасоматитам. Зоны сульфидизации в углеродистых сланцах, сопровождающие медную минерализацию, представлены гнездово-вкрапленными и вкрапленными типами. Главными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит. В переменных количествах присутствуют монацит, рутил, самородное железо. Основной особенностью суль-

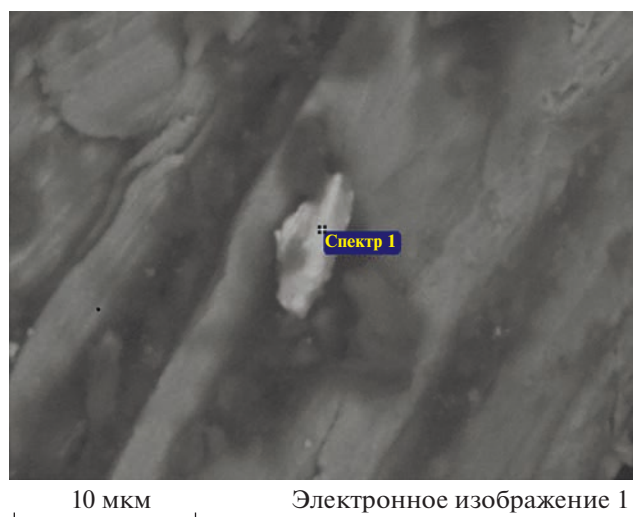


Рис. 2. Изображение медистой золотины Конторского рудопроявления.

фидных минералов является присутствие примеси элементов платиновой группы (Pt — до 2.5, Os — 1.2, Ir — 1.2 мас. %). Повышенная платиноносность сульфидов вкрапленных руд в черных сланцах отмечалась ранее и на многих месторождениях Северо-Востока России [7]. Самородное золото чаще всего представлено мелкими частицами (не более 0.1–0.2 мм) округлой формы. Состав металла характеризуется высокими значениями пробы (до 990‰), лишь изредка в них отмечается примесь Sr (1.0–2.0 мас. %). В составе этих минералов сфокусировалась основная особенность формирования изученного проявления — дифференциация в процессе рудоотложения золота и платины от меди. Можно полагать вслед за [8], что зоны сульфидизации, сопряженные с прожилково-вкрапленной минерализацией и имеющие общий источник рудного вещества, являются промежуточным этапом становления медных руд.

Медное оруденение приурочено к близмеридиональному блоку интенсивно-трещиноватых пород, ограниченного на юге диагональным разрывом северо-восточного простирания, а на севере — долинами ключей. Зона прожилково-вкрап-

ленной минерализации, вмещающая основную массу медной руды, в поперечном разрезе имеет линзовидную форму шириной основания до 300 м и по падению прослеженную на 300 м. При этом 95–98% рудной массы приходится, включая обломки пород в брекчиях, на долю жильного выполения. Количество рудных минералов обычно не превышает 2–5%. Содержание (мас. %) Cu в целом по зоне составляет 0.37 на отдельных участках достигая 1.3–2.2, Zn от 0.1 до 0.3, а Mo до 0.008 лишь в отдельных случаях. Концентрации Au колеблются от 0.1 до 1.5 г/т, Ag — от 0.5 до 1.0 г/т.

Жильные минералы представлены в основном кварцем, в подчиненных количествах присутствует кальцит. Главным рудным минералом неизмененных прожилково-вкрапленных руд является халькопирит. В переменных количествах присутствуют пирит, сфалерит, галенит; к редким минералам относятся тетраэдрит, антимонит, самородная медь. В сростаниях с халькопиритом довольно часто обнаруживается самородное золото, образующее мелкие выделения (не более 0.1 мм) неправильной формы (рис. 2). Состав золота (табл. 1) характеризуется присутствием значительной примеси меди (от 22.2 до 26.4 мас. %). При этом содержание Au варьируется (мас. %) от 65.6 до 70.0, а Ag до 7.1 до 15.1. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает, что эти золото-медистые фазы отвечают купроауриду Cu (AuAg) — минералу, возникающему на поздних этапах ультраосновного магматизма [5, 9], что, по-видимому, наблюдается и в нашем случае.

Особое внимание привлекают метасоматиты кварц-серицитового состава, сопровождающие внутрирудную дайку диабазовых порфириров и занимающие резко секущее положение к более ранним прожилково-вкрапленным рудам. В плане ареал гидротермальных изменений имеет форму линзы длиной до 200 м и максимальной мощностью в 36 м. Текстура пород, слагающих метасоматиты, брекчиевая с интенсивным развитием процессов лимонитизации и выщелачивания. Рудная минерализация локализована в виде вкрапленности и прожилков пирит-кварцевого состава. Распределение металла неравномерное от 0.4 до 1.8 г/т. На участках совмещения метасоматитов и прожилково-вкрапленной минерализации содержания Au достигают до 10.7 г/т, в единичных пробах — 124 г/т. Содержание Ag при этом составляет 96 г/т. Минералы благородных металлов представлены группами соединений в системах Au–Cu и Au–Ag. Минералы последней представлены самородным серебром высокой химической чистоты (примесь Au не превышает 2.1 мас. %). В системе Au–Cu необходимо отметить прежде всего фазы медистого золота с высокой концентрацией U (до 2.3 мас. %) и Zn (до 1.3 мас. %), а также самородной меди.

Таблица 1. Состав медистого золота Конторского рудопроявления, мас. %

№ п/п	Ag	Au	Cu	Кристаллохимическая формула
1	8.95	65.69	25.36	$\text{Cu}_{0.96}(\text{Au Ag})_{1.04}$
2	7.62	65.89	26.49	$\text{Cu}_{1.02}(\text{Au Ag})_{0.98}$
3	15.14	62.57	22.29	$\text{Cu}_{0.90}(\text{Au Ag})_{1.10}$
4	7.14	69.92	22.94	$\text{Cu}_{0.92}(\text{Au Ag})_{1.08}$

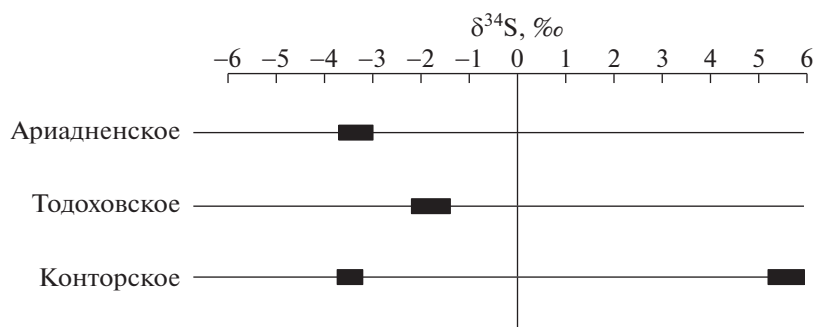


Рис. 3. Изотопный состав серы сульфидов Ариадненской интрузии ультрабазитов.

Для выяснения особенностей происхождения рудного вещества предлагается рассмотреть две модели: магматическую и гидротермальную. Первая из них основана на предположении о первично-магматическом генезисе благороднометальной минерализации, ее связи с ультрабазитами. О возможности существования самородных металлов в мантии свидетельствуют металлические пленки, в том числе и золотые, на алмазах [10]. Помимо золотых пленок, на алмазах установлено присутствие первичных включений ильменитов, что нашло свое отражение в формировании золото-ильменитовых руд Ариадненского месторождения. Ранее отмечалось [11], что транспорт благородных металлов может осуществляться в виде углеродсодержащих комплексов, таких как карбонилы, алогенкарбонилы, металлофуллерены, устойчивых при температурах выше 400–500°C. Мантийный флюид, судя по исследованиям газовых включений в первичных породообразующих минералах из ультрабазитов Полярного Урала [12], весьма насыщен разнообразными летучими углеродистыми соединениями (CO, CO₂, CH₄, C₂H₄, C₂H₆ и др), а также свободным водородом и азотом. Водородно-метановый газовый режим способствовал восстановлению самородных металлов с растворенными в них азотом и углеродом. Это практически тот же спектр основных примесей, что и в самородном золоте антимонит-кварцевых жил Тодоховского проявления, из экзоконтактовой зоны ультрабазитов. Более того, появление углеродистого пленочного покрытия на этих золотилах, возможно, связано с каталитическими реакциями разложения металлоорганических соединений с образованием твердых фаз на поверхности катализатора, в данном случае, золота [13]. Наличие углеродистых пород во внешнем контуре интрузии могло оказаться благоприятным фактором для локализации медных руд Конторского проявления. Эти осадочные породы могли играть роль геохимического восстановительного барьера для рудоносных флюидов, продуцируемых интрузией ультраосновного состава. Присутствие купроаурида в

рудных образованиях [14], в нашем случае медной минерализации, может рассматриваться как отражение их генетических связей с ультрабазитами.

Для оценки источников рудного вещества был проанализирован изотопный состав серы сульфидов ультрабазитов, а точнее пирротина золото-титановых руд Ариадненского месторождения, антимонита золото-сурьмяных образований Тодоховского проявления, а также пиритов медных руд и золотоносных метасоматитов Конторского проявления (рис. 3). Было установлено, что изотопные характеристики серы этих сульфидов в целом обладают высокой степенью гомогенности, укладываясь в довольно узкий интервал, несколько облегченный относительно ультраосновных пород [15]. При этом, значения δ³⁴S (4 анализа) пирротина меняются от –3.0 до –3.1‰. Для антимонитов величины δ³⁴S (5 анализов) сдвигаются в более тяжелую сторону от –1.8 до –1.5‰, тогда как значение δ³⁴S для пиритов медных руд (4 анализа) варьируется от –3.1 до –3.5‰. Изотопное фракционирование обусловлено, скорее всего, изменениями физико-химических характеристик рудообразующих флюидов (Eh-pH, температуры) в направлении от центра интрузии (ильменитовые габбро, золото-титановые руды) к ее периферии, обусловивших развитие в экзоконтакте и околоинтрузивной зоне ультрабазитов золото-сурьмяных и золото-медных образований. В сущности, изотопно-легкий состав сульфидной серы разнотипных руд свидетельствует, скорее всего, об участии в их формировании коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были коровые породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления интрузии ультрабазитов. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода [16]. Этот сероводород участвовал как в формировании сульфидов титановых руд, так и сурьмяной и медной минерализации. Появление сурьмы и меди в рудоносных флюидах также может быть связано с их мобили-

зацией из корового вещества. К настоящему времени накоплен значительный материал [17], указывающий на возможность корового происхождения многих металлов, в том числе сурьмы и меди.

В основе другой модели лежат представления о генетической связи золото-медной минерализации с поздним гранитоидным магматизмом. Так, изотопный состав серы пиритов золотоносных метасоматитов (4 анализа) заметно отличается от приведенных выше данных, изменяясь в интервале от 5 до 5.8‰ (рис. 3). Утяжеленный состав серы этих сульфидов, по свидетельству [18], позволяет предполагать о гранитоидном (магнетитовая серия) источнике рудного вещества. Выполненные исследования указывают на то, что формирование медной и золотой минерализации в пределах Конторского рудопоявления было разделено внедрением позднемеловых даек диабазов и сопряженными с ним процессами экзоконтактового метаморфизма и гидротермальной переработки. Присутствие примеси Zn и U в отдельных золотилах увязывается с их экстракцией из черных сланцев.

В то же время нельзя полностью исключить гипотетическую возможность формирования медной минерализации гидротермальными растворами с участием гранитоидов ильменитовой серии, характеризующихся присутствием изотопно-легкой серы [18]. При этом часть минералов Cu–Au могла возникнуть при воздействии золотоносных гидротерм (связанных с дайкой) на медное оруденение. Как показали эксперименты по гидротермальному синтезу медистого золота, при температурах ниже 500°C, на медьсодержащих пластинах образуются мелкие кристаллы купроаурида [19]. Избыток Ag и Cu реализовался в виде самородных серебра и меди. По близкой схеме [20], кристаллизовалось медистое золото месторождения Золотая Гора в зоне влияния Карабашского массива базит-ультрабазитов (Урал). Однако следует заметить, что в районе рудопоявления отсутствуют выходы гранитоидов, нет геофизических данных, указывающих на существование подобных пород на глубине. Изложенный материал позволяет связывать растворы, участвовавшие в формировании медных руд, с ультраосновным магматизмом.

Таким образом, в результате выполненных минералого-геохимических и изотопных исследований выявлено существование элементов зональности в площадном распределении руд, свидетельствующее в пользу единого источника рудного вещества: в центре интрузии ультрабазитов сосредоточена золото-титановая минерализация (Ариадненское месторождение), в ее экзоконтакте — золото-сурьмяные руды (Тодоховское проявление), на удалении к северо-востоку — золото-медные образования (Конторское проявление).

Присутствие купроаурида в рудных образованиях последнего рассматривается как отражение их генетических связей с поздними этапами ультрабазитового магматизма. Формирование золото-медного оруденения осложнено внедрением поздних даек диабазов, сопряженного с поступлением в гидротермальную систему флюидов, производных позднего гранитоидного магматизма. Рудообразование сопровождалось гидротермальной переработкой медной минерализации и выносом рудогенных элементов из осадочных пород, отличающихся их повышенной концентрацией, по сравнению с эдуктом, с последующим поступлением в минералообразующую систему. Присутствие примеси U и Zn в золоте метасоматитов указывает на возможность участия в рудообразовании углеродсодержащих пород околоинтрузивной зоны.

Для выяснения геодинамического режима формирования рудной минерализации необходимо проведение дополнительных исследований, включающих изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические изучения магматических образований изученной площади. Полученные результаты имеют принципиальное значение, поскольку могут использоваться при металлогенетических построениях, а также оценке перспектив ресурсного потенциала ультрабазитовых интрузий не только юга Дальнего Востока, но и других регионов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность К.Н. Доброшевскому за предоставленный материал для исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data / *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 120. P. 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.023>
2. *Ivannikov S.I., Markin N.S., Zhelezov V.V.* // *Nuclear Technology and Radiation Protection*. 2021. V. 36. № 1. P. 12–17. <https://doi.org/10.2298/NTRP201217005I>
3. *Гриненко В.А.* Приготовление двуокиси серы для изотопного состава. *Журнал неорганической химии*. 1962. № 7. С. 2578–2582.
4. *Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В.* Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит-ультрабазитов (Приморье) // *ДАН*. 2020. Т. 492.

- № 2. С. 39–43.
<https://doi.org/10.31857/S2686739720060079>
5. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
 6. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. Роль апо-гипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Вып. 2. Т. 2. С. 219–232.
 7. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Приставко В.А. и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // ДАН. 1997. Т. 355. № 6. С. 801–804.
 8. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 37–49.
 9. Рамдор П.О. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникших при серпентинизации // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 32–43.
 10. Макеев А.Б., Филиппов В.Н. Металлические пленки на природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // ДАН. 1999. Т. 368. № 6. С. 808–812.
 11. Жмодик С.Н., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228–243.
 12. Брянцининова Н.И. Газовые включения в породообразующих силикатах ультрабазитов Полярного Урала, как характеристика флюидного режима мантии. Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 88–90.
 13. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.
 14. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983, 287 с.
 15. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.
 16. Seal R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 633–677.
<https://doi.org/10.2138/RMG.2006.61.12>
 17. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
 18. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – a reconnaissance study // Geology. 1989. V. 17 (9). P. 788–791.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017)
 19. Марчук М.В., Иванова Л.А. Образование медистого золота в зависимости от флюидного режима // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 377–379.
 20. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о “золото-родингитовой” формации). М: Науч. Мир, 2002. 220 с.

THE FIRST INFORMATION ABOUT THE GOLD-COPPER MINERALIZATION OF THE KONTORSKOYE ORE OPENING (ARIADNE INTRUSION OF ULTRABASITES, PRIMORYE)

Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, V. P. Molchanov^{a, #}, and D. V. Androsov^a

^a Far Eastern geological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

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

Within the Sikhote-Alin orogenic belt, a new promising type of mineral resources has been identified – complex ores and placers spatially and genetically related to Late Mesozoic ultramafic intrusions. An example of this is the Ariadne massif of ultramafic rocks, in the center of which there is a manifestation of gold-titanium mineralization, and in the exocontact – gold-antimony. The main features of the mineralogy and geochemistry of gold-copper formations in its near-intrusive zone are determined. To reconstruct the conditions for the formation of these ores, the isotopic composition of sulfur in sulfide minerals was studied. The obtained materials testify to the significant metal-bearing potential of the ultramafic rocks of the Sikhote-Alin.

Keywords: copper gold, mineralogy, isotopy, geochemistry, Ariadne intrusion of ultrabasites, Sikhote-Alin, Primorye

УДК 551.242.22(734.5)

СОСЬВИНСКО-ЛОЗЬВИНСКИЙ ГРАБЕН – ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СТРУКТУРА РАСТЯЖЕНИЯ В ТЫЛУ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

© 2023 г. Г. А. Петров^{1,*}, член-корреспондент РАН А. В. Маслов¹

Поступило 14.03.2023 г.

После доработки 30.03.2023 г.

Принято к публикации 04.04.2023 г.

В пределах северной части Тагильской палеоостроводужной структуры на Северном Урале выделен Сосьвинско-Лозьвинский грабен, выполненный преимущественно терригенными и вулканогенными толщами девона и нижнего карбона. Расположение грабена к западу (в современных координатах) от надсубдукционных магматических комплексов и состав вулканитов, сочетающий признаки магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок, позволяют предполагать формирование данной структуры в условиях растяжения в тылу активной континентальной окраины.

Ключевые слова: Тагильская палеоостровная дуга, грабен, Северный Урал, стратиграфия, тектоника, магматизм

DOI: 10.31857/S2686739723600467, **EDN:** RYKUNZ

Присутствие позднеордовикско-девонских островодужных структур на восточном склоне Урала является общепризнанным ([7] и др.). Вместе с тем интерпретации особенностей их строения и трактовки положения и направления погружения древних зон субдукции у разных авторов различны. Так, на основе изучения петрологии и геохимии вулканитов позднеордовикско-раннедевонской Тагильской островодужной системы в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 на Среднем Урале, был сделан вывод о восточном (здесь и далее – в современных координатах) погружении палеозоны субдукции [4]. Аналогичный вывод получен при исследовании зональности вулканизма девонской Магнитогорской островной дуги [3]. Существуют и альтернативные представления, предполагающие западное падение зоны субдукции в девонское время (например, [2] и др.). В процессе исследования вулканогенных и осадочных образований в северной части Тагильской мегазоны (рис. 1) нами обнаружена девонско-раннекаменноугольная структура, названная Сосьвинско-Лозьвинским грабеном, врезанная в шельфовую карбонатную платформу,

залегающую на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги. Поскольку девонские надсубдукционные вулканогенные комплексы располагаются восточнее Сосьвинско-Лозьвинского грабена, последний можно интерпретировать как результат растяжения в тылу активной континентальной окраины.

В палеозойской истории Тагильской мегазоны обычно выделяются три этапа – позднеордовикско-лохковский, пражско-франский и фаменско-турнейский, разделенные эпохами перестройки или перескока зоны субдукции, а также аккреции ([7, 9] и др.). Считается, что первые два этапа соответствуют островодужному режиму, а последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции восточно-уральских блоков к “уральской” окраине Лавруссии [7]. В данной публикации рассмотрены особенности состава и строения девонских и нижнекаменноугольных комплексов на восточном склоне Северного Урала.

Геолого-структурное районирование девонских образований на восточном склоне Северного Урала впервые выполнено А.В. Пейве [5], выделившим две структурные зоны – западную Петропавловскую и восточную Турьинскую. Позднее комплексы Петропавловской зоны были отнесены к Западно-Тагильской структурно-формационной зоне (СФЗ), а Турьинской – к Во-

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

*E-mail: Georg_Petrov@mail.ru

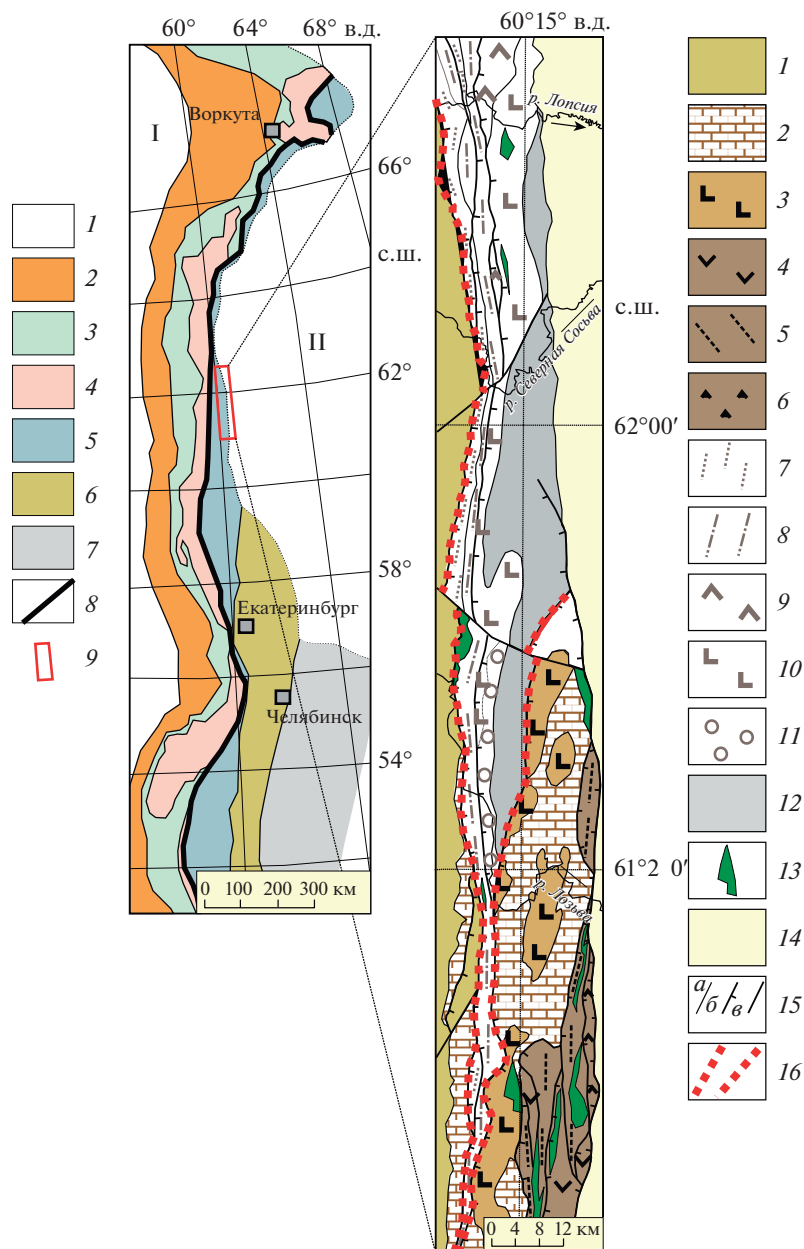


Рис. 1. Расположение главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта Сосьвинско-Лозьвинского грабена (б). а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – Палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкар-Щучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемый район; б: 1–3 – Западно-Тагильская СФЗ: 1 – островодужные силурийские вулканогенные и осадочные образования, 2 – девонские шельфовые терригенно-карбонатные последовательности, залегающие на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги; 3 – вулканогенно-осадочные образования перевозской свиты, D₁; 4–6 – Восточно-Тагильская СФЗ, Красноуральская подзона: 4 – вулканогенно-осадочные образования краснотурьинской (D₁) и тальтийской (D₁₋₂) свит, 5 – карбонатно-кремнисто-терригенные образования лангурской и высотинской свит, D₂, 6 – вулканогенно-осадочные образования лимкинской свиты, D₂₋₃; 7–12 – Восточно-Тагильская СФЗ, Нахорская подзона (Сосьвинско-Лозьвинский грабен): 7, 8 – вулканогенно-терригенные образования лопсиской (D₁₋₂) и арбыньинской (D₂) толщ, 9 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща, D₃, 10 – карбонатно-терригенно-вулканогенная иоутыньинская толща, D₃, 11 – терригенная лозьвинская свита, D₃, 12 – карбонатно-вулканогенно-терригенные образования, C₁; 13 – габбродолериты ивдельского комплекса, D₃; 14 – мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы; 15 – интрузивные и стратиграфические границы (а), взросы и надвиги (б), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (в); 16 – контуры Сосьвинско-Лозьвинского грабена.

сточно-Тагильской СФЗ [1]. Для Петропавловской зоны характерны терригенно-карбонатные осадочные последовательности, для Турьинской — вулканогенно-осадочные. Между осадочными (терригенно-карбонатными) и преимущественно вулканогенными фаціальными обстановками существует переходный ряд формаций, отражающий условия шельфа невулканической островной дуги, междугового бассейна и активной девонской островной дуги [6]. Вновь полученные данные позволили нам существенно уточнить эти представления.

Геолого-съемочные работы на восточном склоне Северного Урала и создание Легенды Уральской серии [1] выявили достаточно существенные изменения состава разновозрастных девонских образований по простиранию (в меридиональном направлении), что отразилось в выделении Нахорской и Красноуральской подзон в составе Восточно-Уральской СФЗ (рис. 2). Предполагалось, что стратона Нахорской подзоны располагаются севернее пород Красноуральской подзоны, фаціальнo замещая последние, однако, характер и причины этой изменчивости были неизвестны. Нами показано, что геологические образования Нахорской подзоны выполняют крупный грабен, расширяющийся в северном направлении (см. рис. 1), ограничения которого трансформированы более поздними надвигами и в значительной степени перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В геологическом строении исследуемого района выделены три группы девонских структурно-вещественных комплексов, соответствующих различным палеобстановкам: 1) пологого шельфа невулканических островов (отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги), Западно-Тагильская СФЗ; 2) междугового прогиба и активной островной дуги, Красноуральская подзона Восточно-Тагильской СФЗ; 3) грабена, врезанного в мелководный шельф, Нахорская подзона той же СФЗ. Поскольку пржидольско-лоховская туринская (петропавловская) свита завершает позднеордовикско-раннедевонский формационный ряд островодужной системы [6], мы приведем краткую характеристику девонских толщ и свит, начиная с пражского яруса.

В пределах Западно-Тагильской СФЗ на вулканогенных и осадочных образованиях туринской свиты с несогласием, а в некоторых разрезах — без видимого несогласия, залегает пражская *перевозская свита* (D_{1pr}), представленная разнообразными карбонатными породами. С долей условности, к ней также отнесены вулканогенно-осадочные последовательности, слагающие ядра антиклиналей в восточной части исследуемой территории [6] (см. рис. 1). В составе последних отмечается переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников,

туфоалевролитов, туфоконгломератов, содержащих тела дацитов, дациандезитов, базальтов, андезибазальтов и их туфов, прослой известняков и кремнистых алевролитов. Количество вулканогенных пород возрастает вверх по разрезу. Ранее было высказано предположение о формировании описанных образований в междуговом прогибе, располагавшемся между карбонатным шельфом отмершей силурийской островной дуги и девонской вулканической островной дугой, но, учитывая почти полную идентичность состава и возраста вулканитов перевозской свиты и распространенной восточнее краснотурьинской [6], нельзя исключить также вероятность аллохтонного залегания пластин вулканогенно-осадочных пород на карбонатном автохтоне. В соответствии с современной схемой стратиграфии Урала [1], считается, что на перевозской свите с несогласием залегают *вагранская* (D_{1vg}) и *тальтийская* (D_{1-2tl}) свиты, в составе которых преобладают банковые известняки с прослоями терригенных пород и бокситы. Эйфельская *лангурская свита* (D_{2ln}), согласно перекрывающая тальтийскую, имеет ограниченное распространение. В ее составе преобладают банковые известняки. Эйфельско-живетская *высотинская свита* (D_{2vs}) характеризуется преимущественным развитием известняков с прослоями терригенных пород и бокситов. Живетско-франская *шегультанская свита* ($D_{2-3\check{sg}}$) несогласно налегает на образования высотинской свиты, она также сложена банковыми известняками. *Кедровская свита* (D_{3kd}) распространена фрагментарно и представлена глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями известняков [1].

Стратифицируемые образования Красноуральской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ в исследуемом районе представлены пакетом тектонических пластин, надвинутых на комплексы Западно-Тагильской СФЗ. В связи с этим контакты стратонов чаще всего тектонически сорваны и интерпретация их последовательности не всегда возможна. В состав пражско-эмской *краснотурьинской свиты* (D_{1kt}) входят лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, дациандезитов и дацитов, есть также туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, углисто-кремнистые и известковисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты и известняки. Геохимические особенности вулканитов указывают на принадлежность их к магматическим образованиям островных дуг и сопоставимы с теми, что свойственны вулканитам перевозской свиты [6]. *Тальтийская свита* (D_{1-2tl}) выделена в небольших блоках, и имеет сходный состав. *Лангурская свита* (D_{2ln}) также имеет незначительное распространение, в

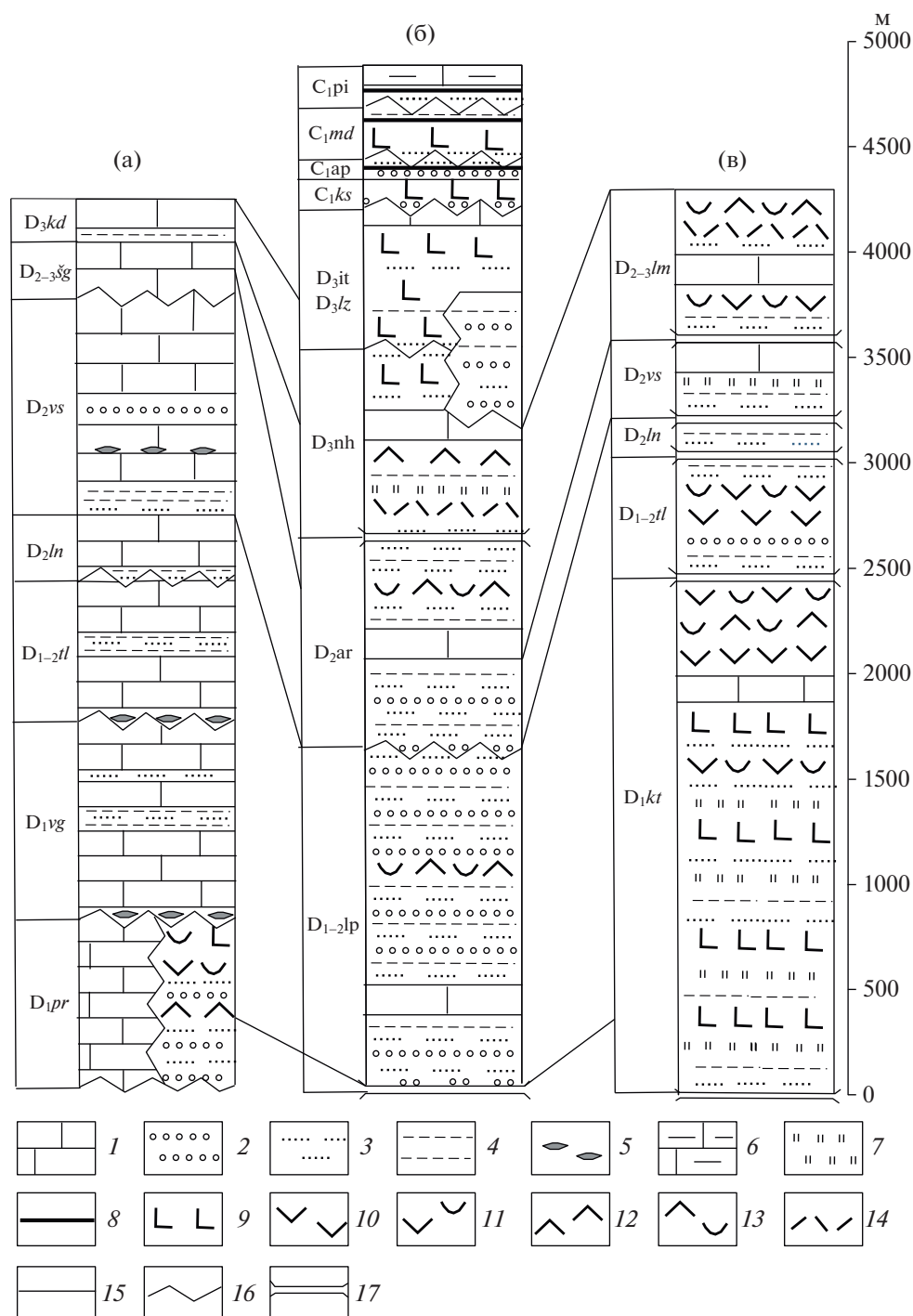


Рис. 2. Схематические литологические колонки девонских и каменноугольных последовательностей Западно-Тагильской СФЗ (шельфовые образования на комплексах отмершей позднеордовикско-раннедевонской островной дуги) (а) Нахорской подзоны (Сосьвинско-Лозьвинский грабен) (б) и Красноуральской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ (девонской островодужной системы) (в). Расшифровка индексов свит в тексте. 1 – известняки, 2 – туфогравелиты и туфоконгломераты, 3 – туфопесчаники, 4 – туфоалевролиты и аргиллиты, 5 – бокситы, 6 – глинистые известняки и мергели, 7 – кремнистые сланцы, 8 – каменные угли, 9 – базальты, 10 – андезиты и андезибазальты, 11 – туфы андезитового состава, 12 – дациты, 13 – туфы дацитового состава, 14 – риолиты, 15 – согласные стратиграфические границы, 16 – стратиграфические несогласия, 17 – тектонические границы.

ее составе отмечаются туфоалевролиты, туфопесчаники, известковистые и кремнистые алевролиты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы.

Высотинская свита (D_{2vs}) присутствует в узких тектонических блоках, в ее составе распространены известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты,

туфогравелиты, кристаллотуфы, углисто-карбонатные и глинисто-карбонатные сланцы, песчаники, алевролиты, прослои силицитов. В состав живецко-франской лимкинской свиты ($D_{2-3}lm$) входят андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты. Геохимические параметры вулканитов лимкинской свиты указывают на формирование их в надсубдукционной обстановке [6].

Нижне-среднедевонские (пражско-эйфельские) образования Нахорской подзоны входят в состав лопсийской толщи ($D_{1-2}lp$), включающей полимиктовые конгломераты, туфогенно-кремнистые сланцы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, пепловые туфы преимущественно кислого состава и известняки. В составе обломков присутствуют разнообразные вулканиты, кремни, алевролиты, известняки, отмечаются известняковые олистостромы горизонты. Выше по разрезу несогласно залегает живецкая *арбыньинская толща* (D_2ar), имеющая сходный с лопсийской состав. В составе франской *нахорской толщи* (D_3nh) участвуют базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты и их туфы, а также — туфопесчаники, туффиты, гравелиты, песчаники, сланцы глинистые и кремнистые, силициты, известняки. Базальты и андезибазальты нахорской толщи — нормально- и умеренно-щелочные, высокотитанистые (TiO_2 — 1.12–2.05, в среднем 1.58 мас. %), умеренно глиноземистые (Al_2O_3 — 15.90–18.60, в среднем 16.87 мас. %) породы с умеренным содержанием MgO (5.41–6.20, в среднем 5.70 мас. %) и варьирующим содержанием K_2O (0.44–2.13, в среднем 1.34 мас. %). Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах довольно высокое (63.97–126.49, в среднем 102.51 мкг/г). Средняя величина отношения легких лантаноидов к тяжелым (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) составляет 4.32 (минимум — 4.08, максимум — 4.7). Отношение Ni/Co = 1.96, среднее содержание Zr составляет 172.87 мкг/г (93.6–239.00 мкг/г), Nb — 4.52 мкг/г (2.30–6.76 мкг/г). На диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$ [13] точки составов нахорских вулканитов попадают в поле островодужных образований (рис. 3). Таким образом, вулканиты нахорской толщи обладают некой двойственностью: содержание Ti в них слишком высоко для островодужных образований, но по другим параметрам они соответствуют надсубдукционным магматическим породам. Вероятно, подобные особенности можно объяснить смешением магм, выплавленных из деплетирован-

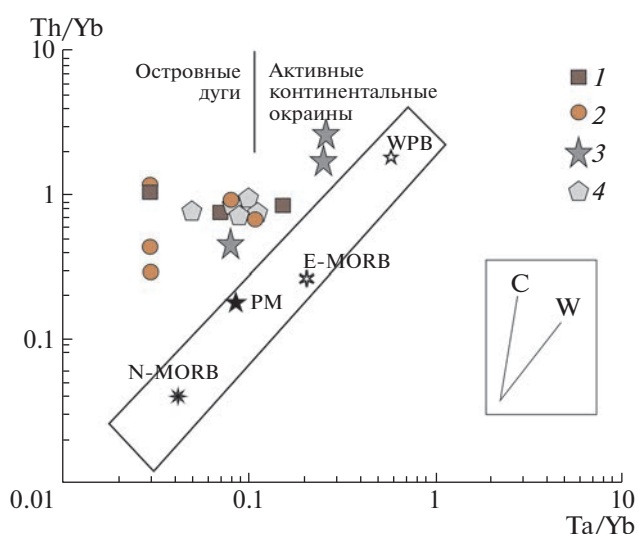


Рис. 3. Диаграмма $Th/Yb-Ta/Yb$ для базальтов и андезибазальтов Сосьвинско-Лозьвинского грабена. Вулканиты: 1 — нахорской толщи, D_3 , 2 — иоутыньинской толщи, D_3 , 3 — косьинской свиты, C_1 , 4 — медногорской свиты, C_1 . Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB по [14], PM (примитивной мантии) по [15], и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [10]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W) по [8].

ной мантии надсубдукционного клина и из “обогащенного” глубинного мантийного источника.

В строении залегающей выше фаменской иоутыньинской толщи (D_3it) принимают участие базальты, долериты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки. Базальты этой толщи — породы нормальной щелочности, с умеренным содержанием TiO_2 (0.93–1.55, в среднем 1.30 мас. %), умеренно глиноземистые (Al_2O_3 — 16.20–17.90, в среднем 16.70 мас. %) породы с высоким содержанием MgO (4.10–10.10, в среднем 7.09 мас. %) и неравномерным распределением K_2O (0.14–1.94, в среднем 0.76 мас. %). Содержание РЗЭ в них ниже, чем в вулканитах нахорской толщи (45.34–87.32, в среднем 64.27 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{среднее} = 3.87 (минимум — 2.80, максимум — 5.29). Отношение Ni/Co _{среднее} равно 3.43, среднее содержание Zr составляет 122.52 мкг/г (минимум — 83.40, максимум 180.00 мкг/г), Nb _{среднее} = 2.85 мкг/г (1.63–4.44 мкг/г). В целом геохимические параметры вулканитов соответствуют островодужным образованиям. В южной части грабена вулканогенные образования нахорской и иоутыньинской толщ фациально замещаются франско-фаменской лозьвинской свитой (D_3lz), состоящей из переслаивания конгломератов, граувакковых песчаников, гравелитов и алевролитов [1].

Разрез карбона начинается с раннетурнейской косьинской свиты (C_1ks), включающей граувакко-

вые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, туфы, известняки и конгломераты. Базальты косьинской свиты имеют нормальную щелочность, для них характерно варьирующее содержание TiO_2 (1.17–2.59, в среднем 1.66 мас. %), а также Al_2O_3 (14.3–17.70, в среднем 16.40 мас. %), MgO (5.13–7.19, в среднем 5.83 мас. %) и K_2O (0.42–1.15, в среднем 0.71 мас. %). Содержание РЗЭ и степень их дифференциации выше, чем в вулканитах иоутынской толщи ($\Sigma РЗЭ = 61.30–102.19$, в среднем 84.29 мкг/г, $ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.24–6.97$, в среднем 4.86). Отношение $Ni/Co_{\text{среднее}}$ равно 3.11, среднее содержание Zr составляет 238 мкг/г (166–331 мкг/г), $Nb_{\text{среднее}} = 5.03$ мкг/г (4.02–5.98 мкг/г). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb фигуративные точки вулканитов локализованы в полях островных дуг и активных континентальных окраин (см. рис. 3). Геохимические особенности вулканитов могут быть интерпретированы как отражающие процесс смешения вещества деплетированной верхней мантии, переработанной субдукционными флюидами, и вещества “обогащенного” глубинного мантийного источника, что не противоречит представлениям о формировании ее в обстановке растяжения в тылу активной континентальной окраины.

Выше залегает *апсинская толща* (C_{1ar}), содержащая пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои углей, туфы и туфоконгломераты основного состава, базальты, глинисто-кремнистые сланцы и известняки. На породах косьинской толщи и апсинской свиты с несогласием залегают базальты, андезибазальты, андезиты, туфы с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и глинистых сланцев позднеюрнейской *медногорской свиты* (C_{1md}). Для медногорских вулканитов характерно неравномерное распределение TiO_2 (1.22–2.17, в среднем 1.69 мас. %), умеренная глиноземистость ($Al_2O_3 = 16.50–17.40$, в среднем 16.86 мас. %) и магнезиальность ($MgO = 3.65–6.55$, в среднем 5.16 мас. %) и довольно высокое содержание K_2O (0.62–2.12, в среднем 1.08 мас. %). Содержание РЗЭ в них выше, чем в вулканитах косьинской свиты (77.02–121.62, в среднем 103.06 мкг/г). Параметр $ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{\text{среднее}}$ равен 4.17 (3.76–5.36). Отношение $Ni/Co_{\text{среднее}}$ составляет 3.26. Среднее содержание Zr составляет 212.6 мкг/г (132–331 мкг/г), а Nb – 4.48 мкг/г (2.81–5.98 мкг/г). Особенности состава базальтов и андезитов не противоречат модели формирования их в пределах рифтовых структур в тылу активной континентальной окраины.

Палеозойский разрез Нахорской подзоны завершается позднеюрнейско-ранневизейской *песчано-известняковой толщей* (C_{1pi}), представлен-

ной переслаиванием полимиктовых песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков, известково-глинистых сланцев, глинистых известняков, отмечаются тонкие прослойки угля.

Из приведенного описания можно видеть, что характерными особенностями осадконакопления в пределах Нахорской подзоны являются преобладание терригенных фаций и почти полная амагматичность (за исключением редких прослоев пепловых и кристаллотуфов) в раннем и среднем девоне. Присутствие известняковых олисто-стромовых горизонтов в девонских толщах указывает на присутствие карбонатных пород в источниках сноса; в состав обломков девонских конгломератов входят известняки, полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнисто-глинистые сланцы, долериты, эффузивные породы основного-среднего составов; песчаники состоят из обломков глинистых сланцев, алевролитов, известняков и кремней, кристаллов плагиоклаза, хлорита, реже кварца. Можно предположить, что в изученной (не перекрытой) части Сосьвинско-Лозьвинского грабена источник сноса располагался западнее данной структуры (в современных координатах). Туфы в нижне- и среднедевонских стратонах состоят из кристаллокластов плагиоклаза, реже кварца, обломков дацитов, риолитов, иногда андезитов. Очевидно, вулканогенный материал поступал с востока, поскольку западнее Сосьвинско-Лозьвинской структуры девонские вулканогенные постройки неизвестны.

Магматическая активность начинается в позднем девоне, она носит антидромный характер; вулканиты демонстрируют “смешанные” геохимические параметры, характерные для магматических образований конвергентных и дивергентных обстановок. Осадочные и осадочно-вулканогенные последовательности Нахорской подзоны ограничены надвигами с восточным падением (см. рис. 1), при этом общая структура представляет собой моноклинали, осложненную складчатыми деформациями. В южной части района исследований тонкослоистые карбонатно-кремнисто-терригенные образования по системе разломов врезаны в карбонатную платформу, что позволяет интерпретировать данную структуру как деформированный грабен [6]. В региональном плане грабен расширяется в северном направлении и под острым углом пересекает структуры своего обрамления. Вероятно, сбросы западного крыла были преобразованы в надвиги на стадии коллизии, а разрывные нарушения восточного ограничения перекрыты аллохтонными пластинами. Поскольку область активного островодужного вулканизма в девонское время располагалась восточнее Сосьвинско-Лозьвинского грабена, можно предположить, что формирование грабена было связано с процессами растяжения в тылу активной

континентальной окраины с западным направлением погружения зоны субдукции. Геохимические параметры распространенных здесь вулканитов такой интерпретации не противоречат. Другой вариант — до позднего девона зона субдукции имела восточное падение, что согласуется с данными по более южным районам Урала ([3, 4] и др.), после чего произошли перескок и смена направления погружения на западное. В таком случае Сосьвинско-Лозьвинский грабен на первом этапе развивался как структура преддугового (междугового) бассейна, а позднее продолжил свою эволюцию в качестве структуры растяжения в тылу активной континентальной окраины. Возможно, в разных частях Уральского палеоокеана существовали зоны субдукции различного направления, как это наблюдается сейчас в районе Зондского архипелага ([11, 12] и др.).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // *Литосфера*. 2006. № 1. С. 3–21.
4. *Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских — раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и окологлубокой скважины (по пространству). Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 167 с.
5. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 1947. 207 с.
6. *Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В.* Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2021. Т. 29. № 3. С. 3–28.
7. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
9. *Язева Р.Г.* Зоны Заварицкого-Беньюфа в геологической истории и магматогенных формациях Урала // *Проблемы петрогенезиса и рудообразования Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 175–177.
10. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrology*. 1975. V. 16. Part 1. P. 22–56.
11. *Deschamps A., Lallemand S.* The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. No B12. P. 2322.
12. *Hall R.* Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer — based reconstructions, model and animations // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. № 20. P. 353–431.
13. *Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
14. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes / *Magmatism in the oceanic basins*. A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
15. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

SOSVA-LOZVA GRABEN — THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS STRUCTURE OF EXTENSION IN THE REAR OF AN ACTIVE CONTINENTAL MARGIN ON THE EASTERN SLOPE OF THE NORTHERN URALS

G. A. Petrov^{a, #} and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^a

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

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

Within the northern part of the Tagil paleo-island-arc structure in the Northern Urals, the Sosva-Lozva graben is identified. The graben is filled mainly with terrigenous and volcanic strata of the Devonian and Lower Carboniferous. The location of the graben to the west (in modern coordinates) of the supra-subduction magmatic complexes and the composition of volcanic rocks, which combines signs of igneous formations of convergent and divergent settings, suggest that this structure formed under extensional conditions in the rear of the active continental margin.

Keywords: Tagil paleoisland arc, graben, Northern Urals, stratigraphy, tectonics, magmatism

УДК 550.42 (571.54)

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ ГЕЙЗЕРИТ И ЭФЕМЕРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МОГОЙСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

© 2023 г. Л. В. Замана^{1,*}, П. А. Солотчин^{2,**}, член-корреспондент РАН Е. В. Складов^{3,***}

Поступило 28.02.2023 г.

После доработки 22.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

При гидрогеохимическом опробовании Могойского термального источника в Северном Забайкалье отобрано 5 проб современных минеральных осадков, в двух из которых в составе гейзерита главным компонентом является опал, а в трех других преобладают карбонаты, фториды и сульфаты натрия. Расчеты глубинных температур показали, что образование гейзерита связано с низкотемпературными гидротермами и объясняется снижением их температур при разгрузке. Отложение легкорастворимых солевых минералов происходит на испарительном барьере, в дождливый период они могут полностью раствориться и исчезать.

Ключевые слова: азотные термы, Могойский источник, глубинные температуры, гейзерит, когаркоит, трона, солевые отложения, испарительное концентрирование

DOI: 10.31857/S2686739723600431, **EDN:** RYFYFU

Характеристика современного минералообразования азотных терм Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) содержится в ряде монографий [1–3] и отдельных статьях. Могойский (по другим авторам Ципинский) термальный источник входит в число наиболее изученных в этом отношении. Тем не менее исследованиями последнего десятилетия на нем обнаружены ранее не упоминавшиеся минералы, в частности, когаркоит, вилломит и др. [4]. В данном сообщении изложены результаты новых исследований, расширяющие сведения о минеральном составе современных отложений источника, и предложены механизмы формирования развитых на нем основных минералов и минеральных ассоциаций.

Могойский источник является наиболее высокотемпературным (до 83.7°C на выходах) проявлением азотных термальных вод в БРЗ. Он нахо-

дится в долине р. Могой, притока р. Ципа, в левобережном бассейне р. Витим и состоит из многочисленных точечных и линейных выходов (до 40), образующих термальное поле протяженностью до 200 м при ширине до 100–120 м. Географические координаты примерного центра этого поля 55°28.439' с.ш., 113°26.341' в.д. Разгрузка терм локализована в юго-восточных отрогах Южно-Муйского хребта в границах развития позднепалеозойских гранитоидов баргузинского комплекса, перекрытых на участке разгрузки терм четвертичными аллювиальными отложениями.

Химический состав водных проб (табл. 1) определялся в ИПРЭК СО РАН (г. Чита) по нормативным методикам, определение минерального состава осадков выполнено в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгеноструктурным методом на дифрактометре ARL X'TRA (излучение Cu K α).

По химическому составу термы источника фторидно-гидрокарбонатные натриевые. Наряду с достоверно установленным максимальным для терм БРЗ содержанием фтора для источника характерны высокие концентрации кремния. Эти гидрогеохимические особенности определяют состав минеральных ассоциаций, современное образование которых особенно широко проявлено в юго-западной части термального поля. Здесь на участке протяженностью до 50 м отлагаются как плотнотцементированные светло-серые, так и туфообразные белые минеральные образова-

¹ Институт природных ресурсов, экологии и криологии
Сибирского отделения Российской академии наук,
Чита, Россия

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

³ Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: l.v.zamana@mail.ru

**E-mail: paul@igm.nsk.ru

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

Таблица 1. Физико-химические характеристики терм Могойского источника по данным опробования 15 ноября 2012 г. и 18–19 марта 2021 г.

Пробы	Показатели ($\text{HCO}_3^- - \text{Si}$ в мг/л)													$T_{\text{гл.}}, ^\circ\text{C}$	
	$T, ^\circ\text{C}$	pH	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	TDS	Si	1*	2*
12-2-1	78.7	8.93	12.0	169.6	19.2	17.8	26.0	1.54	0.03	106.1	2.16	354	45.4	135.7	131.7
12-2-2	73.2	8.95	12.3	162.9	24.7	18.6	26.6	2.06	0.06	110.2	2.18	360	42.8	132.4	128.7
12-2-3	80.7	8.92	11.7	170.2	22.0	18.0	25.9	1.25	0.03	107.2	2.12	358	46.3	136.7	132.3
12-2-4	58.8	9.03	13.2	140.3	30.3	20.0	26.5	1.36	0.02	109.3	2.30	343	44.8	135.4	130.8
12-2-5	62.1	9.00	12.6	155.6	30.0	17.8	26.0	1.36	0.06	101.1	2.15	347	45.6	135.9	131.6
12-2-6	48.1	9.00	10.8	122.0	29.6	15.9	26.3	1.79	0.09	107.8	2.23	310	44.4	134.4	130.4
21-Мг-1	78.9	9.10	25.1	166.8	79.8	13.0	27.6	6.49	0.04	150.2	2.42	471	57.5	149.2	142.6
21-Мг-2	70.6	9.10	26.6	156.5	63.1	13.2	27.4	6.33	0.02	140.0	1.79	435	56.5	148.2	141.9
21-Мг-3	83.4	9.10	24.5	165.2	58.7	12.9	27.8	6.69	0.02	135.8	1.92	436	54.7	146.3	140.3

TDS — минерализация по сумме ионов; $T_{\text{гл.}}$ — глубинные температуры по кондуктивной (графа 1*) и адиабатической (2*) моделям.

ния. Определение фазового состава этих отложений, проведенное методом рентгеновской порошковой дифрактометрии на материале пяти образцов, показало, что плотносцементированные образования в основном сложены опалом и являются гейзеритами (рис. 1), развитие которых на Могойском источнике отмечалось постоянно ([1, 2] и др.), а туфообразные осадки преимущественно представлены солевыми отложениями карбонатов, фторидов и сульфатов.

По [1], в БРЗ гейзериты установлены только на тех термальных источниках (их указано три, включая Могойский), в воде которых содержится SiO_2 в пределах 93–170 мг/л (43.4–79.3 мг/л по Si), а по [2] гейзериты образуются при температуре на выходах выше 75°C. Иные температуры образования, не менее 400°C, указаны для позднечетвертичных гейзеритов о. Ольхон и Приольхонья [5, 6]. Докладом таких температур авторы считают наличие в составе гейзеритов тремолита, температура образования которого составляет не менее 400°C [7], и графита высокой степени кристалличности, характерного для пород амфиболитовой фации метаморфизма. Расчетные температуры современных гидротерм БРЗ на глубинах их формирования, по оценке [2], не превышают 136°C.

Приведенные в табл. 1 глубинные температуры Могойского источника рассчитаны нами по кварцевому геотермометру по двум моделям [8]:

1) с кондуктивным теплообменом по формуле $t = (1309/(5.19 - \lg \text{SiO}_2)) - 273.15$,

2) с адиабатическим расширением (без теплообмена с вмещающими породами) по формуле $t = (1522/(5.75 - \lg \text{SiO}_2)) - 273.15$.

По первой модели глубинные температуры по двум срокам опробования равны 132.4–136.7 и 146.3–149.2°C (табл. 1), по второй соответственно на 3.7–4.6 и 6.0–6.6°C ниже. Следовательно, гейзериты как Могойского источника, так и других проявлений современных гидротерм БРЗ отлагаются из низкотемпературных гидрогеохимических систем, являются низкотемпературными. Причина их отложения — понижение температуры на выходах. По аморфному кремнезему азотные термы не равновесны [9], но при снижении температуры до 20–25°C равновесие наступает. Так, растворимость аморфного кремнезема при 25°C равна 120 мг/л [10] или 56 мг/л по Si. Этим же механизмом можно объяснить и образование флюорита CaF_2 в составе гейзерита, установленного в другом образце, поскольку насыщение по нему в термах источника при температуре >70°C не достигается, но возникает при более низких температурах при тех же концентрациях входящих в его состав компонентов [11].

В составе солевых отложений в одном из образцов основную долю составляли когаркоит Na_3FSO_4 , трона $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и термонатрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, примеси представлены кварцем SiO_2 , виллиомитом NaF , калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (рис. 2). В двух других образцах преобладали тенардит Na_2SO_4 и трона, когаркоит установлен в подчиненном количестве, в числе примесей определены галит NaCl , кварц, флюорит, барит BaSO_4 , а в следовых количествах — слюда и хлорит. В [12] отложения на гальке гранитов описаны как травертины — известковые туфы. Они в составе отложений по данным нашего опробования не выявлены, но впервые (с учетом [4]) на термальных источниках Забайкалья установлены карбонаты натрия и барит.

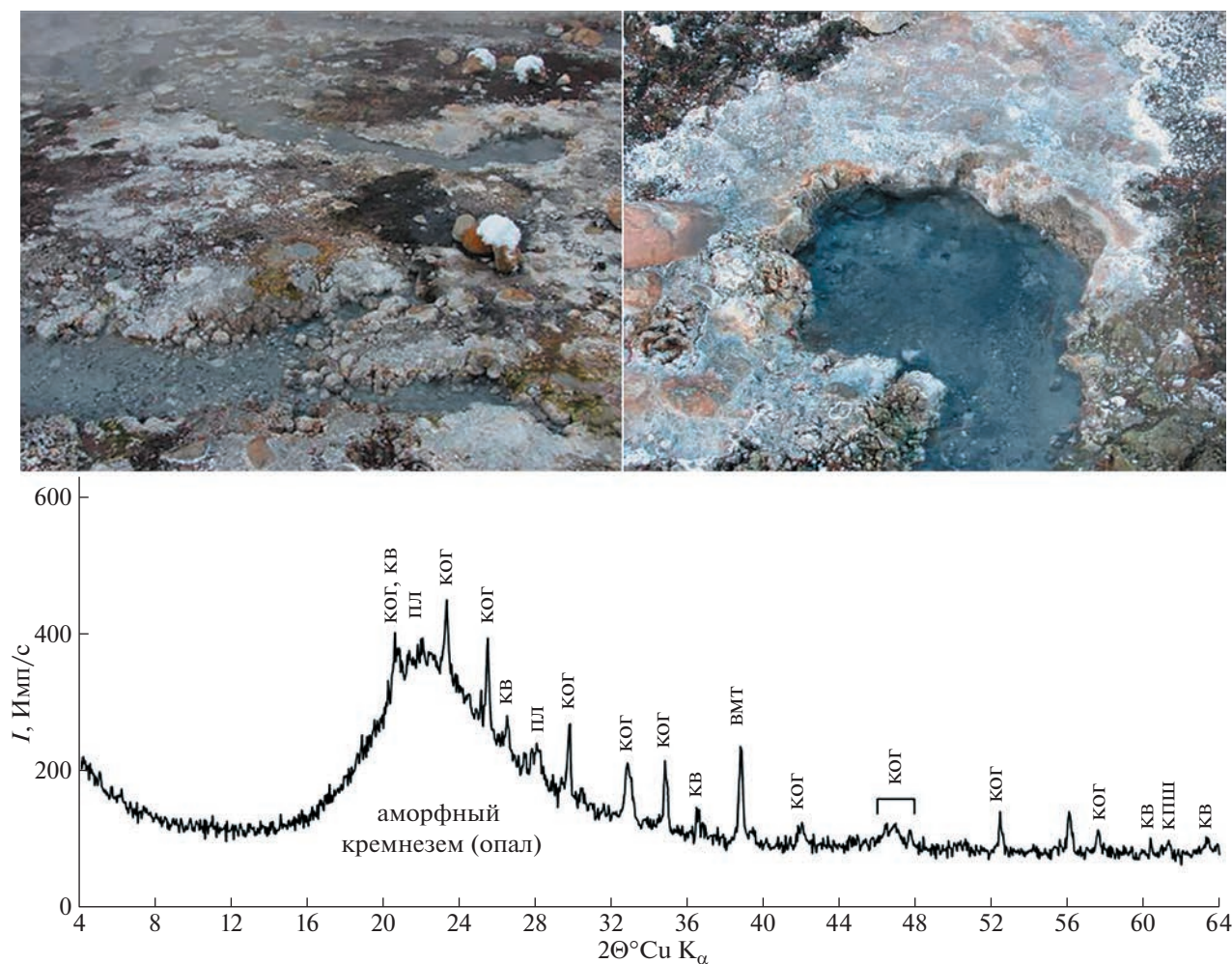


Рис. 1. Отложения гейзерита и рентгенограмма образца Мг-21-2м. Сокращения: ког — когаркоит, кв — кварц, пл — плагиоклаз, вmt — виллиомит, кпш — калиевый полевой шпат.

Обнаруженный на Могойском источнике когаркоит был второй находкой его в России [4]. В отличие от впервые найденного в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива (Кольский полуостров), где его генезис объяснялся выделением на последних стадиях кристаллизации расплава, обогащенного натрием и летучими компонентами [13], в нашем случае когаркоит гипергенный, образуется он в результате эвапоритизации низкотемпературных гидротерм. Минеральная ассоциация, близкая по составу к выявленной в отложениях Могойского источника, описана А. Пабстом и У. Шарпом в 1973 г. для горячих источников Гортензия Хот Спринг (Колорадо, США) [14], которые дали название этому минералу в честь Л.Н. Когарко, обнаружившей его и описавшей как “бесхлористый шайрерит” [13]. Там когаркоит встречается совместно с опалом, галитом, тронной, флюоритом, кальцитом, беркеитом и филлипситом.

Все основные выявленные соли обладают высокой растворимостью, многократно превышающей содержание их ионов в термах источника, насыщение по ним в термах не достигается. Так, растворимость (в г/л) NaF равна 36.6 при 10°C, $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — 485 при 40°C, Na_2SO_4 — 281 при 20°C [15]. Общая минерализация терм источника не превышает 0.5 г/л, поэтому отложение установленных натриевых солей происходит в результате концентрирования по ним на испарительном барьере на дневной поверхности, подобно формированию их на соленых озерах (Натрон и др.) в рифтовых системах Африки [16]. Ввиду высокой растворимости минералы солевых отложений Могойского источника являются эфемерными, в период дождей в основной массе они должны растворяться, а их химические компоненты выноситься в речную сеть и частично поступать в зону аэрации.

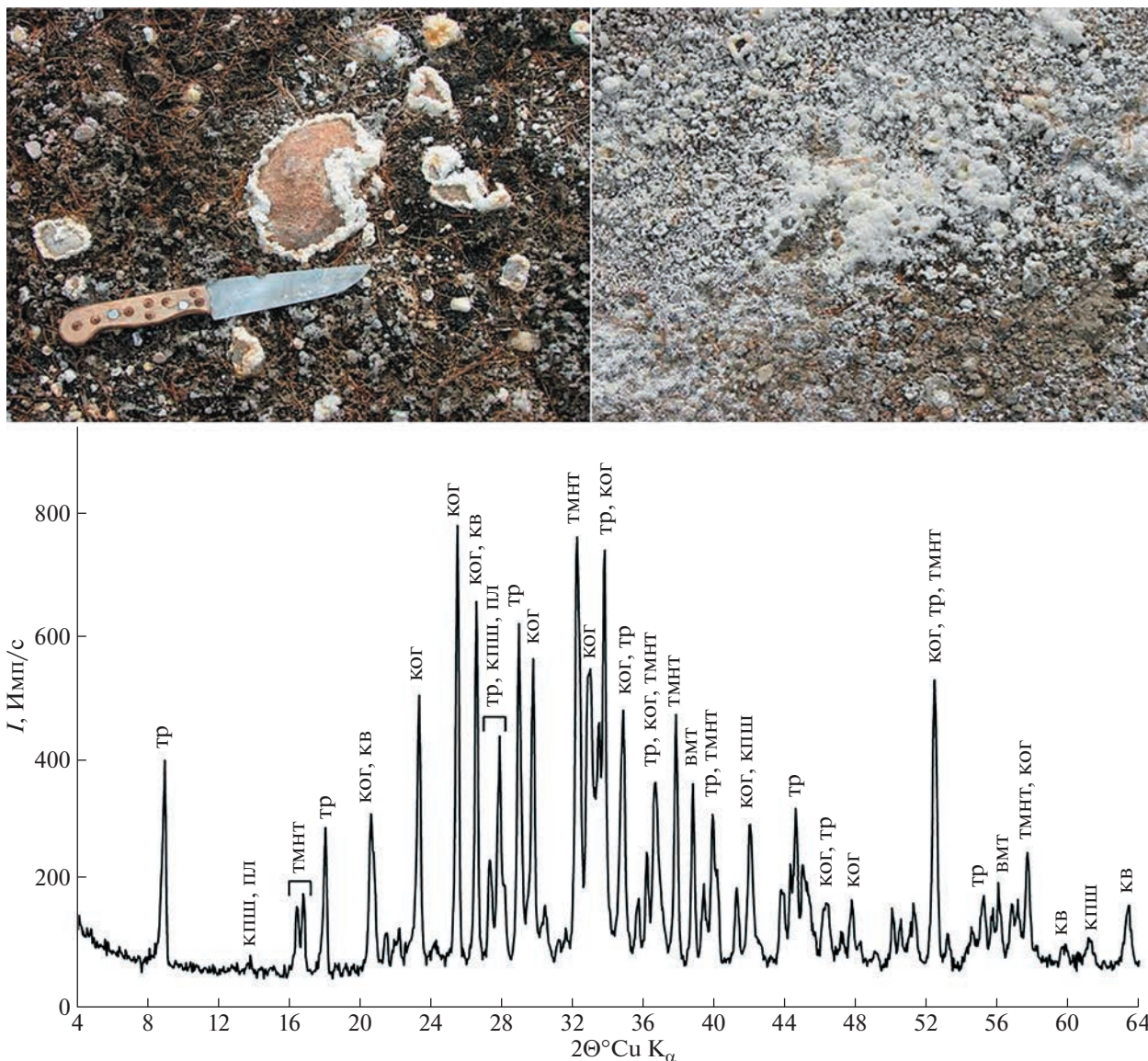


Рис. 2. Солевые отложения на камнях и поверхности почвы и их рентгенограмма (образец Мг-21-5м). Сокращения: тр – трона, тмнт – термонатрит, остальные – как на рис. 1.

В заключение подчеркнем, что гейзериты Мо-гойского источника, как и других гидротерм БРЗ, исходя из их глубинных температур, являются низкотемпературными, образуются они в результате охлаждения терм при разгрузке. Комплекс примесей в гейзеритах, а также минеральные ассоциации тех отложений, в которых аморфный кремнезем не является основной фазой или вообще отсутствует, прямо отражают химизм вод источника. Карбонаты в их составе в отличие от известных отложений травертинов представлены минералами натрия, вместе с другими солями (фторидами, сульфатами) отлагаются вследствие испарительного концентрирования исходных растворов. При дождях ввиду высокой растворимости солевые минералы могут исчезать.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по госбюджетной теме ИПРЭК СО РАН № FUFR-2021-0006 “Геоэкология водных экосистем Забайкалья в условиях современного климата и техногенеза, основные подходы к рациональному использованию вод и их биологических ресурсов” и госзаданию ИГМ СО РАН № FWZN-2022-0034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
2. Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна оз. Байкал. Новосибирск: Наука, 1987. 157 с.

3. Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д., Данилова Э.В. и др. Геохимическая деятельность микроорганизмов гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Академич. изд-во "Гео", 2011. 302 с.
4. Солотчин П.А., Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Замана Л.В., Склярова О.А. Новая находка когаркоита $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{F}$ в Забайкалье // ДАН. 2015. Т. 462. № 6. С. 701–705.
<https://doi.org/10.7868/S086956521518022X>
5. Скляров Е.В., Сквитина Т.М., Склярова О.А., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Позднечетвертичные высокотемпературные гейзериты Приольхонья (Байкальская рифтовая зона): петрографические и минералогические особенности, состав и условия формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 6. С. 580–591.
<https://doi.org/10.7868/S0869590314060041>
6. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Скляров Е.В., Сквитина Т.М., Толмачева Е.В., Склярова О.А., Прокопов Н.С. Геохимические особенности и флюидный режим формирования позднечетвертичных гейзеритов Приольхонья и о. Ольхон (Байкальская рифтовая зона) // ДАН. 2017. Т. 474. № 4. С. 465–470.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217040156>
7. Amphiboles: Crystal Chemistry, Occurrence and Health Issues. Hawthorne F.C., Oberti R., Ventura G.D., Mottana A. (eds.). // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2007. V. 67. 545 p.
8. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 41–50.
9. Замана Л.В. Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 2000. № 11. С. 1159–1164.
10. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода в 5 томах. Т. 2. Система вода — порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
11. Замана Л.В., Аскаров Ш.А. Фтор в азотных термах Баунтовской группы (Северное Забайкалье) // Вестник Бурятского государственного университета. 2010. № 3. С. 8–12.
12. Албагачиева В.А. Условия формирования источников типа акратотерм в Северном Забайкалье. М.: Недра, 1965. 80 с.
13. Когарко Л.Н. Бесхлористый шайрерит из нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1961. Т. 139. № 2. С. 435–437.
14. Pabst A., Sharp W.N. Kogarkoite, a new natural phase in the system $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{--NaF--NaCl}$ // Amer. Mineralogist. 1973. V. 58. P. 116–127.
15. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.
16. Philip J., Mosha D. Salt Lakes of the African Rift System: a Valuable Research Opportunity for Insight into Nature's Concentrated Multi-electrolyte Science // Tanz. J. Sci. 2012. V. 38. № 3. P. 1–13.

LOW-TEMPERATURE GEYSERITE AND EPHEMERAL MINERALS OF THE MOGOYSKY THERMAL SPRING (NORTHERN TRANSBAIKALIA, BAIKAL RIFT ZONE)

L. V. Zamana^{a, #}, P. A. Solotchin^{b, ##}, and Corresponding member of the RAS E. V. Sklyarov^{c, ###}

^a Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russian Federation

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

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

[#]E-mail: l.v.zamana@mail.ru

^{##}E-mail: paul@igm.nsk.ru

^{###}E-mail: skl@crusr.irk.ru

During hydrogeochemical testing of the Mogoisky thermal spring in Northern Transbaikalia, 5 samples of modern mineral sediments were taken, in two of which opal is the main component of geyserite, and in the other three carbonates, fluorides and sodium sulfates predominated. Calculations of deep temperatures showed that the formation of geyserite is associated with low-temperature hydrotherms and is explained by a decrease in their temperatures during discharge. Deposits of easily soluble salt minerals occur on the evaporation barrier, during rainy periods they can completely dissolve and disappear.

Keywords: nitrogen therms, Mogoisky spring, deep temperatures, geyserite, kogarkoite, trona, salt deposits, evaporative concentration

УДК 551.465

ЭЛЕМЕНТНАЯ СЕРА И ЕЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ В ВОДЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2023 г. А. В. Дубинин^{1,*}, Т. П. Демидова¹, Л. С. Семилова¹, М. Н. Римская-Корсакова¹,
член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина², С. А. Коссова², Е. Н. Зологина¹

Поступило 16.03.2023 г.

После доработки 29.03.2023 г.

Принято к публикации 04.04.2023 г.

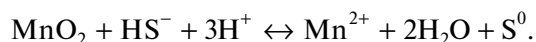
Элементная сера, как один из основных промежуточных продуктов окисления сероводорода, играет большую индикаторную роль в понимании окислительного цикла серы в воде анаэробных бассейнов. Рассмотрено распределение элементной серы в водной толще Черного моря на станциях, расположенных в области континентального склона. Впервые получены концентрационные профили двух форм элементной серы в зависимости от глубины в воде Черного моря: взвешенной элементной серы размерностью более 0.45 мкм (S^0) и серы нулевого заряда (ZVS), которая включает сумму элементной серы (взвешенной и коллоидной) и серы полисульфидов. В верхних горизонтах концентрация S^0 заметно растет (почти в 200 раз относительно горизонта 400 м) с увеличением концентрации сероводорода и плотности вод, на глубинах более 250 м концентрация обеих форм серы остается практически постоянной ($ZVS = 0.21 \pm 0.03$ мкмоль/кг, $S^0 = 0.05 \pm 0.01$ мкмоль/кг). Резкий рост концентрации S^0 на горизонтах 150–250 м связан с окислением сероводорода за счет бактериального аноксигенного фотосинтеза после отбора проб. Определена величина $\delta^{34}S(ZVS)$ в водах двух станций Ash-26 и 149 на горизонтах 450 и 600 м, которая оказалась на +2.2‰ выше, чем $\delta^{34}S(H_2S)$ с тех же глубин, что свидетельствует о бактериальном происхождении элементной серы.

Ключевые слова: сера нулевого заряда, элементная сера, сероводород, изотопный состав, Черное море

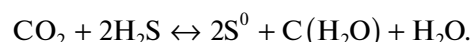
DOI: 10.31857/S2686739723600480, **EDN:** RYSHXL

ВВЕДЕНИЕ

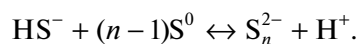
Элементная сера в меромиктических водоемах является продуктом как химического, так и биогенного окисления растворенного сульфида. Химические реакции сероводорода с доступными окислителями, такими как кислород, нитрат, MnO_2 и Fe_2O_3 , могут стать причиной появления абиогенной элементной серы в верхней части анаэробной зоны [11]. Ниже приведен пример реакции окисления сульфида оксидом марганца:



Анаэробное окисление сульфида до элементной серы биологическим путем может происходить с помощью фотоавтотрофных бактерий в результате потребления растворенного углекислого газа [3, 6]:



Элементная сера в анаэробной зоне реагирует с сульфидом, что приводит к формированию растворимых полисульфидов [7, 9]:



Фототрофные зеленые и пурпурные серные бактерии окисляют сульфид до элементной серы, а при дефиците сульфида, до сульфата при поглощении квантов света [13]. Эти бактериальные сообщества играют заметную роль в окислительном цикле серы в верхней части анаэробной зоны в случае нахождения редоксиклина в фотической зоне. В Черном море редоксиклин находится на минимальных глубинах в центре моря (80–95 м). К периферии моря из-за выпуклых к центру изопикн зона появления сероводорода (условная плотность воды 16.15 кг/м³) углубляется до 150–160 м, где реакции под воздействием света практически невозможны. Исследование активности фотоавтотрофных бактерий *Chlorobium* BS-1 показало, что культура адаптирована к условиям очень низкой освещенности и может быть физиологически активна только в центральной части моря. Неповрежденные бактериальные клетки

¹ Институт океанологии им. П.П. Шишова
Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: dubinin@ocean.ru

обнаружены на периферических частях моря. Они сохраняют способность к росту в подходящих по освещенности условиях [10].

Изотопный состав элементной серы, вероятно, зависит от ее происхождения за счет абиогенного и биогенного окисления сероводорода [5]. При абиогенном окислении сероводорода в модельном растворе морской воды было получено фракционирование изотопов серы $\epsilon = \delta_{S^0} - \delta_{H_2S} = -4.1 \pm 2.6\text{‰}$ [3, 5], в то время как равновесное обогащение ^{34}S элементной серы при изотопном обмене с сероводородом при 25°C близко к +3‰ [4, 11]. Эксперименты с фотоавтотрофными бактерияльными культурами показали, что элементная сера обогащена ^{34}S относительно сероводорода на небольшую величину ϵ от 0 до +3‰ [13]. В фотической зоне меромиктического озера Fayetteville Green Lake (США) при окислении сероводорода фототрофными бактериями изотопный состав элементной серы (вместе с серой из полисульфидов) обогащается ^{34}S в зависимости от скорости бактериального окисления [14]. Весной при высокой скорости фототрофного окисления величина фракционирования меняется от +1.4 до +1.6‰, осенью при уменьшении скорости окисления из-за уменьшения длительности светового дня и снижении прозрачности воды фракционирование увеличивается до +6.5...+6.8‰. Заметное обогащение ^{34}S ($\epsilon = +3.6 \pm 0.8\text{‰}$) наблюдалось на редоксиклине меромиктического озера Rogoznica (Хорватия) [7].

Темновая фиксация CO_2 характерна для верхней части анаэробной зоны Черного моря. Она является результатом жизнедеятельности большого числа хемолитоавтотрофных и гетеротрофных бактерий, обеспечивающих аноксигенное окисление сероводорода [6, 12]. Изотопный состав элементной серы, полученный в результате экспериментов с хемолитоавтотрофной культурой *Thiobacillus*, оказался обогащенным ^{32}S относительно исходного сероводорода, и величина фракционирования варьировала в пределах от 0 до -2.5‰ при единственном положительном значении +1.2‰ [8].

Изотопный состав серы нулевого заряда в Черном море известен из работы [11]. Он менялся от -31.3 до -39.7‰ при вариации изотопного состава сульфида от -39.4 до -40.3‰. Величина фракционирования составила от +0.1‰ на гор. 1660 м до +8.6‰ на гор. 1896 м. Для отделения ZVS авторами работы использовалась суспензия $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$, но они не сообщают об условиях фильтрования элементной серы. Такое различие в полученных изотопных составах может быть связано с фильтрованием образцов элементной серы в атмосфере воздуха, что приводит к абиогенному окислению части серы [2]. Исходя из имеющихся данных,

следует отметить, что распределение элементной серы в воде Черного моря известно очень плохо. Известны данные только для серы нулевого заряда [2]. Индикаторная роль элементной серы состоит в локализации в водной толще места окисления сероводорода и определения его механизма. Окисление сероводорода фототрофными микроорганизмами приводит к появлению обогащенной ^{34}S элементной серы, а окисление сероводорода абиогенным путем или в результате жизнедеятельности хемолитотрофных бактерий дает в качестве продукта реакции изотопно-легкую элементную серу. Таким образом, определение изотопного состава элементной серы позволяет решить вопрос о вероятном механизме окисления сероводорода и появления элементной серы в анаэробной зоне моря.

Цель данного исследования — изучение распределения форм элементной серы в анаэробной зоне Черного моря. Для оценки генезиса серы с нулевым зарядом нами получены первые данные ее изотопного состава.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследований отобран батометрами с помощью комплекса “Rosette”. На станциях 138.1 и 149 (рис. 1) в рейсе 142 НИС “Профессор Водяницкий” (октябрь 2022) отбор проб осуществлялся двенадцатью 8-литровыми батометрами General Oceanic, а гидрофизические измерения выполнялись зондирующим комплексом Idronaut Oceanseven 320 PlusM.

На станции Ash-26 (рис. 1) отбор проб проводился 09 июля 2022 г. на МНИС “Ашамба” с помощью комплекса “Rosette”, оснащенного шестью 4-литровыми батометрами Нискина. Гидрофизические измерения выполнялись зондом “Sea Bird 19+” фирмы “Sea-Bird Electronics, Inc”.

Все три станции находятся на континентальном склоне, глубина водной толщи составляет на станции Ash-26 — 1200 м, на станциях 138.1 и 149 — около 1500 м. Отбор проб из батометров осуществлялся под небольшим давлением аргона. Все бутылки из ПЭТ для сбора проб предварительно заполнялись аргоном. Для анализа элементной серы на станции 138.1 с каждого горизонта отбирали по две пробы массой примерно 1 кг, в одну предварительно добавляли суспензию $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$. После отбора проб бутылки хранились в холодильнике при температуре +4°C до процедуры фильтрования через фильтр 0.45 мкм Millipore в атмосфере аргона не более 3 сут. Фильтр с осадком помещали в полипропиленовую пробирку, заполненную аргоном, и плотно закрывали крышкой. До анализа фильтры хранились при температуре -20°C. Элементную серу

анализировали методом отгонки сероводорода после восстановления раствором CrCl_2 [2].

При отборе проб для изотопного анализа серы на станции Ash-26 все 6 батометров были закрыты на глубине 450 м. В бутылки, предварительно заполненные аргоном с суспензией $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$, были отобраны 18 проб, каждая массой около 1 кг. То же было сделано на станции 149 для 20 проб, но на глубине 600 м. Три пробы станции Ash-26 и 5 проб станции 149 были использованы для определения содержания элементной серы. Средняя концентрация элементной серы на станции Ash-26 (горизонт 450 м) составила 0.21 ± 0.3 мкмоль/кг ($n = 3$), а на станции 149 (горизонт 600 м) — 0.24 ± 0.02 мкмоль/кг ($n = 5$) и в пределах ошибки анализа не различалась на обеих станциях. Оставшиеся пробы (по 15) были использованы для перегонки элементной серы в сульфид серебра для определения изотопного состава. На станции Ash-26 для определения изотопного состава элементной серы были приготовлены две пробы (из 7 и 8 кг морской воды), на станции 149 была приготовлена одна проба Ag_2S после отгонки из 15 кг морской воды. Концентрация сероводорода на станции Ash-26 (гор. 450 м), полученного спектрофотометрическим методом [1], составила 128 мкМ, а на станции 149 (гор. 600 м) — 204 мкМ. Для изотопного анализа серы сульфида были отобраны по три образца из каждой серии, предназначенной для изотопного анализа элементной серы.

Изотопный состав серы полученных образцов был определен методом CF-IRMS на масс-спектрометре DELTA V + (“Finnigan”, Германия) после конвертации Ag_2S в элементном анализаторе FlashEA HT 1112 в газ SO_2 . Масса проб для определения изотопного состава серы составляла от 120 до 400 мкг Ag_2S . В каждой серии образцов анализировались международные стандарты IAEA-S-1 и IAEA-S-3 для нормализации данных в международную шкалу VCDT (Vienna Cañon Diablo Troilite) с использованием общепринятых величин $\delta^{34}\text{S}$ для IAEA-S-1 и IAEA-S-3 (–0.3‰) и (–32.55‰) соответственно. Воспроизводимость полученных данных была лучше $\pm 0.2\%$. Результаты рассчитаны относительно VCDT:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{sample}} = [({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{sample}}/({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{VCDT}} - 1] \times 1000.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Концентрации элементной серы в воде Черного моря. На станции 138.1 элементная сера была отобрана двумя способами. В состав элементной серы, которая получена после добавления $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$, входят элементная сера (коллоидная и взвешенная) и сера полисульфидов после их разрушения. Далее мы будем ее называть сера с

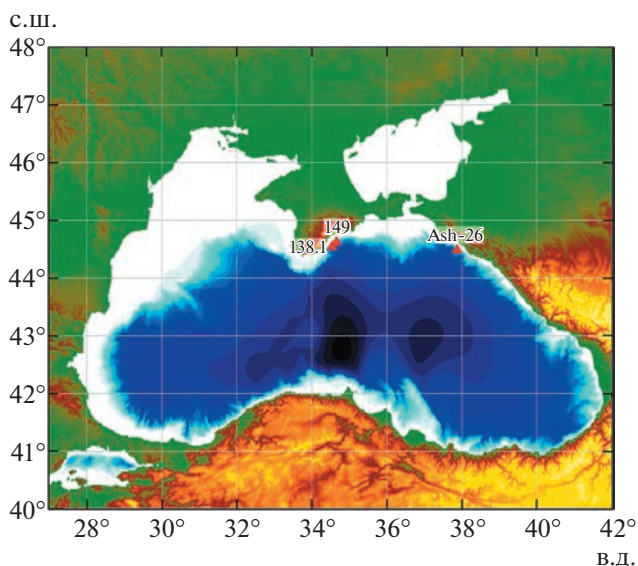


Рис. 1. Места расположения станций Ash-26 (44.489° с.ш., 37.870° в.д.), 149 (44.628° с.ш., 34.654° в.д.) и 138.1 (44.543° с.ш., 34.533° в.д.).

нулевым зарядом (zero valency sulfur, ZVS). В пробах без добавления $\text{Zn}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ после фильтрации получена только взвешенная элементная сера с размерностью частиц более 0.45 мкм (далее просто элементная сера, S^0). Начиная от области интерфейса (150 м) с появлением и ростом концентрации сероводорода (рис.2), концентрация ZVS возрастает от 0.07 до 0.20–0.26 мкмоль/кг к глубине 400 м (рис. 3), оставаясь далее постоянной. При этом концентрация сероводорода возрастает от 121 до 336 мкМ. Выше интерфейса, в субокисленной зоне, где концентрации кислорода возрастают от 1.6 до 7.3 мкМ, концентрация элементной серы и ZVS постепенно опускается ниже предела обнаружения (0.01 мкмоль/кг).

В распределении концентрации взвешенной элементной серы наблюдается заметный максимум на горизонтах 150–250 м, концентрация S^0 достигает величины 9.33 мкмоль/кг. На глубинах более 250 м она слабо изменяется от 0.04 до 0.06 мкмоль/кг, не показывая связи с ростом концентрации сероводорода. Ниже глубины 400 м доля S^0 составляет около $23 \pm 5\%$ от ZVS. Остальные 77% серы в форме ZVS, по-видимому, представлены полисульфидами и коллоидной элементной серой.

В верхней части анаэробной зоны соотношение форм серы резко меняется за счет аномально-го роста элементной серы (рис. 3). Очевидно, этот максимум не связан с исходным распределением серы в морской воде, поскольку он не отражен в распределении концентрации ZVS: в зоне максимума S^0 максимум серы ZVS отсутствует, а кон-

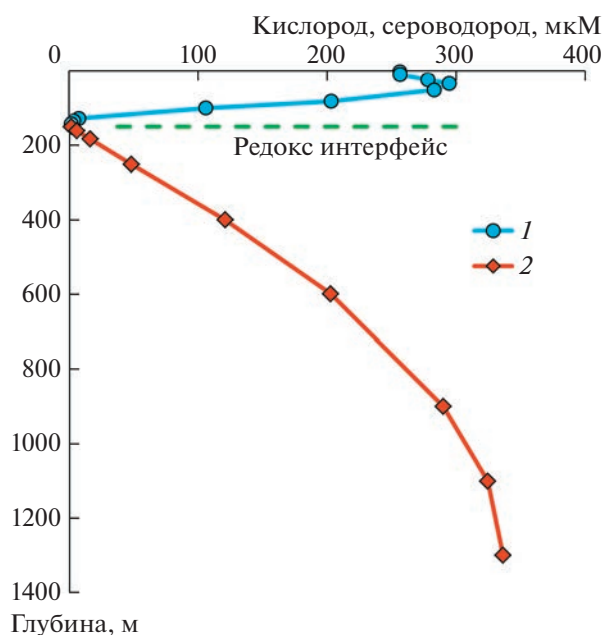


Рис. 2. Распределение растворенного кислорода (1) и сероводорода (2) на станции 138.1.

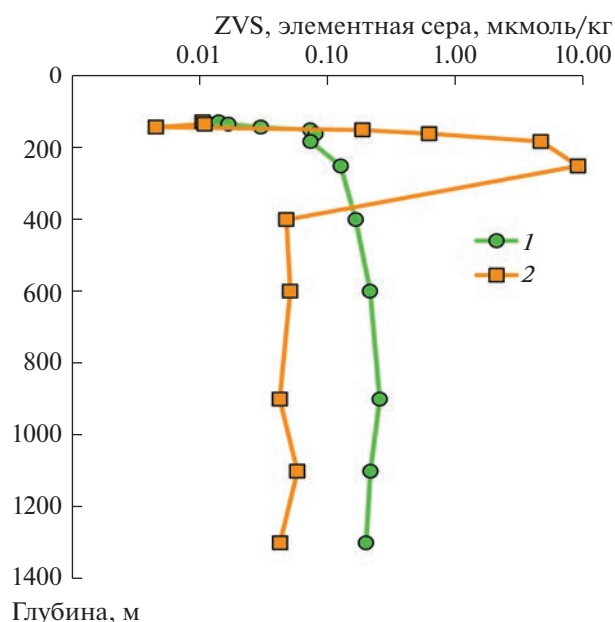


Рис. 3. Сера нулевого заряда (ZVS) (1) и взвешенная элементарная сера (S^0) (2) на станции 138.1.

центрация ZVS монотонно растет с глубиной от 0.07 до 0.13 мкмоль/кг.

Полученный максимум можно объяснить как следствие анаэробного окисления сульфида фотоавтотрофными бактериями уже после отбора проб воды. Поскольку на всех стадиях отбора и фильтрования проб было обеспечено отсутствие доступа кислорода воздуха, то в качестве основного фактора можно рассматривать световое воздействие, которое инициировало деятельность бактерий в пробах, не фиксированных $Zn_2(OH)_2CO_3$. Световое воздействие на пробы составляло не менее 4 ч во время отбора на палубе, и дополнительно в лаборатории во время их фильтрации. В пользу биогенного происхождения элементарной серы на гор. 150–250 м свидетельствует совпадение по глубине и плотности повышенных концентраций серы и взвешенного органического вещества в верхней части анаэробной зоны (рис. 4 и 5).

Изотопный состав элементарной серы в воде Черного моря. Поскольку концентрации ZVS в водах Черного моря являются низкими, для обеспечения достаточного количества серы для изотопного анализа (около 400 мкг в виде Ag_2S) были отобраны большие пробы воды (по 15 кг на каждой станции). На глубинах более 450 м были отобраны две пробы на станции Ash-26 и одна на глубине 600 м на станции 149, кроме того, для тех же горизонтов были отобраны по три пробы воды для определения $\delta^{34}S$ растворенного сероводорода. В результате был определен изотопный состав се-

ры для 3 проб серы нулевого заряда и для шести проб сульфидов. Чтобы учесть нелинейность прибора при измерении изотопного состава серы в малых количествах вещества, одна из проб сероводорода была проанализирована несколько раз с постепенным уменьшением навески сульфида серебра. Это позволило внести поправки в полученные величины $\delta^{34}S$ при анализе проб серы ну-

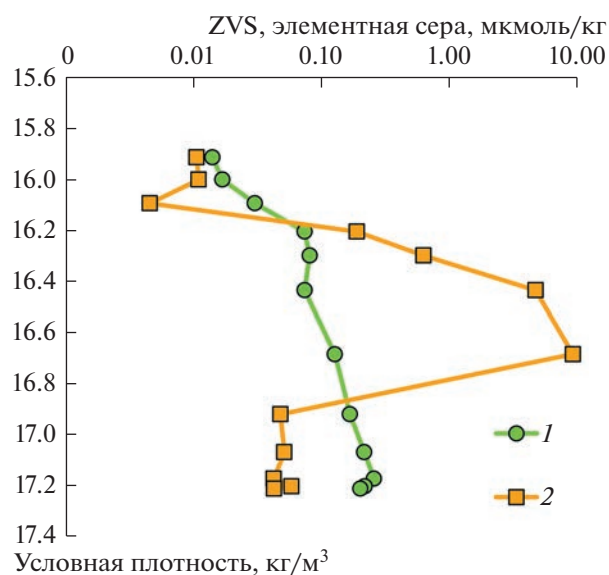


Рис. 4. Распределение серы нулевого заряда (ZVS) (1) и взвешенной элементарной серы (S^0) (2) на станции 138.1 относительно условной плотности.

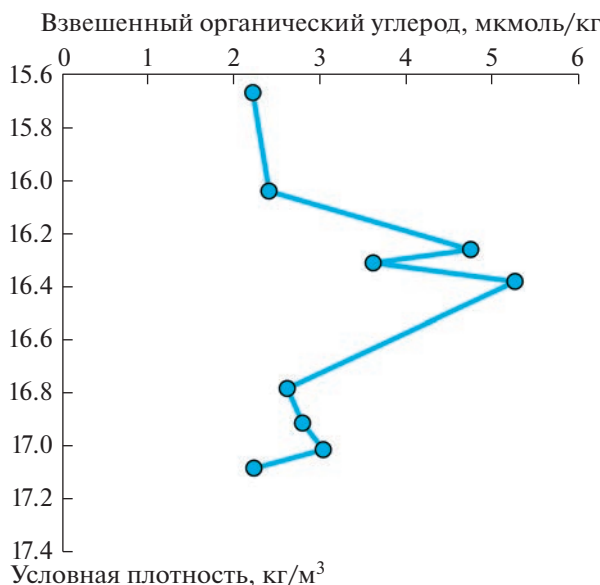


Рис. 5. Распределение взвешенного органического углерода на станции Ash-21 (дата отбора проб 20 июля 2020 г.). Местоположение станции совпадает с таковым для станции Ash-26.

левого заряда. После введения соответствующих поправок величина $\delta^{34}\text{S}(\text{ZVS})$ составила $-38.8 \pm \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 3$), что на 2.2‰ тяжелее усредненного изотопного состава серы сероводорода ($\delta^{34}\text{S}(\text{H}_2\text{S}) = -41.0 \pm 0.4\text{‰}$, $n = 6$), определенного в воде обеих станций.

Происхождение элементной серы в воде Черного моря. Фотоавтотрофное окисление сульфида ограничено в глубоких частях Черного моря отсутствием освещенности и количеством бактериопланктона [10], который можно представить как взвешенный органический углерод (рис. 5). Верхняя граница анаэробной зоны на станциях 149 и Ash-26 находится на глубинах 150–160 м, освещенность которых крайне незначительна. Несмотря на одинаковую освещенность проб в процессах их подготовки (отбор и фильтрование), количество элементной серы глубже 250 м осталось постоянным относительно количества серы нулевого заряда. Следовательно, количество фотоавтотрофных бактерий на глубинах больше 250 м слишком мало, чтобы дать заметный и быстрый прирост элементной серы.

Тем не менее изотопный состав серы на глубинах 450 и 600 м оказался обогащенным ^{34}S относительно сосуществующего сульфида. Подобное утяжеление элементной серы характерно при аноксигенном окислении сульфида фотоавтотрофными бактериями [13]. Величина изотопного эффекта при фотоавтотрофном окислении сульфида бактериями *Chlorobium tepidum* для элементной серы оказалась равной $+1.8 \pm 0.5\text{‰}$ и практически совпала с нашими данными $+2.2\text{‰}$.

Основной карбонат цинка при добавлении в пробу ингибирует деятельность бактерий, удаляя сульфид как возможный донор электронов. Это привело к сохранению исходного изотопного состава серы в форме ZVS.

Обогащение элементной серы тяжелым изотопом ^{34}S характерно для аноксигенного окисления сульфида фототрофными бактериями и заметно отличается от изотопно-легкого состава серы при абиогенном окислении сульфида кислородом или хемолитотрофными бактериями [3, 5, 8]. Распределение серы с нулевым зарядом (элементарная + сера полисульфидов) и элементной серы разницей больше 0.45 мкм в водной толще глубже 250 м показывает, что их концентрации практически постоянны и составляют 0.21 ± 0.03 и $0.05 \pm 0.01 \text{ мкмоль/кг}$. Такое постоянство может быть результатом опускания взвешенных частиц серы с нулевым зарядом из верхней части анаэробной зоны, где возможно происходит анаэробное окисление сульфида фото- и хемоавтотрофными бактериями в условиях повышенного количества бактериопланктона [6, 12]. Таким образом, несмотря на то, что численность фотоавтотрофных бактерий в верхней части анаэробной зоны оказалась довольно значительной, их деятельность заметно подавлена низкой степенью освещенности на периферии бассейна Черного моря [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования в Черном море впервые получены концентрационные профили двух взвешенных форм элементной

серы: взвешенной элементной серы размерностью более 0.45 мкм и серы нулевого заряда, которая включает сумму элементной серы и серы полисульфидов. Показано, что ниже глубины 250 м концентрации обеих форм серы практически постоянны и составляют 0.21 ± 0.03 и 0.05 ± 0.01 мкмоль/кг соответственно. В воде на границе анаэробной зоны не выявлено максимума серы нулевого заряда, приуроченного к окислению сероводорода биогенным или абиогенным путем. Уменьшение концентрации элементной серы ниже предела обнаружения в субокислительной зоне связано с исчезновением сероводорода, продуктом окисления которого она является. Рост концентраций элементной серы в верхней части анаэробной зоны на глубинах 150–250 м связан с деятельностью фотоавтотрофных бактерий после отбора проб в результате их реакции на повышенную освещенность. Горизонты с высокой концентрацией элементной серы совпадают по глубине и плотности с максимумом массы бактериопланктона в водной толще Черного моря. Отсутствие роста серы ZVS на этих же горизонтах определяется ингибирующим воздействием суспензии основного карбоната цинка за счет удаления донора электронов сульфида. Изотопный состав серы ZVS оказался близким на горизонтах 450 и 600 м для станций, расположенных на континентальном склоне Черного моря у побережья Крыма и Кавказа. Величина $\delta^{34}\text{S}$ для серы ZVS для трех образцов была равна $-38.8 \pm 0.4\text{‰}$, что на 2.2‰ тяжелее среднего изотопного состава серы сульфида $-41.0 \pm 0.4\text{‰}$. Такое утяжеление изотопного состава серы может определяться бактериальным анаэробным окислением сульфида. Поскольку деятельность фототрофных бактерий в верхней части анаэробной зоны заметно подавлена из-за отсутствия освещенности, аноксигенное окисление сероводорода, по-видимому, происходит биогенным путем. В этом случае следует полагать, что окисление сероводорода хемолитотрофными микроорганизмами приводит к обогащению изотопного состава серы изотопом ^{34}S .

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00355, <https://rscf.ru/project/23-27-00355>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В., Кократская Н.М., Римская-Корсакова М.Н., Якушев Е.В. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 2. С. 200–209.
2. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Римская-Корсакова М.Н., Семилова Л.С., Очеретник О.А. Определение восстановленных форм серы в воде анаэробных бассейнов // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 1. С. 37–51. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-1-37-51>
3. Canfield D.E. Biogeochemistry of sulfur isotopes / In: *Stable isotope geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2001. V. 43. P. 607–636.
4. Chambers L.A., Trudinger P.A. Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: A review and critique // *Geomicrobiology Journal*. 1979. 1. № 3. P. 249–293. <https://doi.org/10.1080/01490457909377735>
5. Fry B., Ruf W., Gest H., Hayes J.M. Sulfur isotope effects associated with oxidation of sulfide by O_2 in aqueous solution // *Chem. Geol.* 1988. V. 73. P. 205–210.
6. Jørgensen B.B., Fossing H., Wirsén C.O., Jannasch H.W. Sulfide oxidation in the anoxic Black Sea chemocline // *Deep-Sea Res. II*. 1991. V. 38 (2). P. 1083S–1103S. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80025-1](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80025-1)
7. Kamyshny Jr A., Zerkle A.L., Mansaray Z.F., Ciglenecky I., Bura-Nakic E., Farquar J., Ferdelman T.G. Biogeochemical sulfur cycling in the water column of a shallow stratified sea-water lake: Speciation and quadruple sulfur isotope composition // *Marine Chemistry*. 2011. V. 127. P. 144–154.
8. Kaplan I.R., Rittenberg S.C.Y. Microbiological Fractionation of Sulphur Isotopes // *Microbiology*. 1964. V. 34. P. 195–212. <https://doi.org/10.1099/00221287-34-2-195>
9. Li X., Taylor G.T., Astor Y., Scranton M.I. Relationship of sulfur speciation to hydrographic conditions and chemoautotrophic production in the Cariaco Basin // *Mar. Chem.* 2008. V. 112. P. 53–64.
10. Marschall E., Jogler M., Henßge U., Overmann J. Large-scale distribution and activity patterns of an extremely low-light-adapted population of green sulfur bacteria in the Black Sea // *Environmental microbiology*. 2010. V. 12 (5). P. 1348–1362.
11. Neretin L.N., Böttcher M.E., Grinenko V.A. Sulfur isotope geochemistry of the Black Sea water column // *Chemical Geology*. 2003. V. 200. P. 59–69. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00129-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00129-3)
12. Pimenov N.V., Neretin L.V. Composition and activities of microbial communities involved in carbon, sulfur, nitrogen and manganese cycling in the oxic/anoxic interface of the Black Sea // *Past and Present Water Column Anoxia*. Dordrecht: Springer, 2006. P. 501–521. (NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences; V. 64). https://doi.org/10.1007/1-4020-4297-3_19
13. Zerkle A.L., Farquar J., Johnston D.T., Cox R.P., Canfield D.E. Fractionation of multiple sulfur isotopes during phototrophic oxidation of sulfide and elemental sulfur by a green sulfur bacterium // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 291–306.
14. Zerkle A.L., Kamyshny Jr A., Kump L.R., Farquhar J., Oduro H., Arthur M.A. Sulfur cycling in a stratified euxinic lake with moderately high sulfate: Constraints from quadruple S isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 4953–4970.

ELEMENTAL SULFUR AND ITS ISOTOPIC COMPOSITION IN THE BLACK SEA WATER

**A. V. Dubinin^{a, #}, T. P. Demidova^a, L. S. Semilova^a, M. N. Rimskaya-Korsakova^a,
Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina^b, S. A. Kossova^b, and E. N. Zologina^a**

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[#] *E-mail: dubinin@ocean.ru*

As one of the main intermediate products of hydrogen sulfide oxidation, elemental sulfur plays an important indicator role in understanding the oxidative cycle of sulfur in the water of anoxic basins. The distribution of elemental sulfur in the Black Sea water column at stations located in the area of the continental slope is considered. For the first time, the concentration distributions of two forms of elemental sulfur depending on the depth in the Black Sea water were obtained: suspended elemental sulfur with a fraction of more than 0.45 μm (S^0) and zero valency sulfur (ZVS), which includes the sum of elemental sulfur (suspended and colloidal) and polysulfide sulfur. In the upper anoxic waters, the concentration of S^0 noticeably increases (almost 200 times relative to the 400 m depth) with an increase in the concentration of hydrogen sulfide and the density of water. At depths of more than 250 m, the concentration of both forms of sulfur remains almost constant ($\text{ZVS} = 0.21 \pm 0.03 \mu\text{mol/kg}$, $\text{S}^0 = 0.05 \pm 0.01 \mu\text{mol/kg}$). A sharp increase in the concentration of S^0 at the depths of 150–250 m is associated with the oxidation of hydrogen sulfide due to bacterial anoxygenic photosynthesis after sampling. The value of $\delta^{34}\text{S}(\text{ZVS})$ was determined in the waters of two stations Ash-26 and 149 at the depths of 450 and 600 m respectively, which turned out to be +2.2‰ higher than $\delta^{34}\text{S}(\text{H}_2\text{S})$ from the same depths, which indicates the bacterial origin of elemental sulfur.

Keywords: zero valency sulfur, elemental sulfur, hydrogen sulfide, isotopic composition, Black Sea

УДК 549.211

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОВ I- И IV-РАЗНОВИДНОСТЕЙ (ПО КЛАССИФИКАЦИИ Ю.Л. ОРЛОВА) ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЭП ЛЕЙК (КРАТОН СЛЕЙВ, КАНАДА)

© 2023 г. О. А. Иванова^{1,2,*}, академик РАН Н. П. Похиленко^{1,2}, В. П. Афанасьев¹,
Д. А. Зедгенизов³, Е. О. Барабаш¹

Поступило 10.02.2023 г.
После доработки 13.03.2023 г.
Принято к публикации 28.03.2023 г.

Статья посвящена изучению алмазов I- и IV-разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) из кимберлитов Снэп Лейк. На основании исследования морфологии, внутреннего строения и дефектно-примесного состава данных алмазов установлено, что ядерные части алмазов в “оболочке” и безоболочечные кристаллы образовались в сходных условиях. Предполагается, что “оболочки” образовались на значительной части сформированных алмазов в мантийных условиях, а их стравливание происходило на гипогенном этапе развития кимберлитового тела.

Ключевые слова: алмаз, ИК-спектроскопия, Снэп Лейк, литосферная мантия, алмазы в “оболочке”, зеленая окраска

DOI: 10.31857/S2686739723600200, **EDN:** RXPJNY

ВВЕДЕНИЕ

Комплекс кимберлитов Снэп Лейк является одним из крупнейших месторождений алмазов в Канаде. Алмазы из этого месторождения были изучены зарубежными и российскими учеными с точки зрения физических свойств, содержания дефектов кристаллической структуры, состава минеральных включений и изотопии [1–6]. Однако вопросы онтогенеза и сопоставления алмазов I- и IV-разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) затронуты не были [7]. В настоящей работе мы приводим первые данные по истории формирования и сравнительной характеристике безоболочечных кристаллов (I-разновидность) и алмазов в “оболочке” (IV-разновидность).

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе исследованы 30 кристаллов без “оболочки” и 10 алмазов в “оболочке” из

комплекса кимберлитовых даек Снэп Лейк (кратон Слейв, Канада). Размер изученных кристаллов варьирует от 0.9 до 3.5 мм. На первом этапе были охарактеризованы морфологические особенности кристаллов с помощью цифрового стереоскопического микроскопа Motic DMW143-FBGG и Микромед MC3 Zoom. Для изучения микрорельефа поверхности кристаллов применялись сканирующие электронные микроскопы “JEOL” 6380 LA, “TESCAN” MIRA 3 LMU в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Для дальнейших исследований алмазы были шлифованы с двух сторон параллельно {110}, {100} или по плоскости, близкой к {111}, через центр кристалла. Изображения катодолюминесценции были получены в алмазных пластинках на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с помощью детектора Centaurus при силе тока 10 нА и напряжении 30 кВ. Спектроскопические исследования поглощения в ИК-области проведены с использованием инфракрасного спектрометра FTIR Vertex 70 с микроскопом “Hyperion” 2000. ИК-спектры были записаны в разных алмазных зонах по профилю кристалла в одном направлении. Измерения были сделаны в диапазоне от 600 до 5000 см⁻¹ (спектральное разрешение – 1 см⁻¹, суммарный сигнал – 32 сканирования на спектр) и с диафрагмой размером (апертурой) 50 × 50 мкм. Полученные ИК-спектры были разложены на компоненты с помощью программного обеспечения SpectrExamination

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

² Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения
Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

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

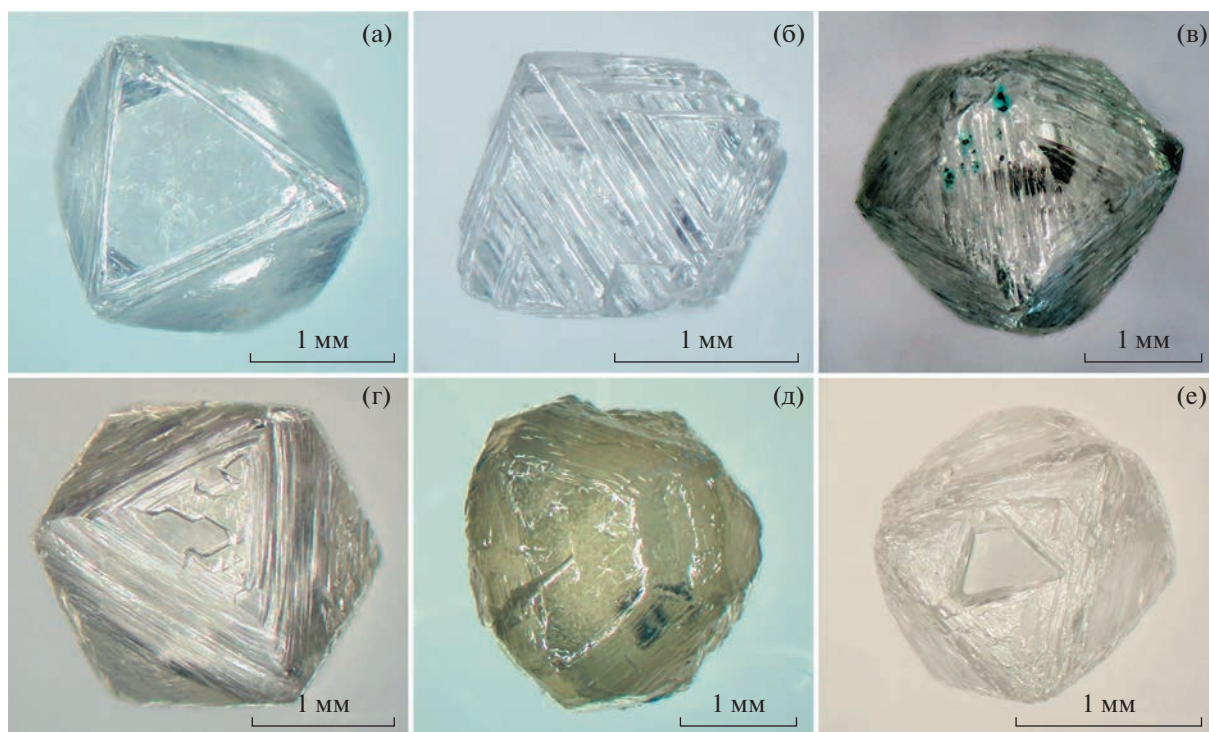


Рис. 1. Алмазы без “оболочки” (а–в) и алмазы в “оболочке” (г–е) из месторождения Снэп Лейк (Канада).

(разработано и предоставлено Олегом Ковальчуком, НИГП Алроса) [8] и OPUS 5.5. Концентрации А- и В-дефектов рассчитаны с использованием соотношений, предложенных в работах [9, 10]. Содержание водородных центров в кристаллах алмаза получено с использованием интенсивности основного пика 3107 см^{-1} . Концентрация В'-центров (“плеитлетс”) учтена по коэффициентам поглощения на частоте $1365\text{--}1370\text{ см}^{-1}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Морфологические особенности алмазов. Среди изученных алмазов без “оболочки” присутствуют, как правило, бесцветные октаэдры (рис. 1 а, б) и кристаллы переходных между октаэдром и ламинарным додекаэдром форм (рис. 1 в) (I-разновидность по классификации [7]). На поверхности кристаллов часто встречаются пятна пигментации. Отдельные пятна зеленого цвета имеют округлую форму и размер до 100 мкм, в некоторых случаях они образуют скопления. Также отмечены кристаллы со сплошным поверхностным зеленым или цвета морской волны окрашиванием (рис. 1 в). Октаэдрические кристаллы искажены по тем или иным кристаллографическим осям. На некоторых гранях этих алмазов присутствуют треугольные углубления с плоским дном (тригоны), ориентированные обратно параллельно относительно грани октаэдра. Такие скульпту-

ры являются результатом природного травления в гипогенных условиях [7, 11].

Алмазы в “оболочке” (IV-разновидность по классификации [7]) широко распространены среди алмазов месторождения Снэп Лейк: их доля составляет около 30% [4]. Алмазы в “оболочке” характеризуются бесцветным прозрачным октаэдрическим ядром и непрозрачной или полупрозрачной белой, серой или окрашенной в желто-зеленый цвет дефектной оболочкой волокнистого строения. Среди изученных оболочечных алмазов выделяются октаэдрические кристаллы с относительно плоскими гранями (рис. 1 г), а также кристаллы переходных форм (рис. 1 д, е). Толщина “оболочки” значительно варьирует: она изменяется от едва заметной пленки (рис. 1 г) до массивной корки, составляющей 1/3 поперечника алмаза (рис. 1 е).

Поверхности алмазов в “оболочке” также характеризуются наличием тригонов, которые встречаются как на тонких (белых или желтых), так и на толстых (желто-зеленых и серых) “оболочках”. На “оболочках” тригоны более мелкие, чем на гранях алмазов I-разновидности, и имеют массовое распространение по плоскости “оболочки”.

Реликты “оболочек” в редких случаях наблюдаются на гранях октаэдрических кристаллов (рис. 1 г, е); они физико-химически неустойчивы и могут растворяться — часто образуются углубле-

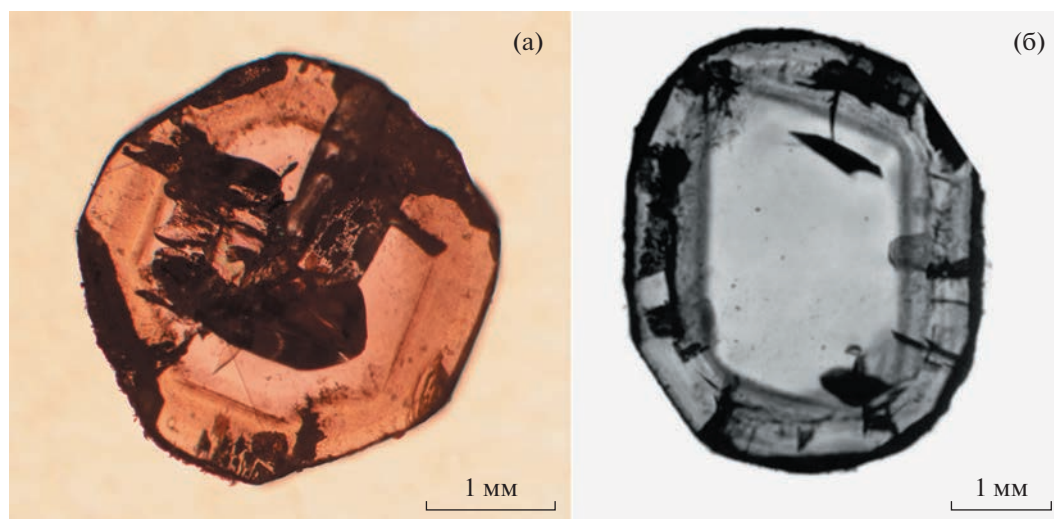


Рис. 2. Фотографии пластинок алмазов в “оболочке” из месторождения Снэп Лейк, сделанные в проходящем свете: а – образец SI5-84 (фото автора), б – SI-00/31 [4].

ния с вертикальными стенками, распространяющиеся до самой ядерной части. Причем сама ядерная часть никаких признаков травления не обнаруживает (рис. 1 г, е). В алмазных пластинках, сделанных из данных кристаллов, различаются бесцветное ядро октаэдрического габитуса и полупрозрачная “оболочка”, окраска которой намного интенсивнее вблизи границы с ядерной частью кристалла (рис. 2 а, б).

Катодолюминесценция. На рис. 3 представлены картины катодолюминесценции для безоболочечных кристаллов и алмазов в “оболочке”. Первые демонстрируют четкую зональность по октаэдру (рис. 3 а, б). Алмазы в “оболочке” характеризуются необычными картинами катодолюминесценции: ядерные части алмазов в “оболочке” подобны алмазам октаэдрического габитуса; для “оболочек” характерны волокнистое строение и волнообразная зональная структура (рис. 3 в, г). На снимках катодолюминесценции установлено, что на некоторых алмазах в “оболочке” отмечается округление ребер и вершин их ядерных частей.

ИК-спектроскопия. С помощью ИК-спектроскопии установлено, что в алмазах из месторождения Снэп Лейк примесные дефекты присутствуют в виде А-центров (два атома азота, замещающие соседние атомы углерода в решетке алмаза [12]), В-центров (четыре атома азота, образующих тетраэдр, внутри которого располагается вакансия) [9], и В'-центров или “плейтлетс” (двумерные кластеры межузельных атомов углерода в плоскости {100}, формируемые в процессе агрегации азота в алмазах наряду с образованием В-дефектов [13]). На полученных спектрах четко выделяется линия 3107 см^{-1} , которая в соответствии с [14] связывается с водородом. С-центры

(одиночный атом азота) в исследуемых образцах не обнаружены.

Все безоболочечные кристаллы содержат азот в виде А-, В-центров. Общее содержание азота ($N_{\text{общ}}$) для этих кристаллов, определяемое как сумма концентраций азота в А- и В-форме, варьирует от 40 до 1270 ppm , степень агрегации азота (%В) – от 20 до 85%. Как правило, $N_{\text{общ}}$ и %В падают от центра к краю кристаллов. Прослеживается положительная корреляция между концентрацией азота в В-форме ($N_{\text{В}}$) и интенсивностью пика “плейтлетс” (рис. 4 а) [13]. Кроме того, количество дефектов в виде В-центров коррелирует с $N_{\text{общ}}$. Поглощение при 3107 см^{-1} составляет $0.08\text{--}9.24\text{ см}^{-1}$.

Алмазы в “оболочке” состоят из двух контрастных областей, которые представляют собой прозрачное ядро и “оболочку” волокнистого строения. По дефектно-примесному составу ядерные части таких алмазов соответствуют безоболочечным кристаллам: $N_{\text{общ}}$ по изученной выборке изменяется от 70 до 1780 ppm , %В – от 20 до 87%. Интенсивность “плейтлетс” варьирует в пределах $0.65\text{--}57.4\text{ см}^{-1}$; поглощение, связанное с водородом, изменяется от 0.18 до 21.2 см^{-1} , достигая в одном случае значения 70.3 см^{-1} (образец SI5-84). Ядерные части алмазов в “оболочке”, как и кристаллы I-разновидности, характеризуются уменьшением $N_{\text{общ}}$ и %В от центра к краевой зоне. Кроме этого отмечена положительная корреляция между интенсивностью пика “плейтлетс” и $N_{\text{В}}$ (рис. 4 б).

В “оболочках” азот содержится преимущественно в виде А-дефектов с незначительным количеством азота в виде В-дефектов. $N_{\text{общ}}$ в “обо-

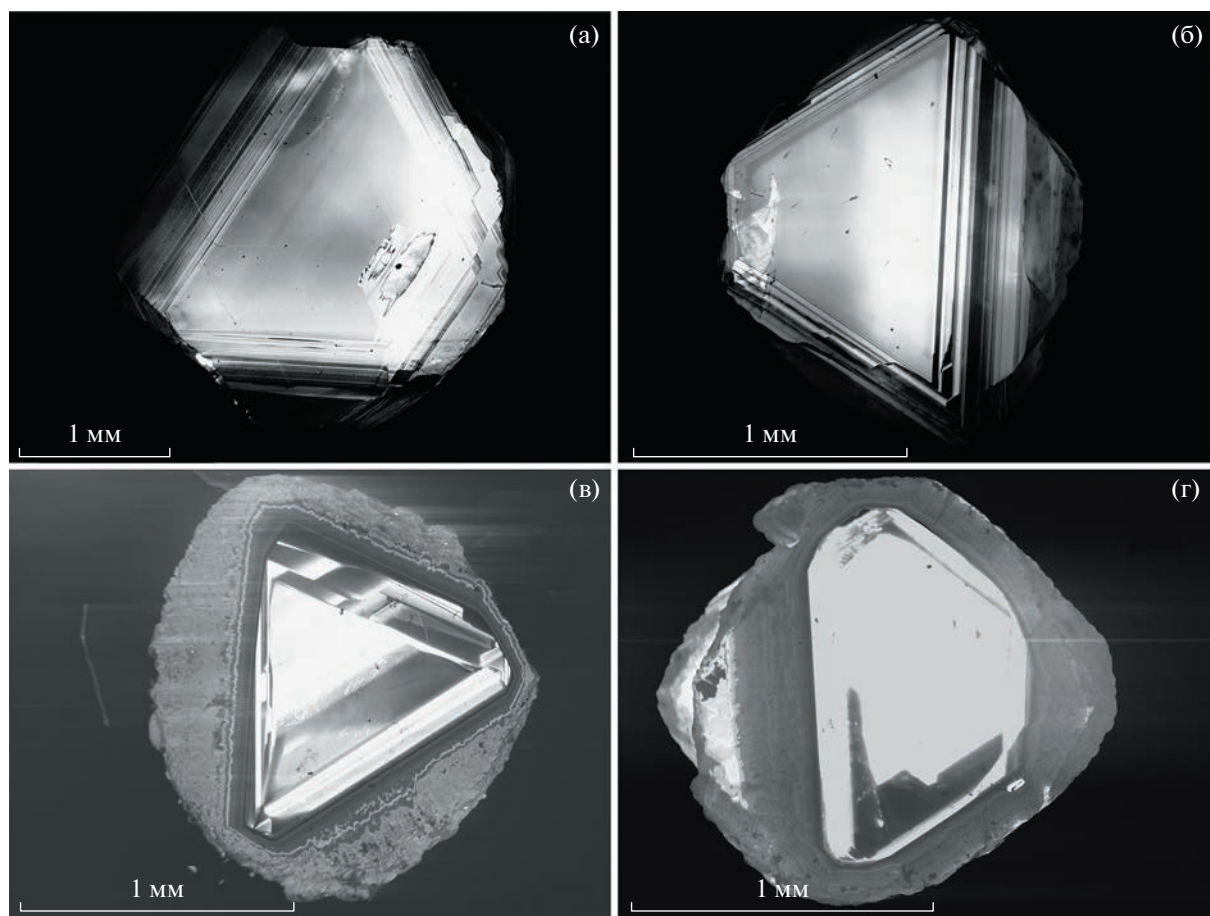


Рис. 3. Катодолюминесцентные снимки: а, б — алмазов I-разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, в, г — алмазов в “оболочке”.

лочке” высока и может быть сопоставимой или в несколько раз выше, чем в ядерных частях алмазов. Нобш варьирует от 700 до 900 ppm в тонких и от 1400–1750 ppm в толстых “оболочках”; %В составляет 9–15 и 5–11% соответственно. Концентрация В-центров коррелирует с интенсивностью пика “плейтлетс” В’ (рис. 4 б). В “оболочках” интенсивность этого пика очень низкая и составляет в среднем 1.03 см^{-1} , в то время как среднее значение для пика В’ в ядерных частях составляет 15.8 см^{-1} и сопоставимо с таковым для безоболочечных алмазов ($B'_{\text{среднее}} = 12.5 \text{ см}^{-1}$). Поглощение, связанное с водородом, изменяется от 1.59 до 5.10 см^{-1} . Спектры “оболочек” более сложны, чем спектры кристаллов I-разновидности и ядерных частей алмазов в “оболочке”; они содержат линии поглощения, которые могут быть связаны с присутствием микровключений. В ИК-спектрах наблюдаются полосы поглощения, связанные с присутствием карбонатов ($1430, 880 \text{ см}^{-1}$), силикатов ($1050, 1015, 970 \text{ см}^{-1}$) и воды ($3420, 1650 \text{ см}^{-1}$) [3]. Эти дополнительные пики часто

осложняют расчет содержания азота и его агрегатного состояния и требуют особого внимания.

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании проведенных исследований, установлено, что ядерные части алмазов в “оболочке” и безоболочечные кристаллы из месторождения Снэп Лейк практически идентичны по характеристикам дефектно-примесного состава, что указывает на схожие условия их образования. Выявленная идентичность дефектов в изученных кристаллах из кимберлитов Снэп Лейк I-разновидности и ядерных частей алмазов IV-разновидности была установлена в алмазах из других месторождений мира (Якутии, Африки, Бразилии) [7]. Кристаллы без “оболочки” и ядерные части алмазов в “оболочке” характеризуются высокой степенью агрегации азота, что свидетельствует о нахождении алмазов в области высоких температур и/или длительном пребывании в условиях мантии (рис. 5) [15, 16]. Для большинства кристаллов I-разновидности и ядерных частей в “оболочке” прослеживается положительная кор-

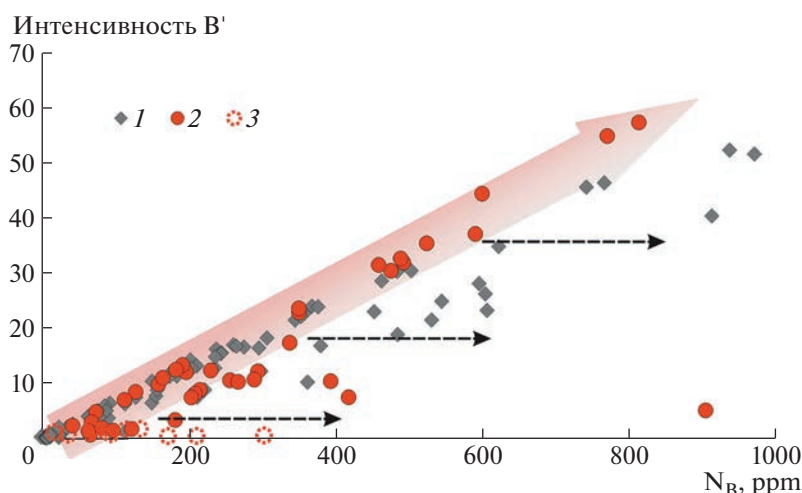


Рис. 4. Зависимость интенсивности “плейтлетс” от содержания азота в форме В-центров для: 1 — кристаллов I-разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, 2 — ядерных частей алмазов в “оболочке”, 3 — “оболочек”. Красная стрелка отражает тренд, характерный для регулярных алмазов, черные — для иррегулярных алмазов.

реляция между интенсивностью пика плейтлетс и концентрацией азота в В-форме, что соответствует регулярному тренду, выявленному Вудсом (рис. 4) [13]. Предполагается, что отклонение некоторых этих алмазов от регулярного тренда произошло в результате их нахождения в мантии при более низких температурах (рис. 5).

Различная сохранность “оболочек” (от едва заметных реликтов на поверхности грани октаэдра до полного их покрытия) указывает на то, что волокнистый “оболочечный” слой физико-химически нестабилен и на поздних этапах подвергается травлению (рис. 1 г, е). При этом в этих же физико-химических условиях ядерная часть кристаллов не обнаруживает никаких признаков травления. Мы допускаем, что на части алмазов “оболочки” могли быть полностью уничтожены кимберлитовым расплавом на гипогенном этапе. Легкое разрушение “оболочек” и их нестабильность позволяют полагать, что многие алмазы имели “оболочку”, но в разной степени потеряли ее при взаимодействии с кимберлитовым расплавом [4].

“Оболочки” имеют разную толщину и характеризуются относительно низкой степенью агрегации азотных дефектов (рис. 5). Это указывает на то, что “оболочки” образовались в определенном диапазоне физико-химических условий на заключительном этапе алмазообразования. Образование “оболочек” характеризуется высокой скоростью роста: алмаз при таких условиях захватывает примеси, как в виде включений, так и в виде структурных дефектов. Предполагается, что азот изначально захватывается в форме С-дефектов, которые обуславливают желтый цвет алмазов. Реликты желтых “оболочек” встречены на

алмазах из Снэп Лейк, но большинство “оболочек” бесцветные. Это указывает на то, что после своего формирования они подвергались отжигу с упорядочиванием азота в А-форму. Образование “оболочек” и агрегирование азота происходило в мантии, а стравливание “оболочек” могло иметь место на гипогенном этапе развития кимберлитового тела.

Пятна пигментации и окраска цвета морской волны, характерные как для алмазов в “оболочке”, так и для кристаллов октаэдрического габитуса из месторождения Снэп Лейк, нами наблюдались, но оптическими методами не изучались. По литературным данным они являются следствием облучения α - или β -частицами [7]. В зависимости от дозы облучения окраска кристалла может быть цвета морской волны, светло- или темно-зеленой [4, 17, 18]. Многочисленными исследованиями установлено, что причиной появления зеленой окраски и пятен пигментации служит контакт алмаза с зернами радиоактивных минералов. В качестве источника радиоактивного излучения рассматриваются монацит, торит, ксенотим и др. тяжелые минералы [19]. Радиоактивные минералы могли содержаться в древних гранитоидах, которые прорываются кимберлитовыми дайками Снэп Лейк. Очевидно, что облучение радиоактивными элементами имело место на постмагматическом этапе после образования кимберлитового тела. Поскольку пятна пигментации отмечены как на безоболочечных кристаллах, так и на алмазах в “оболочке”, то можно предполагать, что вся совокупность алмазов подвергалась радиоактивному воздействию после внедрения кимберлита.

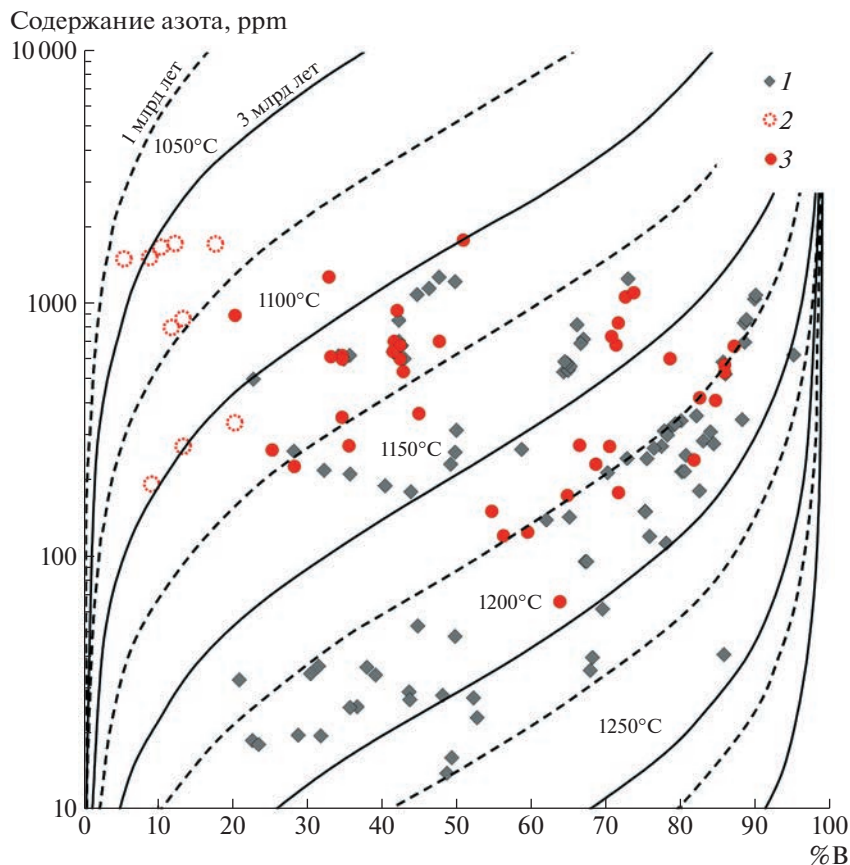


Рис. 5. Степень агрегации азота (% B) в алмазе в зависимости от общего содержания азота для: 1 — кристаллов I-разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, 2 — “оболочек”, 3 — ядерных частей алмазов в “оболочке”. Линиями обозначены изотермы отжига алмаза в мантии при длительности 1 млрд лет и 3 млрд лет [16].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N., Hall A.E., Taylor L.A. Crystalline inclusions and C isotope ratios in diamonds from the Snap Lake/King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 57–67.
2. Promprated P., Taylor L.A., Anand M., Floss C., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P. Multiple-mineral inclusions in diamonds from Snap Lake/King Lake kimberlite dike, Slave craton, Canada: a trace-element perspective // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 69–81.
3. Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Griffin W.L. Carbonate-silicate composition of diamond-forming media of fibrous diamonds from the Snap Lake area (Canada) // *Doklady Earth Sciences*. 2015. V. 461. №. 1. P. 297–300.
4. Yelissev A.P., Pokhilenko N.P., Steeds J.W., Zedgenizov D.A., Afanasiev V.P. Features of coated diamonds from the Snap Lake/King Lake kimberlite dyke, Slave craton, Canada, as revealed by optical topography // *Lithos*. 2004. V. 77. №. 1–4. P. 83–97.
5. Nadolinny V.A., Yurjeva O.P., Pokhilenko N.P. EPR and luminescence data on the nitrogen aggregation in diamonds from Snap Lake dyke system // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 865–869.
6. Ivanova O.A., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P. Inclusions in diamonds from Snap Lake kimberlites (Slave Craton, Canada): geochemical features of crystallization // *Doklady Earth Sciences*. 2017. V. 474. №. 1. P. 490–493.
7. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. Новосибирск: Наука. 1984. С. 264.
8. Автоматизированная обработка ИК-спектров алмазов // Патент России № 2015613210. 2015. Ковальчук О.Е. (Акционерная компания “АЛРОСА”)
9. Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // *Philosophical Magazine B*. 1995. V. 72. №. 3. P. 351–361.
10. Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. Springer Science & Business Media. 2001. 502 p.
11. Ченуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазооб-

- разования //Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1997.
12. *Sobolev E.V., Lisoivan V.I., Kuznetsov V.A.* Nitrogen centers and the growth of natural diamond crystals //Problems of Crustal and Upper-Mantle Petrology (Trans. Inst. Geol. Geophys., Issue 403). Nauka, Novosibirsk. 1978. C. 245–255.
 13. *Woods G.S.* Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds //Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences. 1986. V. 407. №. 1832. P. 219–238.
 14. *Woods G.S., Collins A.T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamond // Journal of Physics and Chemistry of Solids. 1983. V. 44. P. 471–475.
 15. *Hutchison M.T., Cartigny P., Harris J.W.* Carbon and nitrogen compositions and physical characteristics of transition zone and low mantle diamonds from Sao Luiz, Brazil / Proceedings 7th IKC. 1999. V. 2. P. 372–382.
 16. *Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds; time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds //American Mineralogist. 1990. V. 75. №. 11–12. P. 1290–1310.
 17. *Vance E.R., Harris J.W., Milledge H.J.* Possible origins of α -damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources //Mineralogical Magazine. 1973. T. 39. №. 303. C. 349–360.
 18. *Васильев Е.А., Козлов А.В., Петровский В.А.* Объемное и поверхностное распределение радиационных дефектов в природных алмазах // Записки Горного института. 2018. Т. 230. С. 107–115.
 19. *Nasdala L., Grambole D., Wildner M., Gigler A.M., Hainschwang T., Zaitsev A.M., Harris J.W., Milledge J., Schulze D.J., Hofmeister W., Balmer W.A.* Radio-colouration of diamond: a spectroscopic study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. № 5. P. 843–861.

COMPARISON OF THE I AND IV DIAMOND TYPES (ACCORDING TO THE CLASSIFICATION OF Y.L. ORLOV) FROM THE SNAP LAKE KIMBERLITES (SLAVE CRATON, CANADA)

**O. A. Ivanova^{a,b,#}, Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^{a,b}, V. P. Afanasiev^a,
D. A. Zedgenizov^c, and E. O. Barabash^a**

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

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

^c *A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russian Federation*

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

The article is devoted to the study of diamonds of the I and IV varieties (according to the classification of Y.L. Orlov) from Snap Lake kimberlites. Based on the study of the morphology, the impurity defects of nitrogen and the internal structure of these diamonds, it was found that the uncoated crystals and the cores of coated diamonds were formed under similar conditions. It is assumed that the coats were formed on a significant part of the formed diamonds under mantle conditions, and their etching occurred at the hypogenic stage of the development of the kimberlite body.

Keywords: diamond, IR spectroscopy, Snap Lake, lithospheric mantle, coated diamonds, green color

УДК 551.222+552.11

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ БАЗИТОВ ВИЛЮЙСКО-МАРХИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© 2023 г. В. А. Симонов¹, О. П. Полянский¹, А. В. Котляров^{1,*}, Н. С. Карманов¹,
О. В. Королева², А. В. Прокопьев²

Представлено академиком РАН В.В. Ревердатто 01.03.2023 г.

Поступило 01.03.2023 г.

После доработки 23.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

Изучены расплавные включения в минералах образца из дайки долеритов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса, расположенного на северо-западном плече Вилуйского палеорифта. Данные по составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах дали возможность установить *PT*-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилуйского палеорифта. Установлено два уровня генерации исходных расплавов для долеритов: в интервалах 95–65 км при 1480–1400°C и 55–45 км при 1360–1320°C. Предсказано наличие двух промежуточных камер в земной коре, где происходила кристаллизация расплавов, на глубинах около 12 и 9–4 км при снижении температуры до 1175–1125°C. Двухуровневое расположение очагов магмогенерации, а также неоднородность химического состава изученных минералов позволяют объяснить наличие двух импульсов девонского базитового магматизма.

Ключевые слова: дайковый пояс, расплавные включения, долерит, термобарогеохимия, базитовый магматизм, Сибирская платформа, Вилуйский палеорифт

DOI: 10.31857/S2686739723600509, **EDN:** RZHCRZ

ВВЕДЕНИЕ

На Сибирской платформе в среднем и позднем палеозое был проявлен рифтогенез, сопровождавшийся импульсами магматической активности и формированием протяженных дайковых поясов [1–3]. Импульсы базитового магматизма в пределах Якутско-Вилуйской крупной изверженной провинции (ЯВКИП) сопряжены с девонским синрифтовым этапом формирования депрессии, а рои даек на ее плечах являются индикаторами тектонического режима растяжения [4, 5].

С целью определения физико-химических условий магматических процессов формирования дайковых поясов с помощью методов термобарогеохимии была изучена коллекция среднепалеозойских мафитовых пород. Наиболее представ-

ительные данные по расплавным включениям были получены для образца MIR-12-51, отобранного из дайки долеритов, вскрытой на руднике кимберлитовой трубки Мир (рис. 1). Дайка относится к Вилуйско-Мархинскому дайковому поясу, располагающемуся на северо-западном плече Вилуйского палеорифта [5].

При исследовании расплавных включений использовался метод гомогенизации [7]. Опыты с включеньем в микротермокамере с инертной средой [8] с применением опубликованных ранее методик [9, 10]. Для выяснения состава расплава, из которого кристаллизовались минералы, анализировались гомогенные стекла, образовавшиеся при переплавлении и закалке всего силикатного содержимого первичных включений в ходе термометрических экспериментов. Химические составы гомогенных стекол, а также минералов-хозяев определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (“Tescan Orsay Holding”) с системой микроанализа Aztec Energy XMax 80 (“Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd”) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спек-

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской академии наук,
Якутск, Россия

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

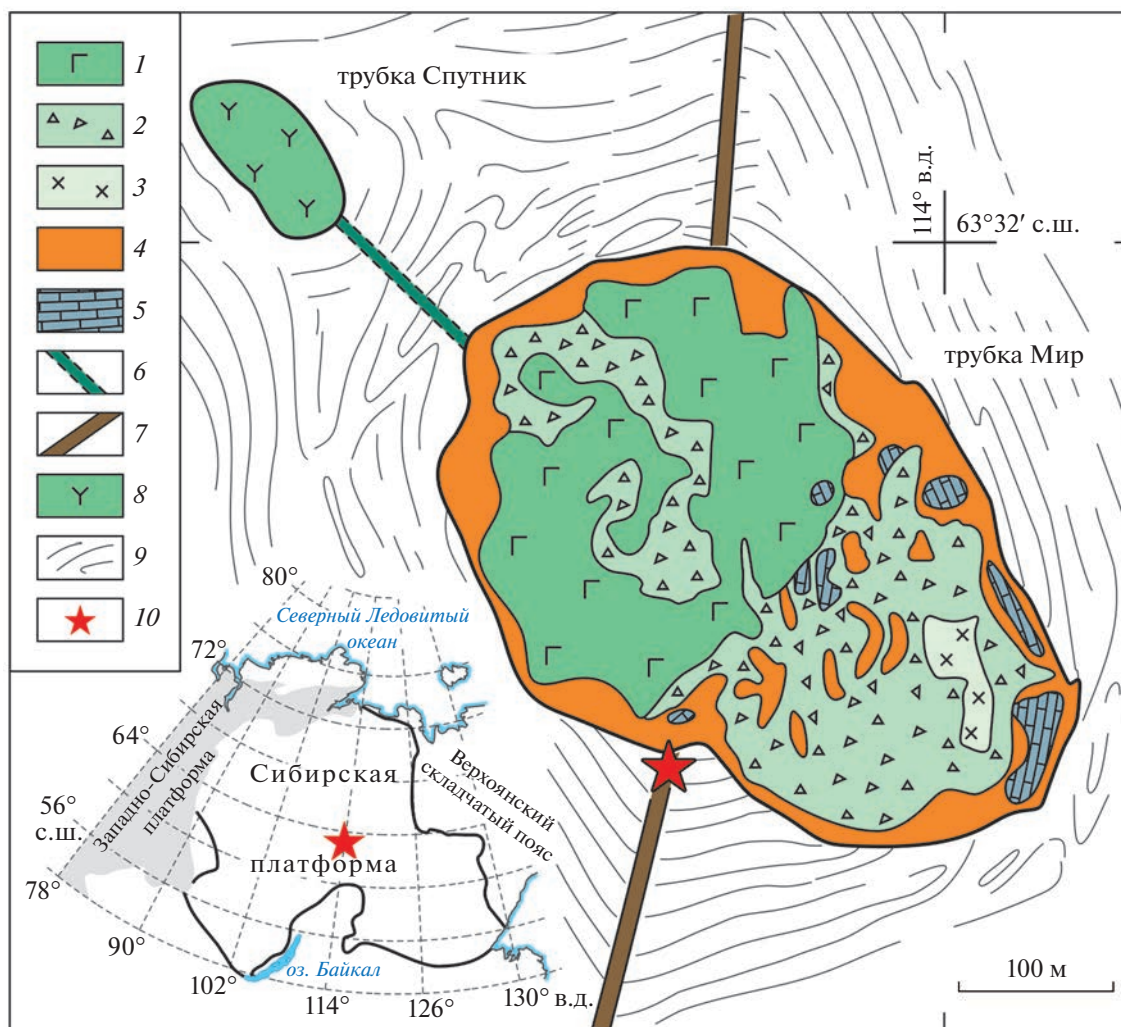


Рис. 1. Геологическое строение трубки Мир и сопряженной с ней трубки Спутник по [6], с изменениями. Местоположение показано на врезке. 1–3 – кимберлиты трубки Мир разных фаз внедрения: 1 – первой, 2 – второй, 3 – третьей; 4 – зона эндоконтакта, 5 – ксенолиты осадочных пород, 6 – кимберлитовая дайка, 7 – дайка долеритов, 8 – трубка Спутник, 9 – вскрытые карьером пласты вмещающих карбонатных пород, 10 – местоположение изученного обр. MIR-12-51.

тров 20 с. В качестве образцов сравнения использованы минералы и чистые элементы из блока MAC-55 (“Microanalysis Consultant Ltd.”).

Образец MIR-12-51 представлен полнокристаллическим габбро-долеритом пойкилоофитовой или порфировой структуры, сложенным слабо измененными клинопироксеном и плагиоклазом размерами обычно до первых миллиметров. Взаимоотношения минералов свидетельствуют об опережающей кристаллизации клинопироксена по сравнению с плагиоклазом.

Клинопироксен (табл. 1) соответствует авгиту. По соотношениям SiO_2 , TiO_2 , CaO и Na_2O минерал отвечает главным образом пироксенам из пород щелочной серии. Для зональных кристаллов клинопироксена устанавливается два этапа кри-

сталлизации, фиксируемых по резкому изменению состава минерала.

Плагиоклазы (табл. 1) представлены лабрадором ($\text{An } 51\text{--}56$) и относительно обогащены калием ($\text{Or } 2.0\text{--}2.8$).

Расплавные включения в клинопироксене (рис. 2 а) и в плагиоклазе (рис. 2 в) содержат светлые и темные кристаллики, а также стекло с газовым пузырьком. После высокотемпературных опытов и закалки включения заполнены светлым прозрачным стеклом (рис. 2 б, г). Включения в клинопироксене становятся полностью гомогенными в диапазоне температур от 1165 до 1210°C . Для включений в плагиоклазе установлены более низкие температуры гомогенизации ($1110\text{--}1150^\circ\text{C}$), что со-

Таблица 1. Представительные анализы составов клинопироксенов (1–15) и плагиоклазов (16–21) рядом с расплавленными включениями

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	4	50.40	1.73	4.50	0.29	9.43		14.16	18.20	0.67	0.31	99.69
2	5	51.28	1.73	4.44	0.19	9.84	0.25	15.36	17.03	0.50	0.28	100.90
3	6	51.37	1.07	2.72	0.00	10.47	0.28	15.59	18.79	0.30	0.00	100.59
4	21	49.76	1.27	2.85	0.31	9.87	0.21	14.48	19.41	0.30	0.00	98.46
5	22	50.36	1.18	2.55	0.34	10.10	0.23	14.69	19.03	0.35	0.00	98.83
6	26	50.00	1.23	3.12	0.00	10.09	0.26	14.53	19.53	0.35	0.00	99.11
7	27	50.42	1.20	2.85	0.31	9.83	0.00	14.64	19.97	0.36	0.00	99.58
8	34	50.40	1.28	2.76	0.32	9.64	0.26	14.78	19.60	0.31	0.00	99.35
9	35	50.04	1.28	2.83	0.32	9.66	0.25	14.73	19.35	0.28	0.00	98.74
10	45	48.73	1.77	3.72	0.00	11.45	0.27	12.70	19.98	0.30	0.00	98.92
11	46	50.75	1.13	1.95	0.28	9.65	0.00	14.97	20.05	0.35	0.00	99.13
12	47	50.90	1.12	1.95	0.00	9.71	0.31	14.83	20.16	0.27	0.00	99.25
13	54	50.83	1.25	3.08	0.00	10.02	0.25	14.92	19.32	0.35	0.00	100.02
14	55	51.30	1.13	2.21	0.00	9.67	0.00	15.29	19.84	0.22	0.00	99.66
15	56	49.46	1.73	4.12	0.00	11.62	0.25	12.90	19.66	0.35	0.00	100.09
16	97	54.92	0.00	27.25	0.00	0.40	0.00	0.00	10.52	5.27	0.48	98.84
17	98	54.60	0.00	27.44	0.00	0.48	0.00	0.00	11.04	5.03	0.46	99.05
18	105	53.03	0.00	27.93	0.00	0.51	0.00	0.00	11.64	4.76	0.41	98.28
19	111	54.17	0.00	28.46	0.00	0.48	0.00	0.00	11.64	5.05	0.37	100.17
20	112	54.02	0.00	28.68	0.00	0.51	0.00	0.00	11.84	4.83	0.36	100.24

гласуется с наблюдаемыми в шлифах взаимоотношениями минералов.

Анализы гомогенных стекол прогретых и закаленных включений в минералах (табл. 2) позволили выяснить особенности состава расплавов, принимавших участие в формировании рассмотренного долерита. Состав включений (табл. 2) показывает обогащение магм щелочами. На диаграмме K₂O–SiO₂ (рис. 3) точки составов стекол прогретых включений располагаются в полях высококалиевых и умереннокалиевых серий, совпадая по этому параметру с породами Вилуйско-Мархинского дайкового пояса. Выявленные характеристики расплавов соответствуют особенностям, установленным ранее для среднепалеозойского магматизма региона [11, 12].

Для расчета *PT*-параметров образования клинопироксена из габбро-долеритов была использована программа, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [14]. Состав расплава оценен в результате анализа гомогенных стекол прогретых включений. Установлено, что клинопироксен начинал кристаллизоваться на глубинах около 12 км при температуре 1185°C. Массовое образование пироксена происходило на глубине 9–4 км при

снижении температуры от 1175 до 1125°C. Этот расчетный температурный режим согласуется с экспериментальными температурами гомогенизации включений в клинопироксене – от 1165 до 1210°C. Следует отметить, что процессы кристаллизации клинопироксена на этом уровне были достаточно устойчивыми и относительно долговременными, что отразилось в последовательном снижении температур образования минерала до 1135–1125°C при стабильном давлении (рис. 4 а).

На основе данных по составам плагиоклазов и находящихся в них расплавных включений с использованием геотермометра плагиоклаз–расплав [15] рассчитаны температуры образования полевого шпата. Установлено, что вкрапленники плагиоклаза, в которых были изучены включения, кристаллизовались при температурах 1130–1145°C, хорошо согласующихся с данными по гомогенизации расплавных включений (1110–1150°C).

Полученные данные по составам гомогенных стекол расплавных включений в минералах дали возможность установить *PT*-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов, ответственных за формирование габбро-долеритов Вилуйского палеорифта с использованием методики [16, 17]. Данная модель декомпрессион-

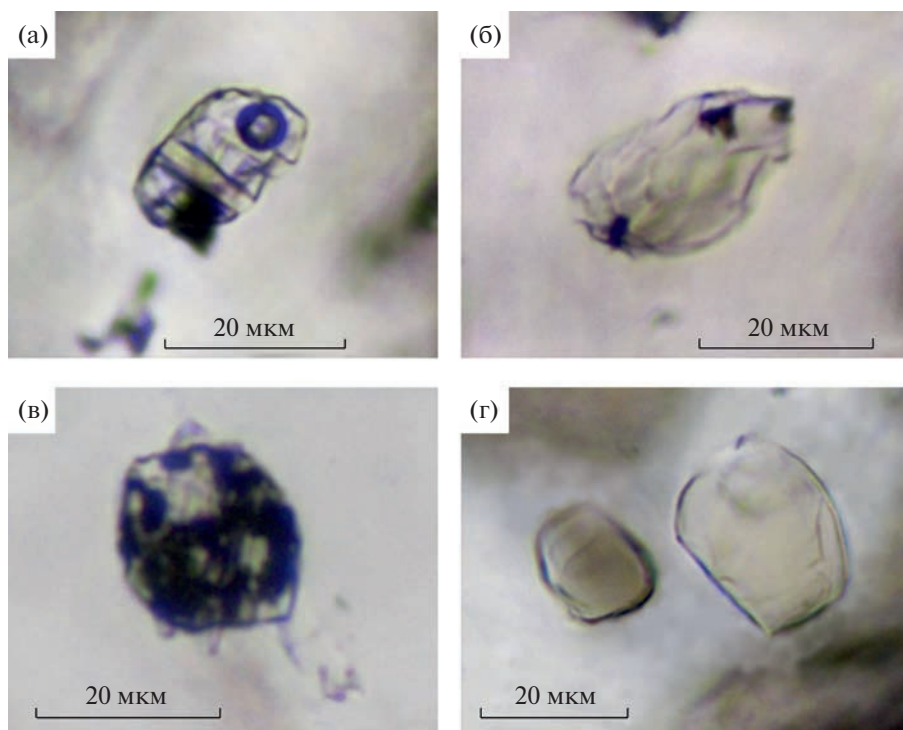


Рис. 2. Расплавные включения в клинопироксене (а, б) и в плагиоклазе (в, г) из габбро-долерита Вилуйского палеорифта: до (а, в) и после (б, г) высокотемпературных экспериментов.

ного плавления [17] предполагает, что плавление мантии происходит в непрерывной магматической колонне в интервале давлений от начального P_0 до финального P_f с увеличением степени плавления на 1.2 об. % на 1 кбар давления при подъеме к основанию коры, где достигается максимальная доля расплава. Расчет глубины очага магмогенерации основан на зависимости температуры ликвидуса базальта от давления в виде $T_0 = 1150 + 12 P_0$, где T_0 и P_0 — начальная температура (°C) и давление (кбар). Давление пересчитывается в глубину по литостатическому закону, принимая плотность мантии 3270 кг/м^3 в области стабильности плагиоклазового лерцолита и 3340 кг/м^3 в области стабильности гранатового и шпинелевого лерцолита. Основой расчетов параметров глубинных магм с помощью этого метода служат обычно данные по базальтовым стеклам, наиболее полно отвечающим составам существовавших расплавов. Стекла прогретых первичных включений играют ту же роль, соответствуя составам реальных расплавов, из которых рос минерал.

Методика была использована нами ранее для расчета глубин магмогенерации для платобазальтовых комплексов Сибирской платформы и базальтов района плато Онтонг Джава на юго-западе Тихого океана [18], а также для базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа [19].

Результаты расчетного моделирования по программе [17] с использованием составов гомогенных стекол расплавных включений показали, что

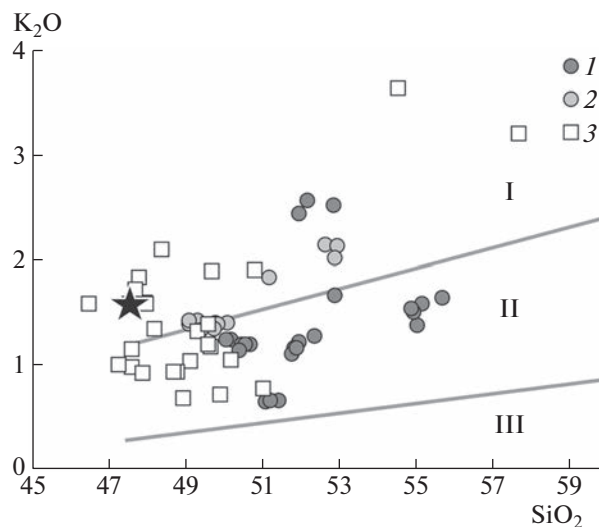


Рис. 3. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для гомогенных стекол прогретых расплавных включений (мас. %). Включения: в клинопироксене (1) и в плагиоклазе (2) из габбро-долерита Вилуйского палеорифта. 3 — породы Вилуйско-Мархинского дайкового роя [3, 5]. Звезда — изученный образец. Серии пород: высококалиевые (I), умереннокалиевые (II), низкокалиевые (III) по [13]. Составы пород и включений приведены к 100%.

Таблица 2. Представительные анализы составов гомогенных стекол прогретых расплавных включений в клинопироксене (1–23) и в плагиоклазе (24–35)

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	50.75	2.50	8.03	14.85	0.23	8.24	11.84	1.97	0.64	0.25	99.30
2	3	50.75	2.40	8.05	14.85	0.22	8.44	11.85	1.87	0.65	0.00	99.08
3	9	48.41	3.59	10.13	14.10	0.22	5.82	9.81	2.68	1.19	0.48	96.43
4	10	50.94	2.90	10.60	12.32	0.00	5.36	9.16	2.95	1.59	0.46	96.28
5	12	50.17	2.82	10.90	13.02	0.00	5.69	9.67	2.75	1.17	0.34	96.53
6	13	50.70	2.70	11.17	12.67	0.00	5.72	9.40	2.82	1.23	0.41	96.82
7	16	48.93	3.59	10.73	14.13	0.00	5.39	9.32	2.78	1.14	0.50	96.51
8	17	49.25	3.64	10.92	14.29	0.26	5.79	9.61	2.80	1.22	0.55	98.33
9	23	50.30	2.87	9.26	11.03	0.00	7.15	11.32	2.18	2.36	0.30	96.77
10	25	50.96	2.95	9.28	11.54	0.26	6.80	10.75	2.20	2.51	0.44	97.69
11	28	53.44	1.92	12.04	9.85	0.19	5.42	9.07	3.28	1.33	0.55	97.09
12	36	53.93	1.90	11.94	9.98	0.00	4.99	8.79	3.32	1.58	0.41	96.84
13	37	53.08	1.80	11.62	10.47	0.00	5.12	9.21	3.05	1.52	0.32	96.19
14	38	53.40	1.95	11.79	10.50	0.00	5.09	9.07	3.36	1.46	0.55	97.17
15	39	53.10	1.97	11.66	10.60	0.22	5.09	9.19	3.07	1.48	0.37	96.75
16	42	48.97	3.65	10.41	13.82	0.00	5.94	10.00	2.62	1.14	0.48	97.03
17	43	49.14	3.67	10.32	13.53	0.00	6.22	10.09	2.59	1.16	0.46	97.18
18	44	49.10	3.70	10.49	13.80	0.28	5.95	9.91	2.70	1.11	0.37	97.41
19	48	51.07	2.87	9.52	13.12	0.00	6.57	11.14	2.57	1.13	0.50	98.49
20	49	50.85	2.84	9.50	13.29	0.00	6.47	11.17	2.59	1.08	0.39	98.18
21	50	51.17	2.87	9.50	13.15	0.00	6.67	11.14	2.53	1.13	0.41	98.57
22	93	49.87	3.14	13.13	11.44	0.00	3.53	10.12	4.14	1.78	0.27	97.42
23	94	50.87	2.45	14.38	9.69	0.00	3.17	9.08	4.46	2.07	0.44	96.61
24	95	51.88	2.55	14.34	9.70	0.23	3.18	9.05	4.65	2.08	0.27	97.93
25	96	52.54	2.64	14.78	9.78	0.00	3.30	9.18	4.81	2.00	0.30	99.33
26	99	49.10	3.04	13.98	12.53	0.00	3.68	9.51	4.37	1.37	0.39	97.97
27	100	48.11	3.27	13.89	12.57	0.25	3.73	9.65	4.34	1.39	0.37	97.57
28	101	49.18	3.10	13.87	12.83	0.00	3.98	9.63	4.45	1.39	0.34	98.77
29	102	48.37	3.19	13.81	12.79	0.21	3.86	9.51	4.54	1.30	0.32	97.90
30	103	47.96	3.09	13.26	12.49	0.21	3.73	9.44	4.35	1.33	0.37	96.23

Относительно низкие суммы в анализах стекол включений связаны, наиболее вероятно, с повышенными содержаниями воды в расплаве.

исходные магмы для габбро-долеритов Вилуйского палеорифта генерировались на двух мантийных уровнях: 85–60 км (1480–1400°C) и 55–40 км (1360–1320°C) (рис. 4 б).

Максимальная установленная глубина очага 90–95 км магмогенерации (рис. 4 б) попадает в область стабильности гранатового перидотита и

соответствует оценкам состава источника базитового магматизма ЯВКИП по соотношению Sm/Yb–La/Yb [20]. Двухуровневый характер генезиса глубинных магм, предсказанный на основании анализа составов по редким и редкоземельным элементам эффузивов и долеритовых даек Вилуйско-Мархинского пояса [11] подтвержда-

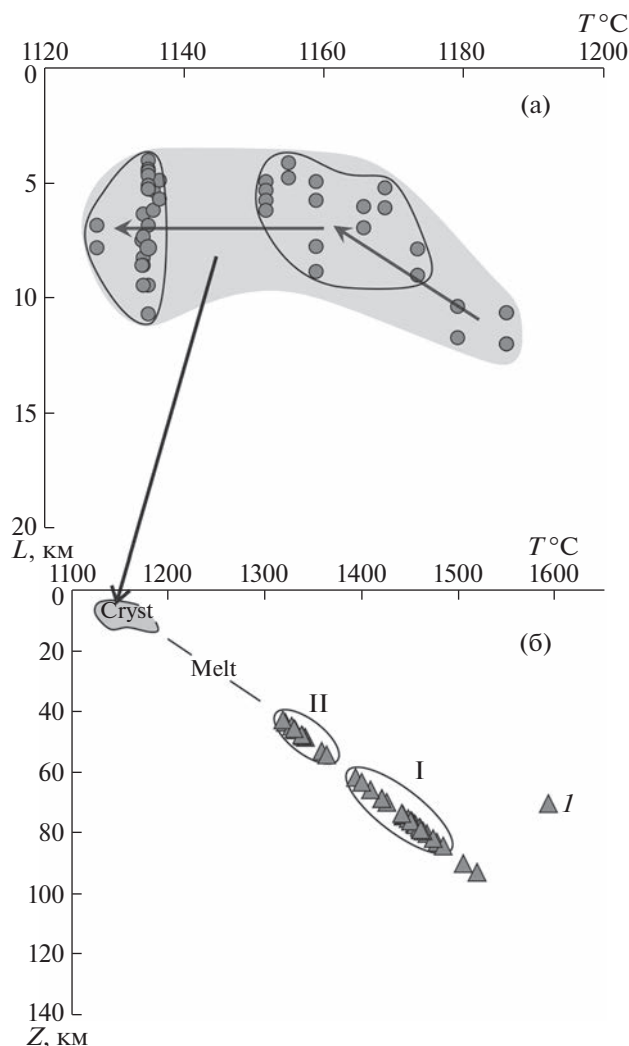


Рис. 4. Параметры кристаллизации клинопироксенов и условия генерации первичных магм для габбро-долеритов Вилуйского палеорифта. а – глубина (L km) и температура кристаллизации (T °C) клинопироксенов. б – глубина (Z km) и температура (T °C) магмогенерации (I, II). I, II – уровни плавления мантии. Melt – подъем глубинного расплава. Cryst – область кристаллизации, детально рассмотренная на рис. 4 а.

ется полученными данными по расплавленным включениям. Вместе с тем оценки глубин магмогенерации, сделанные в рамках модели [16, 17], следует рассматривать как заниженные, т.к. в указанной модели базальтовые расплавы кристаллизуются в основании тонкой океанической коры в отличие от 40-км континентальной коры ЯВКИП Сибирской платформы [2].

Широкий диапазон давлений, характеризующих глубину образования исходного расплава, говорит о наличии множественных очагов магмогенерации, составляющих протяженную мантийную магматическую колонну. Наши результаты имеют значение для дискуссии о структуре очага исходных магм: они подтверждают представления [16] о многоуровневом полибарическом плавлении в мантии под океаническим рифтом. По-видимому, и для внутриконтинентального

рифтогенеза, проявленного в Вилуйском палеорифте, реализуется механизм многокамерной генерации и пульсационного подъема базитовой магмы.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований расплавленных включений и минералов подтверждают повышенную щелочность магм, формирующих среднепалеозойские габбро-долериты Вилуйско-Мархинского дайкового пояса Вилуйского палеорифта.

Установлено два уровня генерации исходных расплавов для девонских долеритов Вилуйского палеорифта: в интервалах 95–65 км при 1480–1400°C и 55–45 км при 1360–1320°C. Основная кристаллизация минералов происходила

при снижении температуры до 1175–1125°C на небольшой глубине (9–4 км).

В работах [5, 11, 20] указывается на проявление двух пиков базитового магматизма с возрастами около 374 млн лет на рубеже франского и фаменского времени и около 363 млн лет в конце позднего девона. Впервые получены петрологические данные, независимо подтверждающие возможность пульсационного характера магматизма. Результаты проведенных исследований показывают, что двухуровневое расположение очагов магмогенерации, а также неоднородность химического состава изученных минералов может объяснять существование двух импульсов базитового магматизма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.Д. Томшину (ИГАБМ СО РАН) за предоставленный образец MIR-12-51.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2; № 122041400176-0) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Моделирование выполнено за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-27-00130. Региональные и геодинамические работы выполнены в рамках госзадания ИГАБМ СО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 126 с.
2. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г., Васильев Д.А. Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Вилуйского рифта на основе данных о возрасте дайковых поясов и численного моделирования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1519–1541.
3. Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N. Radiated rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 45. P. 1–16.
4. Ernst R.E. Large igneous provinces // Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
5. Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitskiy A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 45–64.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
7. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 146–149.
8. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
9. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Н.: Изд-во ОИГМ СО РАН, 1993. 247 с.
10. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
11. Масайтис В.Л. Девонский вулканизм Патомско-Вилуйского авлакогена: многократное плавление неоднородных мантийных источников // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 27–49.
12. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
13. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. Санкт-Петербург, Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
14. Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87. № 2. P. 149–172.
15. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
16. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 8089–8115.
17. Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B7. P. 10057–10076.
18. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908–923.
19. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700–725.
20. Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых ^{40}Ar – ^{39}Ar датировок долеритовых силлов // ДАН. 2020. Т. 490. № 1. С. 7–11.

FORMATION CONDITIONS OF THE DEVONIAN BASITES OF THE VILYUI-MARKHA DIKE SWARM OF THE VILYUI PALEORIFT (SIBERIAN PLATFORM)

V. A. Simonov^a, O. P. Polyansky^a, A. V. Kotlyarov^{a, #}, N. S. Karmanov^a,
O. V. Koroleva^b, and A. V. Prokopiev^b

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

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Reverdatto March 1, 2023

Melt inclusions in the minerals of a sample from a dolerite dike of the Vilyui-Markha dike swarm, located on the northwestern shoulder of the Vilyui paleorift, have been studied. Data on the composition of homogeneous glasses of melt inclusions in minerals made it possible to establish the *PT*-parameters of mantle sources of initial deep melts responsible for the formation of gabbro-dolerites of the Vilyui paleorift. Two levels of generation of initial melts for dolerites have been established: in the intervals of 95–65 km at 1480–1400°C and 55–45 km at 1360–1320°C. The presence of two intermediate chambers in the crust, where melts crystallized, was identified at depths of about 12 and 9–4 km with a decrease in temperature to 1175–1125°C. The two-level arrangement of magma generation centers, as well as the heterogeneity of the chemical composition of the studied minerals, makes it possible to explain the presence of two pulses of Devonian basic magmatism.

Keywords: dike swarm, melt inclusions, dolerite, thermobarogeochemistry, basic magmatism, Siberian platform, Vilyui paleorift

УДК 551.21

ГОЛОЦЕНОВОЕ ЭКСПЛОЗИВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ НА ПЕРЕШЕЙКЕ ВЕТРОВОЙ (О. ИТУРУП) КАК ИСТОЧНИК МАРКИРУЮЩЕГО ГОРИЗОНТА ТЕФРЫ (~2000 ЛЕТ НАЗАД) В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2023 г. О. В. Бергаль-Кувикас^{1,*}, С. З. Смирнов², А. Р. Агатова², А. В. Дегтерев^{1,3},
Н. Г. Разжигаева^{1,4}, Т. К. Пинегина¹, М. В. Портнягин⁵, Н. С. Карманов², Т. Ю. Тимина²

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 27.03.2023 г.

Поступило 27.03.2023 г.

После доработки 28.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

Результаты геохимического исследования пирокластического материала и радиоуглеродного датирования обугленных растительных остатков из разреза голоценовых отложений “Турам”, расположенного вблизи перешейка Ветрового на о. Итуруп, показывают, что около 2000 лет назад на перешейке произошло эксплозивное извержение с VEI 4–5. На основании геохимического сходства и близости возрастов сделан вывод о том, что это извержение является вероятным источником тефры маркирующего горизонта СКг на островах Итуруп, Уруп, Симушир, Расшуа и Матуа Курильской островной дуги (КОД). Представленные данные являются основанием для пересмотра вулканической опасности о. Итуруп.

Ключевые слова: вулканопасность, тефра, голоцен, геохимия, вулканическое стекло

DOI: 10.31857/S2686739723600601, **EDN:** RZOWNQ

ВВЕДЕНИЕ

Крупные эксплозивные извержения, сопровождающиеся возникновением кальдер и мощных толщ пирокластических отложений, оказывают существенное влияние на климат и создают угрозу для человеческой цивилизации и животного мира. В подавляющем большинстве случаев центры таких извержений приурочены к зонам субдукции и расположены на активных континентальных окраинах и вулканических дугах [1]. По сравнению с извержениями меньшей мощно-

сти, не сопровождающимися перестройкой рельефа и выбросом большого количества вулканического материала, крупные извержения происходят значительно реже. Однако катастрофический характер последствий требует уточнения периодичности таких событий, особенно на ближайшем к современности хронологическом отрезке.

В пределах Курильской островной дуги (КОД) насчитывается около 20 эруптивных центров, появившихся в конце плейстоцена и в голоцене [2, 3], их формирование сопровождалось взрывами большой мощности и образованием кальдер. Они расположены практически на всех островах, но наибольшее количество сосредоточено в самой населенной южной части островной дуги, особенно на о. Итуруп. В конце плейстоцена и начале голоцена на этом острове произошло как минимум 5 мощных эксплозивных событий, в результате которых образовались 4 крупные кальдеры обрушения (Медвежья, Цирк, Урбич, Львиная Пасть) и мощная толща пемзовых туфов на перешейке Ветровом [1] (рис. 1 а).

В ходе региональных тефростратиграфических исследований 2007–2008 гг. в почвенно-пирокластических разрезах на островах Уруп, Чирпой, Симушир, Ушишир, Расшуа и Матуа был обнаружен горизонт кислой тефры (~74–79 SiO₂ мас. %,

¹ Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Петропавловск-Камчатский, Россия

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

³ Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Южно-Сахалинск, Россия

⁴ Тихоокеанский институт географии Дальневосточного
отделения Российской академии наук, Владивосток,
Россия

⁵ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel,
Germany

*E-mail: kuvikas@mail.ru

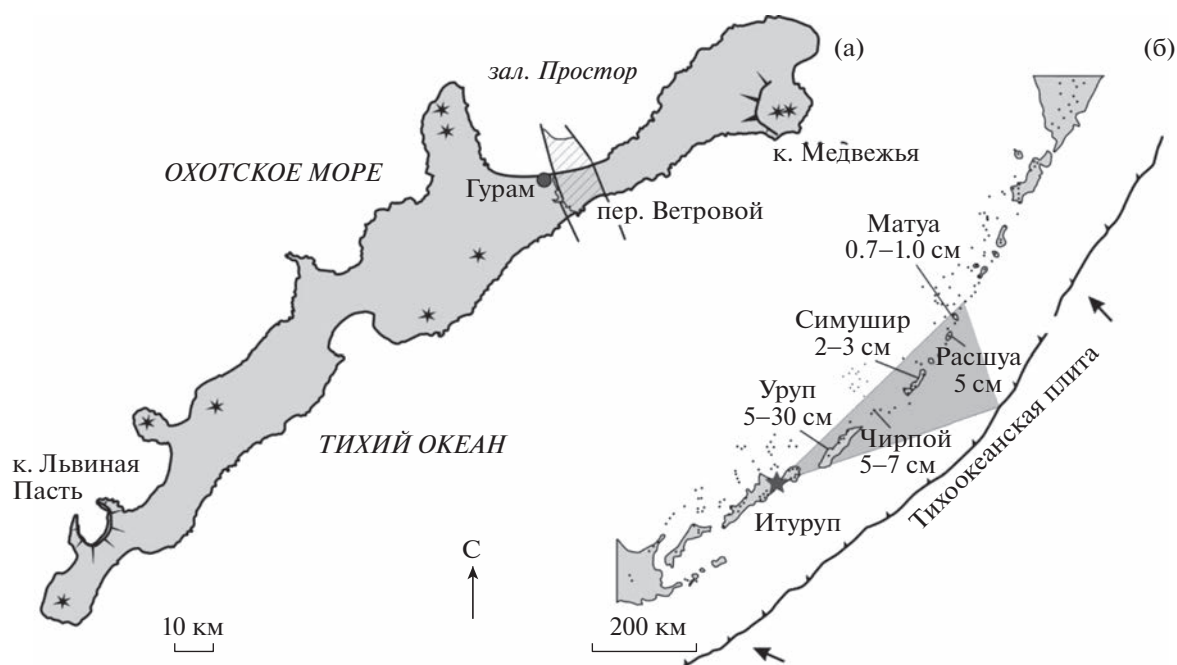


Рис. 1. Расположение перешейка Ветровой и разреза Гурам на о. Итуруп (а), звездочками показаны активные вулканы, заштрихована площадь распространения пемз плейстоценового извержения на перешейке Ветровой ~20 000 л.н. по [9]; реконструкция предполагаемого сектора рассеивания тефры (серый треугольник) извержения, произошедшего ~2100–2000 л.н. в районе перешейка Ветровой в центральной и южной частях Курильской островной дуги (б), под названиями островов указаны мощности слоя СКг по опубликованным данным [4–6, 18]; линия с штрихами — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; стрелки — направление движения Тихоокеанской плиты.

~1.4–1.8 K₂O мас. %), получивший индекс СКг. Время формирования тефры установлено по радиоуглеродным (¹⁴C) датам подстилающих органических отложений и укладывается в интервал около 2490–2100 лет назад (рис. 1 б) [4–6]. Мощность горизонта уменьшается в северо-восточном направлении (рис. 1 б). Это позволило предположить, что потенциальный источник извержения мог находиться на о. Итуруп [4, 5], а ось изопакит имела преимущественно северо-восточное направление (Аз. между 49 и 63°) (рис. 1 б). Находка этого горизонта предполагает, что извержения кислых магм достаточно большой мощности происходили на южных островах КОД не только на рубеже плейстоцена и голоцена, но и в последние несколько тысяч лет. Это определяет необходимость детального изучения центров мощного эксплозивного вулканизма в южной, наиболее населенной части КОД, определения масштабов их извержений и характера распространения пирокластического материала.

Труднодоступность и сложные условия изучения проявлений мощных эксплозивных извержений на Курильских островах делают практически невозможным детальное картирование эруптивных центров и связанных с ними пирокластических толщ, что не дает возможности оценить масштабы извержений, произошедших в прошлом.

Альтернативным способом получения информации об этих событиях является изучение прослоев тефры в осадочных отложениях островной и континентальной суши, морских бассейнах и материковых льдах посредством корреляции их составов вблизи и на значительном удалении от центров извержений [7, 8].

ПЕМЗЫ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОГО И РАЗРЕЗА ГУРАМ

Пемзовые туфы на перешейке Ветровой представляют огромный интерес, так как, несмотря на большой объем изверженного материала, для этого события неизвестно точное положение эруптивного центра, а время и длительность самого извержения остаются дискуссионными. Пемзовая толща заполняет грабен перешейка Ветровой на о. Итуруп и обнажается в клифах к западу между самим перешейком и горой Широкая, образуя урочище Белые Скалы (рис. 1 а). Со стороны побережья Охотского моря в толщу туфов врезаны два уровня морских террас. По данным Р.Ф. Булгакова [9] подстилающие ее породы наблюдались недалеко от Охотского побережья в северо-западной части распространения пемзовых туфов. Максимальные мощности пирокластиков вероятно превышали 260 м. Значительная часть пирокластического материала образует

шлейф на дне залива Простор Охотского моря (рис. 1 а) [10]. По предварительной оценке, объем изверженных пород составляет около 100 км^3 [11]. Состав пирокластики отвечает низко-умеренно-калиевым, умеренно глиноземистым дацитам нормального ряда [12]. Несмотря на большой объем изверженного материала, характерный для кальдерообразующих извержений, отчетливых признаков кальдерной депрессии на острове не установлено. Предполагается, что эруптивный центр расположен в заливе Простор [13], но и это предположение требует дальнейшей проверки.

По данным [9], мощная толща пемзовых туфов сформировалась в интервале между ^{14}C -датами 38500 ± 500 и 5350 ± 50 лет назад, полученными соответственно по лигниту подстилающей почвы и раковинам моллюсков в перекрывающих прибрежно-морских галечников. Термолюминесцентным методом возраст самих пемз оценен в 20000 ± 6000 лет [9]. Таким образом, образование пемзовой толщи на перешейке Ветровом в урочище Белые Скалы произошло не позднее конца позднего плейстоцена.

Высказывалось также мнение, что активность этого эруптивного центра могла проявляться и в голоценовое время около 1000 лет назад [14], но это заключение было сделано на основе датирования осадочных отложений, содержащих вулканогенный материал, а не самого горизонта тефры. Соответственно, идентификация и датировка этих событий требуют дальнейшего уточнения. Таким образом, несмотря на то, что в настоящее время в районе перешейка Ветровой не наблюдаются никаких признаков вулканической активности, есть основание предполагать, что эксплозивные извержения могли происходить здесь в последние несколько тысяч лет.

В ходе экспедиционных работ 2018 г. на о. Итуруп в правом борту безымянного ручья, устье которого расположено в 2.25 км к западу от устья ручья Пемзового и в 9.4 км на запад-юго-запад от перешейка Ветрового, был вскрыт разрез голоценовых отложений, содержащий прослой тефры. Разрез был назван "Гурам" (рис. 2 а). Наиболее мощный (примерно 20-сантиметровый) слой тефры в этом разрезе, состоящий из светло-серого вулканического песка с белыми пемзовыми лапиллями размером до 5 см (описание разреза см. в приложении 1) и залегающий непосредственно на палеопочве, свидетельствует об эксплозивном извержении. По данным радиоуглеродного датирования (см. приложение 2), формирование палеопочвы, подстилающей горизонт тефры, происходило около 7700–2500 лет назад (рис. 2, приложение 2). AMS ^{14}C -датирование сохранившихся в тефре обугленных стеблей бамбучника курильского (*Sasa kurilensis*), погибшего вследствие перекрытия тефрой (рис. 2 б), позволило с большой

точностью установить, что эксплозивное извержение на о. Итуруп в районе перешейка Ветровой произошло около 2115–1995 л.н. (кал). Это событие существенно моложе полученных ранее оценок времени образования мощной толщи пемзовых туфов в урочище Белые Скалы и на перешейке Ветровом в конце позднего плейстоцена и, таким образом, свидетельствуют о еще одном эксплозивном извержении в этом районе в позднеголоценовое время.

Пемзовые лапилли имеют светло-серую и желтовато-серую окраску, максимальные размеры 3–5 см (рис. 2 б). Они содержат около 30% вкрапленников, представленных плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, кварцем, магнетитом и ильменитом. Вкрапленники погружены в пузыристую витрофировую основную массу, состоящую преимущественно из бесцветного прозрачного вулканического стекла. По минеральному составу пемзы разреза Гурам полностью соответствуют пемзам перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы.

По результатам исследования валового состава индивидуальных пемзовых лапиллей (детали методики анализа см. в приложении 2) пемзы разреза Гурам отвечают умеренно-калиевым, умеренно-глиноземистым дацитам нормальной щелочности. Стекло основной массы пемз (детали методики анализа см. приложение 2) имеет состав умереннокалиевых риолитов нормальной щелочности, глиноземистость которых варьирует от высокой до умеренной (рис. 3).

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКА ПЕМЗ В РАЗРЕЗЕ ГУРАМ

Для установления потенциальных источников пемз, найденных в разрезе Гурам, необходимо провести сравнение их составов с кислыми продуктами эксплозивных извержений вулканов о. Итуруп. Такой состав имеют пемзовые отложения: (1) кальдеры Львиная Пасть, расположенной в 115 км на юго-запад с возрастными извержениями 12300 и 13000 кал. л. н. [15], (2) кальдеры Медвежья, в 49 км на северо-восток, (3) перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы, расположенных в непосредственной близости от разреза Гурам (рис. 1).

От стекла основной массы пемз кальдеры Львиная Пасть стекло пемз разреза Гурам отличается более низким содержанием суммы щелочей, главным образом за счет более низкого K_2O , значительно более высоким содержанием FeO при сходном значении MgO и пониженной глиноземистостью (рис. 3, приложение 4). Кроме этого, на рис. 3 и в приложении 4 видно, что валовые составы пемз кальдеры Львиная Пасть значительно отличаются от пемз разреза Гурам в среднем пони-

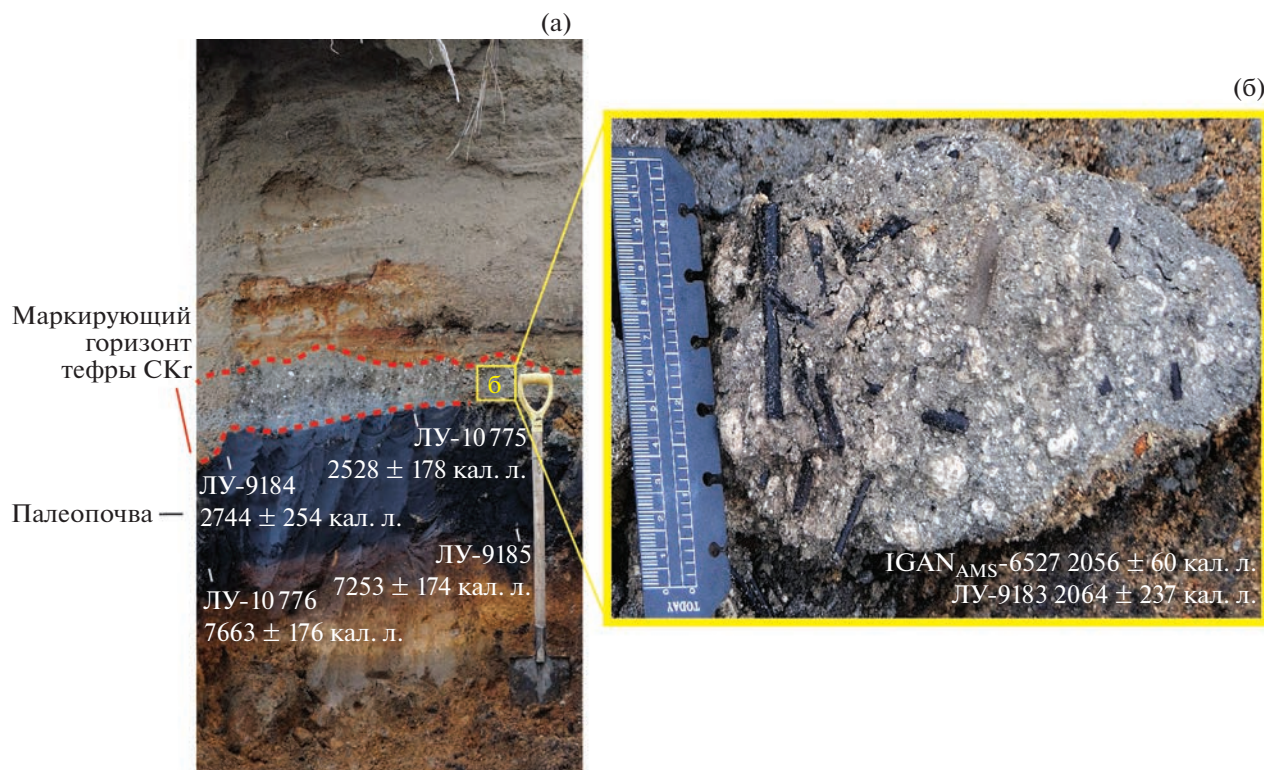


Рис. 2. Положение слоя пирокластики СКг в разрезе Гурам (а); стебли обугленного бамбучника и пемза в слое СКг (б). Приведены калиброванные (2σ) радиоуглеродные даты. Детальное описание разреза Гурам и стратиграфическая колонка представлены в приложении 1, методики радиоуглеродного датирования, ^{14}C -даты и результаты их калибровки — в приложении 2.

женными содержаниями SiO_2 и более высокими содержаниями Al_2O_3 и K_2O . При этом по характеру распределения концентраций рассеянных элементов пемзы Львиной Пасты сходны с пемзами разреза Гурам (рис. 4 и 5), отличаясь лишь значимым Sr-максимумом. Тем не менее, с учетом значимой разницы в концентрациях петрогенных элементов, а также значительно более раннего, по сравнению с интересующим нас хронологическим интервалом, времени извержения в кальдере Львиная Пасть, мы не рассматриваем его в качестве потенциального источника пемз разреза Гурам.

Еще одно проявление кислых пемз находится вблизи вулкана Меньший Брат в кальдере Медвежьей [16] на севере о. Итуруп. От пемз кальдеры Медвежьей изученные пемзы разреза Гурам значительно отличаются по валовому составу (рис. 3, приложение 4). В отличие от пемз разреза Гурам пемзы кальдеры Медвежьей относятся к риолитам (рис. 3, приложение 4), обогащены K_2O , крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднены CaO и Al_2O_3 (рис. 3–4). Стекло основной массы этих пемз ближе по составу к стеклу пемз кальдеры Львиная Пасть (рис. 3, приложение 4).

На рис. 3 и в приложении 4 хорошо видно, что по своим составам пемзовые лапилли разреза Гурам близки к наиболее кремнистым составам пемз перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы (рис. 3, приложение 4). Составы стекла основной массы также пересекаются с составами пемз перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы, отличаясь от них чуть более высокими средними содержаниями SiO_2 и пониженными содержаниями щелочей. При этом составы близки по содержанию калия, но имеют более широкие вариации в сторону пониженных концентраций Na_2O и Al_2O_3 . Стекла основной массы пемз из разреза Гурам обладают немного повышенными содержаниями FeO при близком MgO . Характер распределения нормированных концентраций редких и рассеянных элементов пемз разреза Гурам сходен с пемзами перешейка Ветрового. В спектрах последних иногда проявляется положительная Sr-аномалия, которая отсутствует в составах исследованных пемз Гурама (рис. 4).

Таким образом, учитывая указанные сходства в содержаниях породообразующих и рассеянных элементов и географическое расположение, мы полагаем, что источником тефры разреза Гурам было извержение, произошедшее на перешейке Ветровом

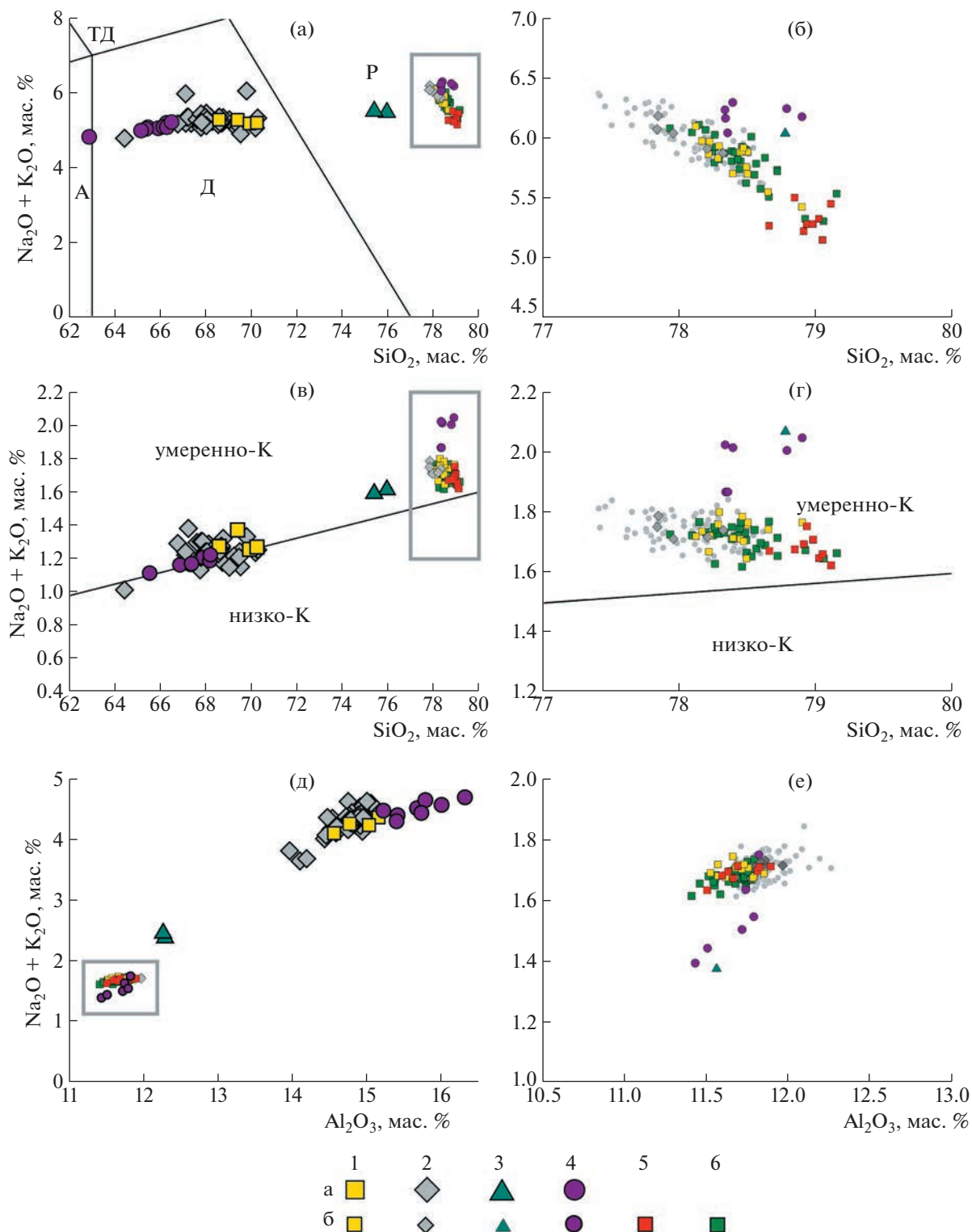


Рис. 3. Составы пемзовых лапиллей и стекол основной массы (а, в, д) и увеличенные участки диаграмм для составов стекол основной массы (б, г, е). Условные обозначения: 1 – разрез Гурам, 2 – пемзовые туфы перешейка Ветрового и Белых Скал [12], 3 – пемзовые туфы кальдеры Медвежьей, 4 – пемзовые туфы кальдеры Львиная Пасть, 5 – пепел СКг с острова Матуа, 6 – пепел СКг с острова Уруп (разрез 3709), а – составы индивидуальных пемзовых лапиллей, б – составы стекол основной массы пемзовых лапиллей и пепловых частиц (для стекол перешейка Ветрового и кальдеры Львиная Пасть приведены средние значения). Серыми кружками показаны весь диапазон составов стекла основной массы пемз перешейка Ветрового и Белых Скал. А – андезит, Д – дацит, Р – риолит, ТД – трахидацит. Дополнительные диаграммы см. приложение 4.

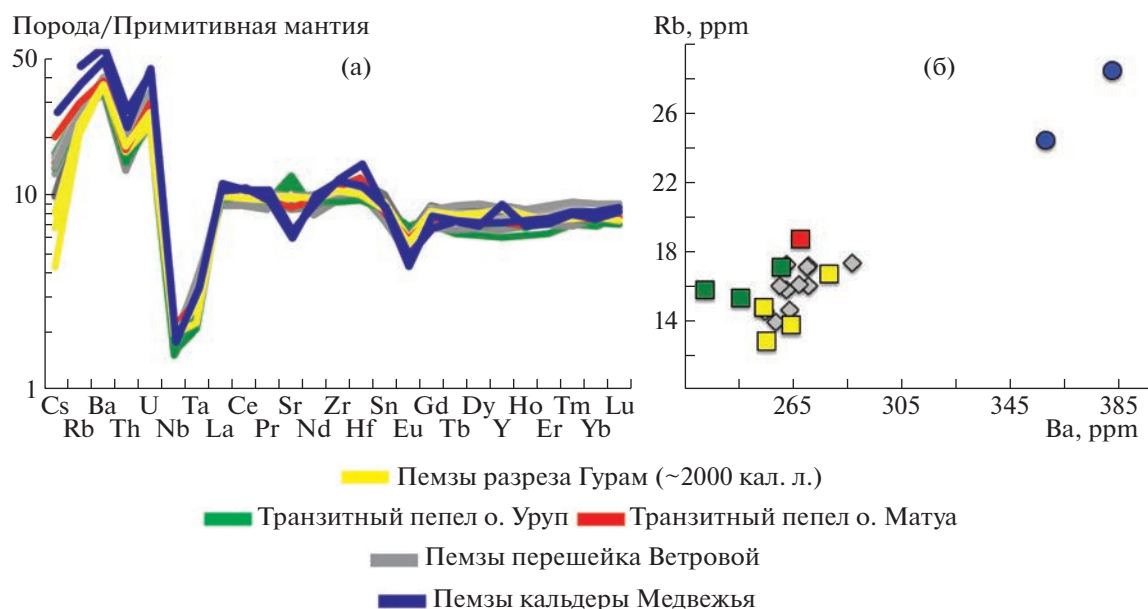


Рис. 4. Распределения содержаний редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии по [17], в валовых составах пемзовых лапилли разреза Гурам и перешейка Ветрового в сравнении с транзитными пеплами горизонта СКг о. Матуа и о. Уруп. Методика измерений редких элементов методом ИСП МС приведена в приложении 2, значения измерений в приложении 3.

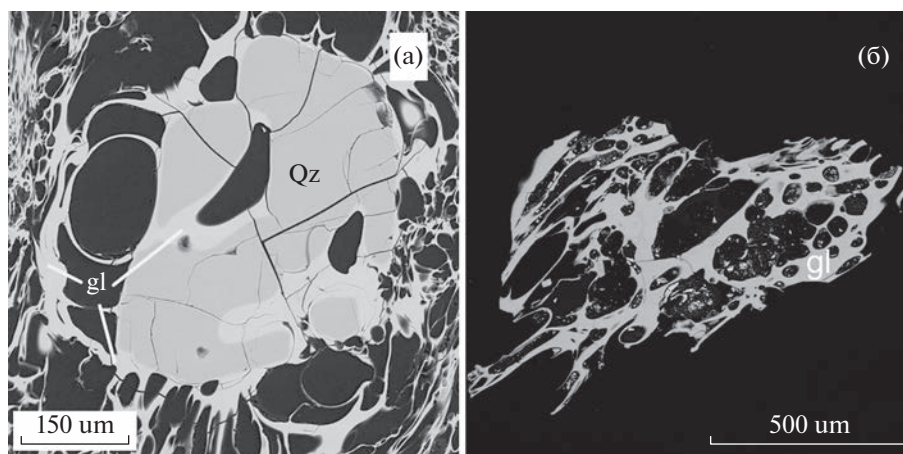


Рис. 5. Пузыристое строение стекла основной массы вокруг вкрапленника кварца пемзы из разреза Гурам (а) и стекловатой пепловой частицы из торфяника на о. Уруп (б, обр. 11/3709). Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе “TESCAN” MIRA 3LMU в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

и не связанное с активностью кальдер Медвежья и Львиная Пасть.

МАРКИРУЮЩИЙ ГОРИЗОНТ ТЕФРЫ СКг НА ОСТРОВАХ КОД

Распространенность пепла СКг на значительном расстоянии позволяет использовать его в качестве маркирующего горизонта при изучении голоценовых осадочных пород КОД. Радиоуглеродные даты, полученные ранее разными исследова-

телями по подстилающим органогенным отложениям на островах Уруп, Чирпой и Матуа, показывают, что горизонт СКг образовался около 2490–2100 л. н. (кал.) [4–6, 18].

Ближние значения возрастов горизонта СКг на этих островах (около 2490–2100 л. н.) и тефры в разрезе Гурам на о. Итуруп (около 2100–2000 л. н.) позволяют предположить их возможную генетическую связь. В связи с этим было проведено изучение составов стекол пепловых частиц и валовых составов пеплов из горизонтов СКг в отложениях

островов Матуа и Уруп (рис. 2 б). На острове Матуа горизонт СКг был опробован в разрезе почвенно-пирокластических отложений в его юго-восточной части [18]. Пепловые горизонты на острове Уруп, которые также отнесены к слою СКг, были опробованы в разрезах двух торфяников на полуострове Ван дер Линда [5]. На острове Матуа возраст погребенной пеплом почвы составляет около 2100 л. н. [18], на острове Уруп время формирования опробованных пирокластических горизонтов определяют по ^{14}C -датам подстилающих слоев торфа интервалом 2490–2100 л. н. [5]. В образцах из описанных выше горизонтов были обнаружены частицы пузыристых однородных стекол, похожих на стекло основной массы пемз разреза Гурам и содержащих кристаллы плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена, кварца и магнетита (рис. 5). Важно отметить, что в ядерных частях кристаллов плагиоклаза из частиц тефры с о. Уруп часто встречаются ассоциации стекловатых расплавных и существенно газовых флюидных включений, которые типичны для плагиоклаза пемз разреза Гурам и более древних пемз из толщи перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы [12].

На рис. 3 видно, что стекла пепловых частиц горизонтов тефры СКг с о. Уруп и Матуа имеют составы, относящиеся к умеренно-калиевым риолитам. При этом составы стекол пепловых частиц с о. Уруп и наиболее близки к составам стекол разреза Гурам, а у тефры с острова Матуа отличаются немного повышенным содержанием SiO_2 и пониженным — Na_2O при аналогичных с Гурамом содержаниях Al_2O_3 , CaO , K_2O , FeO и MgO . Содержания редких элементов в валовых составах пеплов из горизонта СКг островов Уруп и Матуа и пемз разреза Гурам демонстрируют похожий характер распределения редких и рассеянных элементов (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Остров Итуруп в конце плейстоцена и в начале голоцена стал ареной мощного эксплозивного вулканизма, сопровождавшегося образованием кальдер и мощных толщ пирокластических отложений кислого состава. Извержение, произошедшее в позднем плейстоцене в районе современного перешейка Ветрового, было одним из наиболее мощных вулканических событий [2, 12]. Однако следов, которые свидетельствовали бы о существенной вулканической активности в позднем голоцене и настоящее время в этой части острова до сих пор обнаружено не было.

Результаты минералого-геохимического анализа пемз разреза Гурам показывают, что их происхождение связано с магмой, аналогичной по минеральному и химическому составу магме,

сформировавшей пемзовую толщу перешейка Ветрового и урочища Белые Скалы. Небольшие отличия в составах стекол основной массы пемз Гурама и перешейка Ветровой могут быть объяснены процессами кристаллизационной дифференциации в малоглубинном очаге. В работе [12] было показано, что эволюция состава расплава очага, питавшего извержение перешейка Ветрового, была обусловлена преимущественно кристаллизацией плагиоклаза, состав которого варьировал от основного до среднего, и в меньшей степени Fe—Ti-оксидных минералов. Образование кварца связано лишь с самыми поздними этапами кристаллизации, непосредственно предшествовавшими извержению. Эти особенности объясняют незначительный рост содержаний кремнезема и уменьшение концентраций глинозема и щелочных металлов в расплавах, которые отличают составы стекол пемз Гурама от пемз перешейка Ветрового и Белых Скал. Таким образом, наши данные позволяют сделать заключение, что пепловые частицы горизонта СКг на островах Уруп и Матуа представляют тефру извержения произошедшего в районе перешейка Ветрового, зафиксированного в разрезе Гурам.

Результаты датирования наиболее раннего слоя пирокластики и подстилающих его отложений в разрезе Гурам дают основание говорить, что эруптивная активность, приведшая к аккумуляции тефры, началась не позднее 2100–2000 л.н. Оценка мощности извержения, приведшего к образованию горизонта СКг, на сегодняшний день затруднена из-за неопределенности в оценке площади рассеивания тефры. Однако, если принять, что изопакиты имеют форму эллипсов, оси которых ориентированы в направлении биссектрисы области, показанной на рис. 1 б, можно рассчитать минимальный объем извержения, опираясь на мощность тефры СКг на различных островах. При этом максимальные, из доступных для измерения, размеры будет иметь изопакита 1 см, удаленный край которой находится в районе о. Матуа. Используя методику [19], минимальный объем извержения по этой изопаките можно оценить около $1.5 \times 10^9 \text{ м}^3$. Эта величина может быть в 2–5 раз меньше оценок, более точно учитывающих форму изопакит и закономерное утонение мощности при удалении от центра извержения [19]. Полученный объем отвечает плинианскому извержению с высотой эруптивной колонны около 25 км ($\text{VEI} \sim 4\text{--}5$) по [20]. Из этого следует, что достаточно сильное эксплозивное извержение в районе перешейка Ветрового произошло в недавнем геологическом прошлом, уже после формирования основного объема развитых там пемзово-пирокластических отложений в конце позднего плейстоцена. Это подтверждает сделанное ранее предположение [14] о нескольких импульсах эксплозивной вулканической активности в

рассматриваемой части острова. Полученные данные позволяют однозначно заключить, что наиболее поздние импульсы произошли уже в позднем голоцене. Это заключение поднимает вопрос о пересмотре характера вулканической опасности северной части острова Итуруп и требует учета возможных эксплозивных извержений большой мощности. Сам перешеек Ветровой, по-видимому, следует рассматривать как район активного вулканизма.

Учитывая вышесказанное, мы считаем, что характер распространения и изменения мощностей горизонта СКг свидетельствует о распространении тефры упомянутого извержения в северо-северо-восточном направлении (рис. 1 б), что подтверждает предположение о том, что источником тефры было извержение на острове Итуруп [4, 5]. Полученные нами данные предполагают, что центр этого извержения был расположен в районе перешейка Ветрового.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе охарактеризована первая находка кислой пирокластики позднего голоценового возраста в районе перешейка Ветрового на о. Итуруп, которая дает основание рассматривать его как потенциально вулканопасный район, с эруптивным центром, способным производить эксплозивные извержения большой мощности (VEI 4–5). Полученные результаты свидетельствуют о том, что в районе перешейка Ветровой около 2100–2000 л. н. произошло извержение, ставшее причиной образования горизонта тефры СКг, распространенной в центральной части КОД между островами Матуа и Итуруп. Это позволяет использовать горизонт СКг в качестве тефрохронологического и тефростратиграфического маркера для островов центральной части КОД при построении палеогеографических реконструкций, корреляции разрезов, датировании отложений и форм рельефа.

Наличие признаков активного эксплозивного вулканизма в последние несколько тысяч лет в южной части КОД, близкой к густонаселенным и экономически развитым районам Дальнего Востока России и Японии, требует пересмотра прогнозов вулканической опасности в регионе. Это особенно важно, так как о. Итуруп принадлежит к территориям опережающего развития Дальнего Востока России, что означает расширение хозяйственной деятельности на острове в ближайшие годы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны А.В. Рыбину (ИМГиГ ДВО РАН), открывшему разрез Гурам в ходе полевых работ 2018 г.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование тефры разреза Гурам выполнено за счет гранта РФФИ 18-05-00819 и в рамках госзадания ИГМ СО РАН и ИМГиГ ДВО РАН. Корреляция удаленных источников извержения на о. Уруп и о. Матуа, анализ редких элементов методом ИСП МС был выполнен за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00049, <https://rscf.ru/project/21-17-00049>.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Приложение 1. Описание разреза “Гурам” с пирокластическими отложениями последнего извержения перешейка Ветровой (сверху-вниз).

Приложение 2. Методики пробоподготовки материала.

Приложение 3. Отклонения международных стандартов электронно-микронного анализа стекла и минералов пепловых частиц и пемз.

Приложение 4. Аналитические данные измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Self S., Blake S.* Consequences of explosive supereruptions // *Elements*. 2008. V. 4. №1. P. 41–46.
2. *Лавров Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др.* Новейший и современный вулканизм на территории России. 2005. 604 с.
3. *Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Вулканические катастрофы позднего плейстоцена–голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений—главных компонентов вулканического катастрофизма // *Вулканология и сейсмология*. 2016. Т. 3. С. 3–21.
4. *Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T., et al.* Preliminary report on volcanological research of KBP 2007–2008 Cruise by Japanese Volcanology group. KBP Report. 2008. <https://doi.org/10.6067/XCV8668F2H>
5. *Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., et al.* Multiproxy record of late Holocene climatic changes and natural hazards from paleolake deposits of Urup Island (Kuril Islands, North-Western Pacific) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. V. 181. 103916.
6. *Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Arslanov Kh.A., et al.* Coastal dunes of Urup Island (Kuril Islands, North Western Pacific): paleoclimatic and environmental archive // *Geosystems of Transition Zones*. 2022. V. 6. № 2. P. 100–113.
7. *Ponomareva V., Portnyagin M., Davies S.* Tephra without Borders: Far-Reaching Clues into Past Explosive Eruptions // *Front. Earth Sci.* 2015. V. 3. P. 83.
8. *Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., et al.* Tephra Kam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12 (1). P. 469–486.

9. Булгаков Р.Ф. История развития южных остров Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. соиск. дисс. канд. МГУ. 1994. 20 с.
10. Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 200 000. Серия Курильская. Лист L-55-XXIII-XXIX. СПб. ВСЕГЕИ. 2002.
11. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // Доклады АН СССР. 1988. 300. 1. С. 175–180.
12. Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., et al. Parental Melts and Magma Storage of a Large-volume Dacite Eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insights into the Genesis of Subduction-zone Dacites // Journal of Petrology. 2019. V. 60 (7). P. 1349–1370.
13. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. 1992. 528 с.
14. Афанасьев В.В., Дунаев Н.Н., Горбунов А.О. и др. Проявление кальдерообразующего вулканизма в формировании морского побережья (на примере о. Итуруп Большой Курильской Гряды) // Процессы в геосредах. 2018. (3). С. 990–998.
15. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. и др. Катастрофические эксплозивные извержения Лъвиной Пасти (о. Итуруп): Стратиграфия и геохронология // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. 2015. С. 210–214.
16. Marynov Y., Rybin A., Chibisova M., et al. Basaltic volcanism of Medvezhia caldera on the Iturup Island of Kurile Isles: impact of regional tectonics on subduction magmatism // International Geology Review. 2023. V. 65 (2). P. 179–199.
17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. 1. P. 313–345.
18. Дегтерев А.В. Голоценовая тephра острова Матуа (Центральные Курильские острова): идентификация и состав транзитных пеплов // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2013. V. 3. 169. С. 32–38.
19. Legros F. Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach // Journal of volcanology and geothermal research. 2000. V. 96. P. 25–32.
20. Newhall C.G., Self S. The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism // Journal of Geophysical Research. 1982. V. 87. P. 1231–1238.

HOLOCENE EXPLOSIVE ERUPTION ON THE VETROVOY ISTHMUS (ITURUP ISLAND) AS A SOURCE OF THE 2000 cal BP MARKER TEPHRA LAYER IN THE CENTRAL KURIL ISLAND ARC

O. V. Bergal-Kuvikas^{a, #}, S. Z. Smirnov^b, A. R. Agatova^b, A. V. Degterev^{a, c}, N. G. Razjigaeva^{a, d}, T. K. Pinegina^a, M. V. Portnyagin^e, N. S. Karmanov^b, and T. Yu. Timina^b

^a Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

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

^c Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russian Federation

^d Pacific Institute of Geography, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

^e GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany

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

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev March 27, 2023

Geochemical study of volcanoclastic material and radiocarbon dating of charred plant debris from Holocene deposits of the Guram site, which is located in vicinity of Vetrovoy Isthmus at Iturup Island, demonstrate that explosive eruption (VEI 4–5) occurred there by 2000 years ago. Geochemical and age similarity with the tephra of marker layer CKr that was distinguished at Iturup, Urup, Simushir, Rasshua, and Matua islands of the Kuril Island Arc led to the conclusion that this eruption is supposedly a source of this tephra. The data presented are proposed as a motivation for revision of volcanic hazard at Iturup Island.

Keywords: volcanic hazard, tephra, Holocene, geochemistry, volcanic glass

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 564.82(551.736.1)

ПЕРВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТУОРАСИССКОМ ВЫСТУПЕ НИЗОВЬЕВ Р. ЛЕНЫ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2023 г. В. И. Макошин^{1,*}, Р. В. Кутыгин¹

Представлено академиком РАН С.В. Рожновым 02.03.2023 г.

Поступило 03.03.2023 г.

После доработки 10.03.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

Выявлена вертикальная последовательность брахиопод в основании верхоянского терригенного комплекса разреза Тит-Ары северной части Туорасисского выступа низовьев р. Лены. В результате их изучения установлено, что в указанном разрезе на верхнекембрийских доломитах залегают гжельские и ассельские отложения, охарактеризованные брахиоподами биостратиграфических зон *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* и *Jakutoproductus verkhoyanicus*, что является первым доказанным фактом присутствия в районе верхнекаменноугольных отложений. Сделан вывод о том, что в пределах Туорасисского выступа с юга на север происходит удревнение верхней возрастной границы несогласия между кембрием и верхним палеозоем, при этом основание верхоянского терригенного комплекса наращивается базальными слоями перми и гжельскими отложениями верхнего пенсильвания. Разрез Тит-Ары является первым из установленных в низовьях р. Лены, со вскрытыми пограничными каменноугольно-пермскими отложениями.

Ключевые слова: брахиоподы, пенсильваний, приуральский отдел, низовья р. Лены, Северо-Восток России

DOI: 10.31857/S2686739723600418, **EDN:** RYBGWC

Туорасисский (=Туора-Сисский или Хараулахский) выступ, расположенный в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигово пояса, приурочен к блоковому поднятию докембрийских и кембрийских образований. Считается, что в пределах Туорасисского выступа кембрий трансгрессивно перекрывается нижнепермскими осадками [1, 2]. Принимая раннепермский возраст базальной части верхоянского терригенного комплекса Туорасисского выступа, Г.Ф. Лунгерсгаузен [3] на поверхности кембрийских образований низовьев р. Лены описал глубокие карстовые полости, заполненные инфлювием. По геологическому взаимоотношению с перекрывающими отложениями возраст этих полостей предполагался допермским. Относительно недавно В.Б. Ершовой и соавт. [4] в разрезе, расположенном напротив юго-западного окончания о. Тит-Ары из инфлювия, выделены палинокомплексы, позволя-

ющие датировать карстовые образования и заполняющие их породы средним–поздним карбоном. Перекрывающие кембрий слои ими были охарактеризованы споро-пыльцевым комплексом, в котором преобладающее значение имели раннепермские формы, а присутствие в нем каменноугольных элементов связывалось с перемывом более древних отложений.

Наличие несогласного взаимоотношения между кембрийскими и пермскими отложениями ранее нами подтверждалось в Чекуровском разрезе левобережья р. Лены (южная часть Туорасисского выступа), где было установлено, что на верхнем кембрии с размывом залегает брахиоподовая зона *Jakutoproductus verkhoyanicus* [5], являющаяся нижним биостратиграфическим подразделением пермской системы Верхоянья [6]. При этом было установлено, что зона *verkhoyanicus* в Чекуровском разрезе имеет неполный объем за счет выпадения своей нижней части, приходящейся на стратиграфическое несогласие. Приуроченность границы кыгылтасского и хорокытского горизонтов к каменноугольно-пермскому рубежу подтверждается находками позднекаменноугольных растительных остатков в верхах кыгылтасской свиты (в стратотипической местности) и

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

*E-mail: makoshin_89@mail.ru

раннепермских амmonoидей в основании хорокытской свиты (в стратотипе). Позднекыгылтасский комплекс кордаитантовых сходен с комплексами алыкаевской свиты Кузбасса и верхнекатской подсвиты Тунгусского бассейна [7], а раннехорокытские амmonoидеи *Prouddenites evolutus* Kutugin относятся к самому началу пермского этапа эволюции медликотиид [8].

В отличие от Чекуровского разреза, данные о возрасте основания верхоянского терригенного комплекса в северной части Туорасисского выступа не столь однозначны. По материалам Г.Ф. Лунгерсгаузена [3] в аргиллитах “верхоянской” свиты, перекрывающей верхний кембрий на правом берегу р. Лены против поселка Тит-Ары, встречены фораминиферы *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jones), *Cornuspira* sp., *Protonodosaria proceraformis* (Gerke), *Nodosaria krotovi* Tscherdynzev, *N.* ex gr. *noinskii* Tscherdynzev, *Rectoglandulina* cf. *borealis* (Gerke) и брахиоподы *Streptorhynchus pajkhoicus* Ustritsky, *Canocrinella cancriniformis* (Tschernyschew), *Anidanthus* sp., *Rhynchopora nikitini* Tschernyschew, *Martinia* aff. *orbicularis* Gemmellaro, *Spiriferella digna* Barchatova (= *Arcullina digna* (Barchatova)). Приведенный комплекс беспозвоночных достаточно уверенно свидетельствует о раннепермском возрасте вмещающих отложений. Вероятно, отсюда же происходит находка крупного гониатита *Menneroceras menneri* Andrianov, отнесенного к ассельскому ярусу [9]. По мнению В.Н. Андрианова [9], непосредственно залегающие на кембрии песчаники в этом разрезе относятся к верхам кубалахской свиты, а аргиллит-алевролитовая толща с гониатитом *Menneroceras* — к нижней части туорасисской свиты. Согласно современным представлениям [10] указанный стратиграфический интервал относится к хорокытскому горизонту нижней части перми. Из вышеизложенного можно было бы предположить о том, что в южной и северной частях Туорасисского выступа накопление осадков верхоянского терригенного комплекса, перекрывающего кембрийские образования, происходило синхронно, причем после каменноугольно-пермского (кыгылтасско-хорокытского) рубежа. Однако по данным Б.С. Абрамова и А.Д. Григорьевой ([11], с. 175) в разрезе Тит-Ары встречены брахиоподы *Tiramnia yakutica* Solomina средне-позднекаменноугольного возраста. Сам разрез и стратиграфическое положение тирамний не приводились, поэтому неясно, как соотносится указанный каменноугольный элемент с вышеприведенными раннепермскими брахиоподами. Кроме того, указание о присутствии в разрезе *T. yakutica* не может уверенно свидетельствовать о каменноугольном возрасте вмещающих отложений, поскольку Б.С. Абрамов и А.Д. Григорьева [12] описывали под этим же видовым названием брахиопод из “нижнекыгылтасской подсвиты” (= эчийская свита) Усть-Дье-

ленджинского разреза [13], на самом деле относящихся к раннепермскому таксону.

В 2018 г. Р.В. Кутыгин посетил разрез Тит-Ары, расположенный на правом берегу р. Лены напротив одноименного рыбацкого поселка, где собрал небольшую коллекцию брахиопод. Выполненное В.И. Макошиным предварительное изучение этой коллекции позволяло предположить наличие в разрезе Тит-Ары верхнекаменноугольных отложений. Однако для более четких выводов понадобились дополнительные исследования разреза с целенаправленными сборами новых коллекций беспозвоночных, проведенные в 2019 г. авторами настоящей статьи.

В разрезе Тит-Ары (рис. 1, 2) на массивных доломитах верхнего кембрия трансгрессивно залегают 8-метровая пачка песчаников слабосцементированных с обильными желваками железистых сульфидов и углефицированными остатками растений плохой сохранности. Выше этих песчаников наблюдается 60-метровая толща алевропелитовых и алевропсаммитовых пород, размерность обломков которых плавно уменьшается вверх по разрезу.

Первый уровень с брахиоподами выявлен в 25–28 м выше поверхности несогласия, где в серых известковых алевролитах обнаружены гнездовые скопления беспозвоночных (брахиопод, гастропод, наутилоидей, криноидей и мшанок). Из брахиопод определены многочисленные *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* Kashirtsev и более редкие *Verchojania abramovi* Makoshin, *Muirwoodia mammata* (Keyserling), *Rhynchopora arctica* Licharew et Einor, *Streptorhynchus*? sp., *Actinoconchus* sp.

Следующий (второй) уровень с брахиоподами расположен в 38–41 м выше поверхности несогласия. Здесь в темно-серых известковых аргиллитах с рассеянной галькой известковых алевролитов встречены линзовидные скопления брахиопод *Verchojania* cf. *monstrosus* (Ganelin), *Jakutoproductus* sp., *Tiramnia yakutica* Solomina, *Tiramnia*? sp., *Canocrinella*? *alazeica* Zavodowsky, *Anidanthus* sp., *Neospirifer* sp. и *Spiriferella* sp.

Третий уровень, выявленный в 49 м выше поверхности несогласия, приурочен к контакту серых известковых алевролитов с темно-серыми аргиллитами, где изредка встречаются *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks), *J.* cf. *verkhoyanicus* (Fredericks), *Phricodothyris* sp., *Tornquistia* sp.

Приведенные из первых двух уровней комплексы брахиопод (рис. 3) характерны для зоны *Jakutoproductus protoverkhoyanicus*, которая в Верхоянье является верхним биостратиграфическим подразделением кыгылтасского горизонта [14], относимого к верхнему пенсильванию [15]. Важным элементом комплекса брахиопод из первого стратиграфического уровня является короткоживущий вид *Jakutoproductus protoverkhoyanicus*

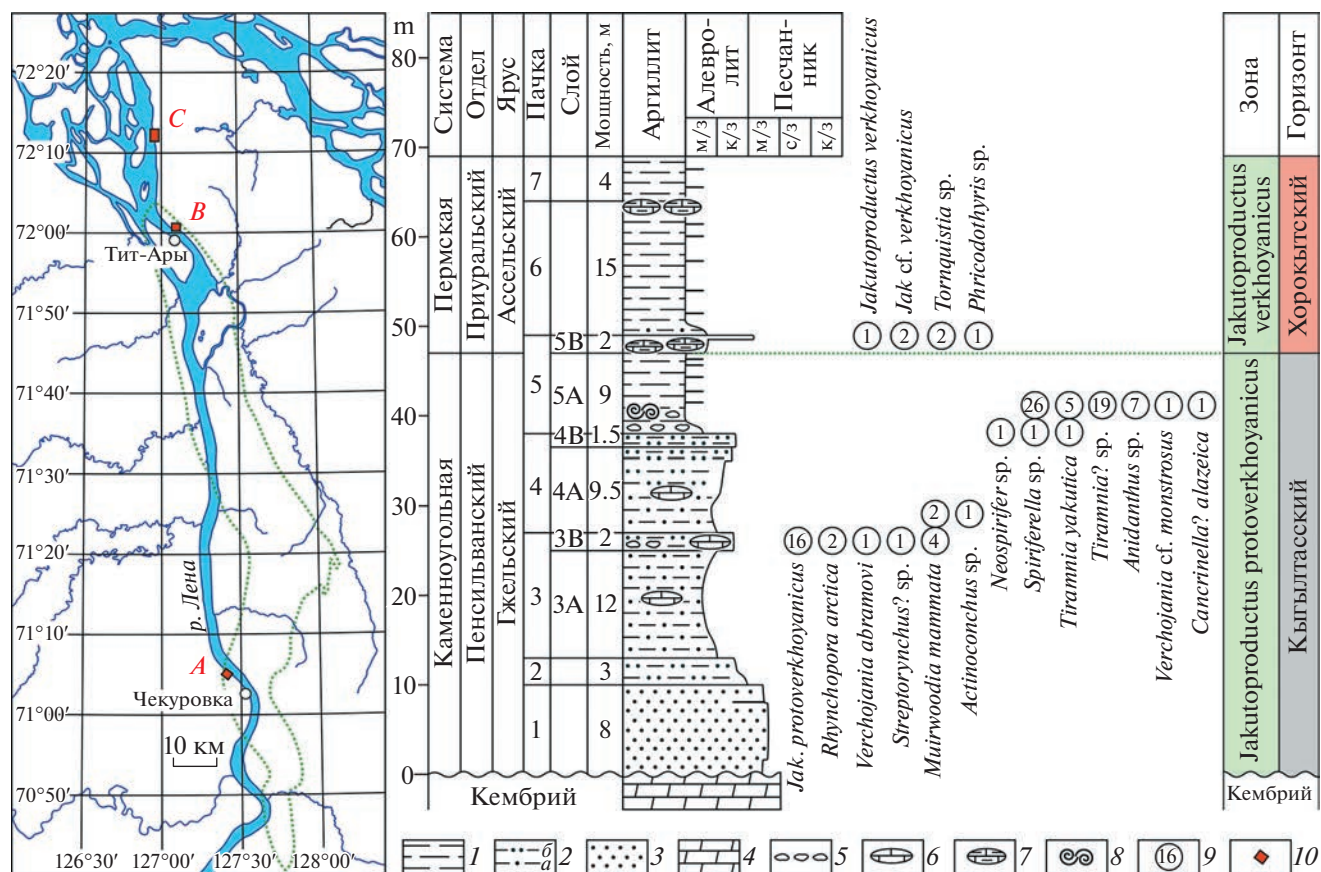


Рис. 1. Местоположение ключевых разрезов и распределение брахиопод в разрезе Тит-Ары. 1 – аргиллит, 2 – алевролит: а – мелкозернистый, б – крупнозернистый, 3 – песчанник, 4 – доломит, 5 – галька, 6 – линза известняка, 7 – линза алевролита известкового, 8 – ракушняк, 9 – уровень находки таксона и количество экземпляров, 10 – разрезы: А – Чекуровка, В – Тит-Ары, С – Кубалахский; м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернистый, *Jak.* – *Jakutoproductus*. Пунктиром показан контур Туорасисского выступа по [2].



Рис. 2. Фото разреза Тит-Ары с обозначением пачек, показанных на рис. 1.

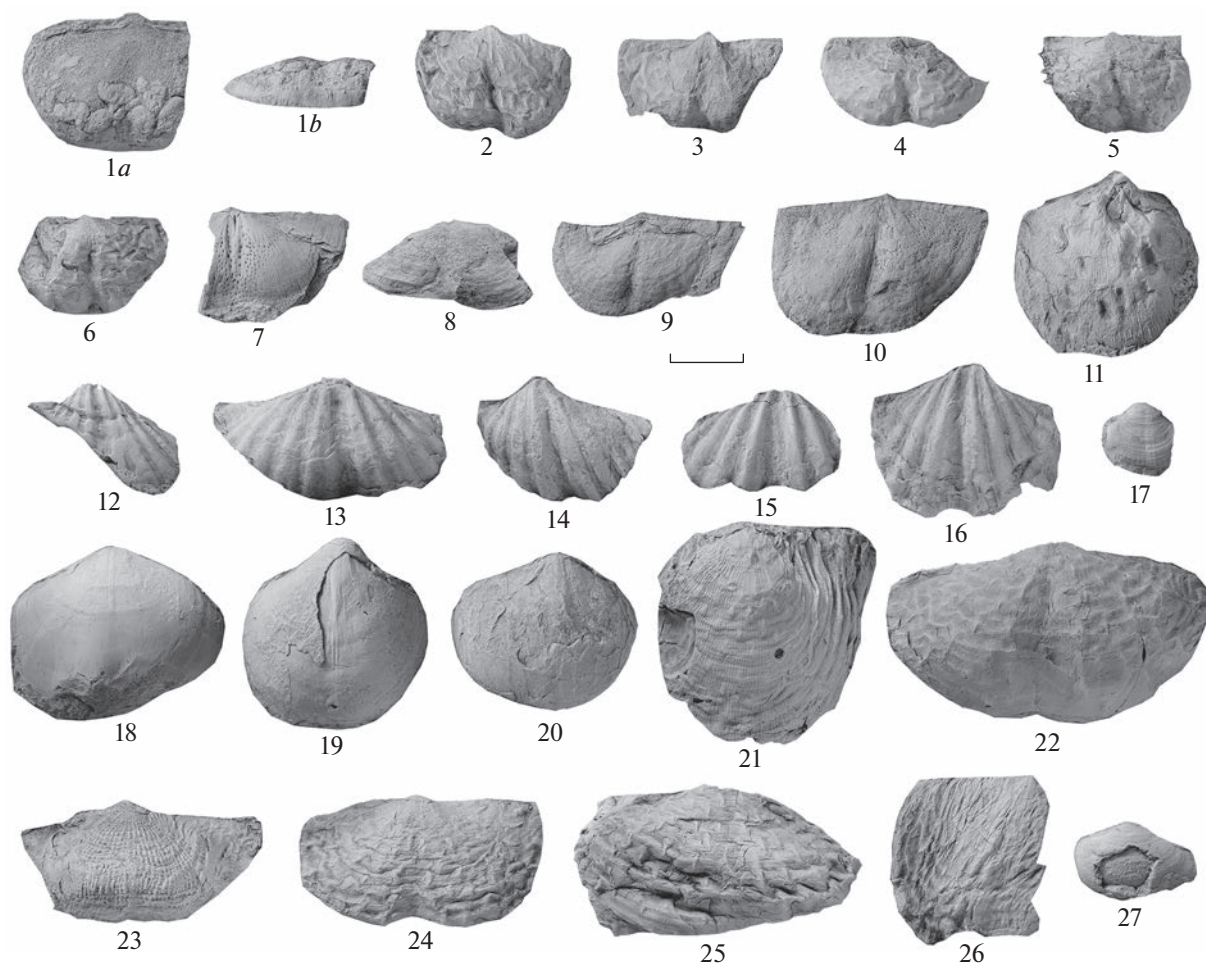


Рис. 3. Брахиоподы разреза Тит-Ары, брюшные створки. 1 – *Verchojania abramovi* Makoshin с двух сторон, 2–6 – *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* Kashirtsev, 7–10 – *Muirwoodia mammata* (Keyserling), 11 – *Streptorynchus*? sp., 12–16 – *Spiriferella* sp., 17 – *Actinoconchus* sp., 18–20 – *Tirannia yakutica* Solomina, 21 – *Cancrinella*? *alazeica* Zawadowsky, 22 – *Verchojania* cf. *monstrosus* (Ganelin), 23 – *Anidanthus* sp., верхний пенсильваний, гжельский ярус; 24 – *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks), 25, 26 – *Jakutoproductus* cf. *verkhoyanicus* (Fredericks), 27 – *Phricodothyris* sp., нижняя пермь, ассельский ярус. Размерная шкала 10 мм.

Kashirtsev, доминировавший в верхоянском брахиоподовом сообществе гжельского века. Интересен факт присутствия в разрезе *Verchojania abramovi* Makoshin и *V.* cf. *monstrosus* (Ganelin), аналогичных ранее установленным в нижней части кубалахской свиты Кубалахского разреза низовьев р. Лены [16]. Находка второго вида позволяет сопоставлять вмещающие отложения с зоной *Verchojania monstrosus* верхней части пареньского надгоризонта (верхний пенсильваний) Колымо-Омолонского региона [17]. Особо следует отметить подтверждение указания Б.С. Абрамова и А.Д. Григорьевой [11] о наличии в разрезе Тит-Ары вида *Tirannia yakutica* Solomina, характерного для средне-верхнекаменноугольных отложений Верхоянья.

Несмотря на свою бедность, комплекс брахиопод из третьего уровня по присутствию вида-ин-

декса уверенно относится к зоне *Jakutoproductus verkhoyanicus*, являющейся нижним биостратиграфическим подразделением пермской системы Верхоянья. Отсутствие в комплексе представителей вида *Jakutoproductus lenensis* Makoshin, являющегося доминирующим таксоном в верхней части зоны *verkhoyanicus* низовьев р. Лены [14], позволяет предположить, что третий уровень с брахиоподами в разрезе Тит-Ары приходится на нижнюю (ассельскую) часть указанной зоны.

Из вышеизложенного следует, что в разрезе Тит-Ары на верхнекембрийских отложениях залегают верхнекаменноугольные (гжельские) и раннепермские (ассельские) отложения, охарактеризованные брахиоподовыми комплексами зон *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* и *Jakutoproductus verkhoyanicus*. Ранее в низовьях р. Лены пограничный каменноугольно-пермский интервал

был известен только в Кубалахском разрезе, который содержит большой (около 80 м по мощности) перерыв в обнажении, приходящимся на долину руч. Кубалах. Следовательно, разрез Тит-Ары является первым из установленных в низовьях р. Лены, со вскрытыми пограничными каменноугольно-пермскими слоями, благодаря чему он приобретает большое значение для получения новых данных, касающихся палеонтологического и хемотратиграфического обоснования границы карбона и перми в Восточной Сибири. Изученные в разрезе Тит-Ары пачки 1–7 суммарной мощностью 69 м наращивают снизу Чекуровский разрез, в основании которого развиты нижнепермские отложения без базальных слоев зоны *Jakutoproductus verkhoianicus*. Следовательно, верхняя возрастная граница несогласия между кембрием и верхним палеозоем на Туорасисском выступе удревняется в направлении с юга на север, а основание верхоянского терригенного комплекса увеличивается за счет добавления базальных слоев перми и гжельских отложений верхнего пенсильвания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность С.В. Рожнову (ПИН РАН), П.Н. Колосову, А.Н. Киясову (ИГАБМ СО РАН), В.П. Ноговицыну и Г. Давыдову (СВФУ) за совместные полевые работы в районе разреза Тит-Ары.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Изучение биостратиграфической последовательности брахиопод выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10028, <https://rscf.ru/project/22-77-10028/>; литолого-стратиграфическое изучение разреза проводилось по госзаданию ИГАБМ СО РАН (FUEM-2019-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
2. Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 — Тикси. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 312 с.
3. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья / Ред. Меннер В.В., Сарычева Т.Г., Черняк Г.Е. Л.: Недра, 1970. 191 с.
4. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худoley А.К., Фефилова Л.А. Отложения палеокарстовых пустот как индикаторы палеогеографических обстановок в каменноугольный период на Северо-Востоке Си-

бирской платформы // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 511–515.

5. *Makoshin V.I., Kutugin R.V.* Asselian-Sakmarian brachiopod zonation of the left bank of the lower reaches of the Lena River, Northeast Russia // *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*. 2022. V. 164. № 4. P. 577–589.
6. *Budnikov I.V., Kutugin R.V., Shi G.R. et al.* Permian stratigraphy and paleogeography of Central Siberia (Angaraland) – A review // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 196. Article 104365. P. 1–21.
7. Пороховниченко Л.Г., Кутыгин Р.В., Киясов А.Н. О возрасте ископаемой флоры кыгылтасского горизонта верхнего палеозоя Верхоянья, северо-восток России // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2021. Т. 163. Кн. 3. С. 430–443.
8. Кутыгин Р.В. Пермские амmonoидеи семейства *Medlicottiidae* в Верхоянье // Палеонтологический журнал. 2020. № 6. С. 13–25.
9. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
10. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Биостратиграфия терминального карбона низовья реки Лены (Кубалахский разрез) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2021. Т. 163. Кн. 3. С. 406–413.
11. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 204 с.
12. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 168 с.
13. *Kutugin R.V., Biakov A.S., Makoshin V.I. et al.* Biostratigraphy and important biotic events in the Western Verkhoyansk Region around the Sakmarian–Artinskian boundary // *Palaeoworld*. 2020. V. 29. № 2. P. 303–324.
14. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Зональная шкала ас-сельско-сакмарских (нижнепермских) отложений Верхоянья (Северо-Восток России) по брахиоподам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 43–72.
15. *Alekseev A.S., Nikolaeva S.V., Goreva N.V. et al.* Russian Regional Carboniferous Stratigraphy // Lucas S.G., Schneider J.W., Wang X. and Nikolaeva S. (eds). The Carboniferous Timescale. Geological Society, London, Special Publications. 2022. Vol. 512. P. 49–117.
16. Макошин В.И. Новый вид рода *Verchojanina* Abramov (Brachiopoda, Productida) из верхнего карбона Северного Верхоянья // Палеонтологический журнал. 2020. № 2. С. 22–26.
17. *Ganelin V.G., Tschernjak G.E.* Marine basins of North-east Asia // *The Carboniferous of the World*. Vol. III. Madrid: IGME, 1996. P. 207–234.

FIRST EVIDENCE FOR THE PRESENCE OF THE UPPER CARBONIFEROUS DEPOSITS ON THE TUORA-SIS UPLIFT OF THE LOWER REACHES OF THE LENA RIVER, NORTHEAST RUSSIA

V. I. Makoshin^{a,#} and R. V. Kutugin^a

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

[#] *E-mail: makoshin_89@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS S.V. Rozhnov March 2, 2023

A vertical sequence of brachiopods was revealed at the base of the Verkhoyanian terrigenous complex of the Tit-Ary section in the northern part of the Tuorasis uplift of the lower reaches of the Lena River. As a result of the study of these brachiopods, it was established that in the indicated section, the Upper Cambrian dolomites are overlain by Gzhelian and Asselian deposits, characterized by brachiopods of the *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* and *Jakutoproductus verkhoyanicus* biostratigraphic zones. This is the first proven fact of the presence of Upper Carboniferous deposits in the area. It is concluded that within the Tuorasis uplift from south to north, the upper age limit of the unconformity between the Cambrian and the Upper Paleozoic is growing older, while the base of the Verkhoyanian terrigenous complex is built up by the Permian basal beds and the Gzhelian deposits of the Upper Pennsylvanian. The Tit-Ary section is the first of those established in the lower reaches of the Lena River, with exposed boundary Carboniferous-Permian beds.

Keywords: brachiopods, Pennsylvanian, Cisuralian, lower reaches of the Lena River, Northeast Russia

УДК 550.38+550.34

ЭФФЕКТ ВЛИЯНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ГЕОДИНАМО

© 2023 г. Академик РАН В. В. Адушкин^{1,*}, А. А. Спивак^{1,**}

Поступило 16.01.2023 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

С использованием данных магнитных наблюдений, выполненных в обсерваториях сети INTERMAGNET в период двойного землетрясения 16.03.2022 г. (Япония), продемонстрирован глобальный характер вызванных геомагнитных вариаций. Их синхронность и сопоставимая амплитуда в широком диапазоне расстояний от 210 до ~10000 км, время запаздывания относительно рассматриваемых сейсмических событий (~55 мин) и преимущественный период вариаций ~30 мин свидетельствуют о том, что источником является геодинамо, возмущенное воздействием сейсмических волн, распространяющихся вглубь Земли.

Ключевые слова: землетрясение, геомагнитное поле, вариации, магнитное геодинамо

DOI: 10.31857/S268673972360008X, **EDN:** RXCQLY

Вариации магнитного поля Земли характеризуются широким диапазоном периодов и амплитуд [1, 2]. Источниками геомагнитных вариаций является достаточно широкий круг геофизических явлений и процессов, протекающих на Земле: от возмущений турбулентного режима течений вещества в жидком ядре Земли до падения космических тел. Одним из наиболее интересных источников геомагнитных вариаций являются землетрясения [3–5]. При этом следует отметить, что, несмотря на имеющиеся данные, характеризующие возмущение магнитного поля Земли при землетрясениях, ощущается определенный недостаток наблюдательного материала, необходимого при установлении конкретных механизмов, и в ряде случаев источников вызванных геомагнитных вариаций, а также при разработке и верификации феноменологических и численных моделей, адекватно описывающих сопутствующие землетрясениям геофизические эффекты.

В настоящей работе рассматривается магнитный эффект сильных землетрясений на примере уникального события: двух подводных землетрясений магнитудой 6.0 и 7.3, произошедших 16.03.2022 г. в близкие времена (соответственно в 14:34 и 14:36 UTC) с расстоянием между очагами ~11 км (табл. 1).

В качестве исходных данных использовались результаты инструментальных наблюдений за вариациями индукции магнитного поля Земли, выполненных в ряде обсерваторий сети INTERMAGNET (табл. 2) [6]. Магнитные наблюдения 16.03.2022 г. в период землетрясений выполнялись в условиях спокойной геомагнитной обстановки (табл. 3), что значительно облегчило анализ магнитного эффекта, вызванного рассматриваемыми сейсмическими событиями.

Анализ данных показал, что в период, близкий к временам главных ударов, во всех магнитных обсерваториях зарегистрированы характерные вариации магнитного поля Земли. В качестве примера на рис. 1 приведены вариации наиболее чувствительной к внешним возмущениям горизонтальной компоненты индукции магнитного поля в направлении север–юг за вычетом тренда B^* .

В частности, из рис. 1 следует, что спустя примерно 55 мин после главных ударов практически одновременно во всех обсерваториях в ~15:30 UTC землетрясения вызвали знакопеременные вариации магнитного поля с периодом ~30 мин. При этом важно отметить, что амплитуда указанных вариаций по данным большинства обсерваторий заключена в достаточно узком интервале 3–8 нТл (табл. 2).

Наблюдаемая высокая синхронность магнитных возмущений в период после главных ударов в широком диапазоне расстояний R от 210 до ~10000 км свидетельствует в данном случае о наличии глобального возмущающего источника. С учетом времени запаздывания, сопоставимого

¹ Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: adushkin@idg.ras.ru

**E-mail: aaspiyak100@gmail.com

Таблица 1. Характеристика землетрясений

№ п/п	Дата	Время (UTC)	Магнитуда	Географические координаты		Глубина, км
				Широта	Долгота	
1	16.03.2022	14:34:27	6.0	37.647°N	141.674°E	57
2	16.03.2022	14:36:33	7.3	37.730°N	141.595°E	59

Таблица 2. Данные по магнитным обсерваториям

Код	Принадлежность	GEO		R, км	B*, нТл
		Широта	Долгота		
КАК	Япония	36.232°N	140.186°E	210	~3
MMB	Япония	43.91°N	144.19°E	725	~4
KNY	Япония	31.42°N	130.88°E	1205	~8
KHB	Россия	47.61°N	134.69°E	1240	~5
CYG	Корея	36.37°N	126.854°E	1320	~4
PET	Россия	52.971°N	158.248°E	2125	~6
MGD	Россия	60.051°N	150.728°E	2570	~8
YAK	Россия	61.960°N	129.660°E	2815	~7
KDU	Австралия	12.69°S	132.47°E	5685	~3
CTA	Австралия	20.090°S	146.264°E	6450	~4
ASP	Австралия	23.762°S	133.883°E	6880	~3
CNB	Австралия	35.32°S	149.36°E	8155	~6
EYR	Нов. Зеландия	43.47°S	172.393°E	9545	~6

Таблица 3. Индексы магнитной активности Kp (по данным International Service of Geomagnetic Indices (ISGI)) за 16.03.2022 г.

Индекс	Время (UTC)							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
Kp	1	0	1	1	2	2	2	2

со временем пробега сейсмическим сигналом расстояния, равного размеру Земли, и периода знакопеременных вариаций магнитного поля, составляющими примерно половину от времени запаздывания, представляется естественным предполагать, что источником геомагнитных вариаций в данном случае является геодинамо, возмущенное сейсмическими волнами, которые распространялись вглубь Земли.

Об этом также свидетельствует достаточно узкий, как отмечено выше, диапазон амплитуд маг-

нитных возмущений, вызванных рассматриваемым событием на значительно отличающихся расстояниях от 210 до ~10000 км (табл. 2).

Действительно, представляется весьма вероятным, что сейсмические волны, вызванные сильными, практически одновременно произошедшими землетрясениями на сопоставимых глубинах, складываясь при распространении вглубь Земли, оказывают влияние на турбулентные движения в жидком ядре Земли и, таким образом, возмущают геодинамо.

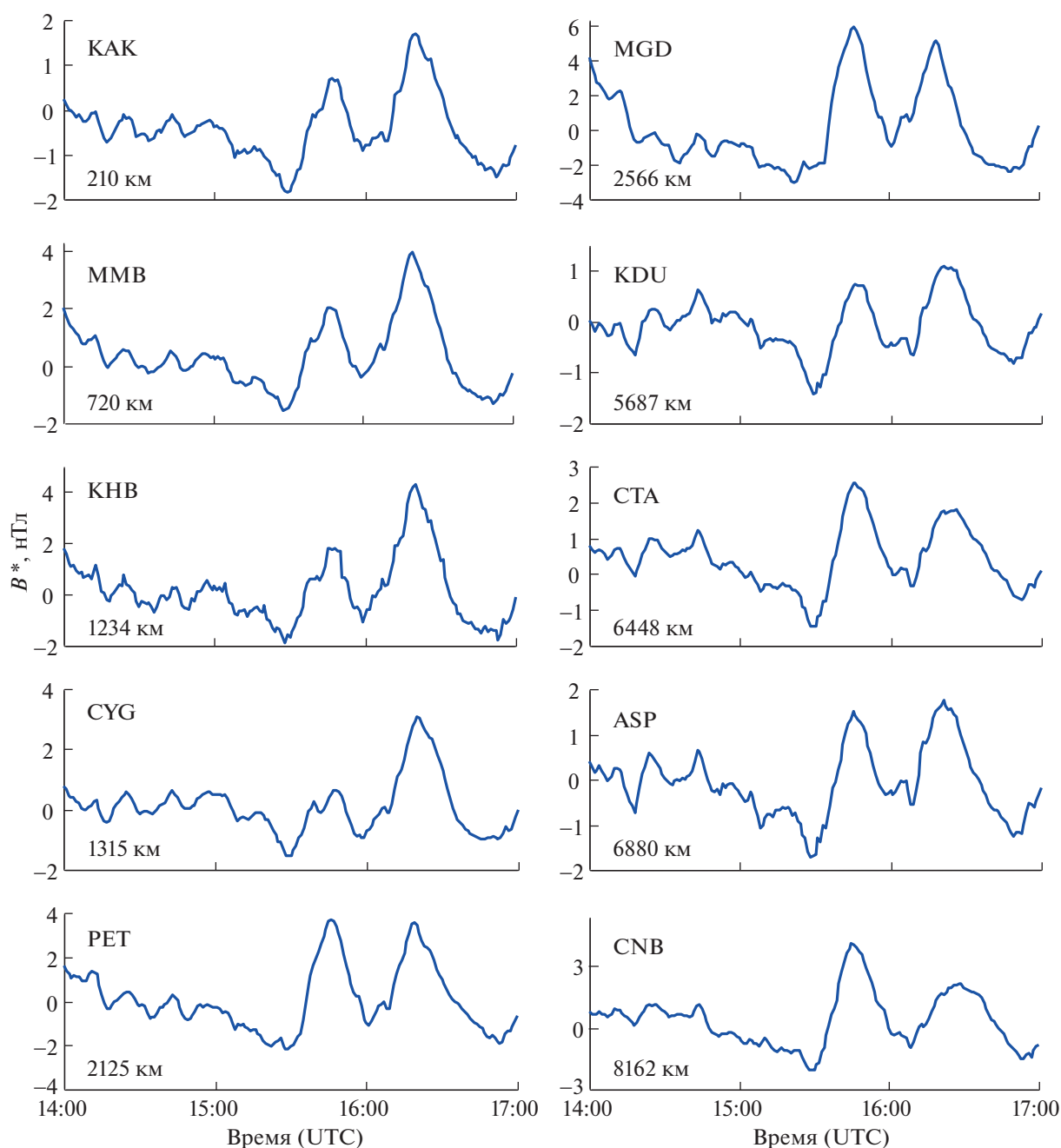


Рис. 1. Вариации магнитного поля Земли в период двойного землетрясения 16.03.2022 г.

Полученные данные позволяют рассматривать вопрос о выделении в отдельную группу землетрясений, оказывающих глобальное влияние на вариации магнитного поля Земли на основе механизма возмущения магнитного геодеинамо сейсмическими волнами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № 122032900185-5 “Проявление процес-

сов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты природных и техногенных процессов. М.: ГЕОС, 2021. 264 с.
2. Троицкая В.А., Гульельми А.В. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы // Успехи физических наук. 1969. Т. 97. С. 453–494.

3. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // Физика Земли. 2019. № 6. С. 3–12.
4. Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // TAO. 2004. V. 15. No 3. P. 329–360.
5. Utada H., Shimizu H., Ogawa T., Maeda T., Furumura T., Yamamoto T., Yamazaki N., Yoshitake Y., Nagamachi S. Geomagnetic field changes in response to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 311. P. 11–27.
6. <https://www.intermagnet.org/index-eng.php>

EFFECT OF STRONG EARTHQUAKES ON THE GEODYNAMO

Academician of the RAS V. V. Adushkin^{a,#} and A. A. Spivak^{a,##}

^a *Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: adushkin@idg.ras.ru*

^{##} *E-mail: aaspivak100@gmail.com*

Using the data of magnetic observations performed at the INTERMAGNET network observatories during the period of the double earthquake on March 16, 2022 (Japan), the global nature of the induced geomagnetic variations was demonstrated. Their synchronism and comparable amplitude over a wide range of distances from 210 km to ~10000 km, the delay time relative to the considered seismic events (~55 min) and the predominant period of variations ~30 min indicate that the source is a geodynamo perturbed by the action of seismic waves propagating deep into the earth.

Keywords: earthquake, geomagnetic field, variations, magnetic geodynamo

УДК 551: 550.34

ХУБСУГУЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 12.01.2021 С $M_w = 6.7$ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЧАГА

© 2023 г. А. Н. Овсяченко^{1,2,*}, С. Дэмбэрэл³, Ю. В. Бутанаев^{2,4},
Н. Г. Кошевой^{1,2}, Ц. Батсайхан⁴, Н. Баатар⁴

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 13.03.2023 г.

Поступило 13.03.2023 г.

После доработки 15.03.2023 г.

Принято к публикации 16.03.2023 г.

Изучены и закартированы геологические эффекты Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с $M_w = 6.7$, ставшего сильнейшем в Прихубсугулье на инструментальном этапе сейсмологических наблюдений. С использованием шкалы ESI-2007 ооконтурена эпицентральная зона с интенсивностью 8 баллов. Выход очага землетрясения на поверхность представлен правосторонним сбросо-сдвигом с амплитудой смещения до 20 см, обновившим позднеголоценовый тектонический уступ в западном борту Хубсугульской рифтовой впадины. Динамика разрывообразования в позднем голоцене свидетельствует о постепенном разрастании впадины за счет деструкции прилегающего горного массива. Данные спутниковой интерферометрии и сейсмологических наблюдений хорошо согласуются с результатами полевых исследований, что позволяет рассматривать выделенную область максимальных сотрясений в качестве проекции верхней части очаговой зоны на поверхность.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмический очаг, сеймотектоника, активные разломы, Монголия, Хубсугул

DOI: 10.31857/S2686739723600455, EDN: RYKIPL

Известно, что сейсмичность является отражением современных тектонических процессов в недрах Земли. Геологические проявления землетрясений на поверхности позволяют получить прямые данные о макросейсмическом эффекте в ближней зоне, пространственных параметрах сейсмического очага и истории таких событий в ближайшем прошлом [5]. Изучение каждого современного сильного землетрясения по соответствующей методике дает новые данные о закономерностях устройства очаговых зон и направленности современных геодинамических процессов в условиях конкретной сеймотектонической структуры.

Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 произошло на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы (БРС) и стало сильнейшим сейсмическим событием Прихубсугулья за инструментальный период наблюдений (рис. 1). Для БРС имеются хорошо проработанные геодинамические модели. Однако среди представительно изученных в сеймотектоническом отношении сильных землетрясений БРС, для которых были детально изучены сеймотектонические проявления на поверхности и составлены представления о тектоническом устройстве очага, можно отметить лишь Мондинское 1950 г. с $M_s = 7$ [11] и Муйское 1957 г. с $M_s = 7.6$ [6]. Эти события вместе с Тас-Юрхским землетрясением 1967 г. ($M_s = 7$) стали сильнейшими в БРС за инструментальный период наблюдений. Таким образом, с точки зрения изученности сеймотектонических

Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 произошло на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы (БРС) и стало сильнейшим сейсмическим событием Прихубсугулья за инструментальный период наблюдений (рис. 1). Для БРС имеются хорошо проработанные геодинамические модели. Однако среди представительно изученных в сеймотектоническом отношении сильных землетрясений БРС, для которых были детально изучены сеймотектонические проявления на поверхности и составлены представления о тектоническом устройстве очага, можно отметить лишь Мондинское 1950 г. с $M_s = 7$ [11] и Муйское 1957 г. с $M_s = 7.6$ [6]. Эти события вместе с Тас-Юрхским землетрясением 1967 г. ($M_s = 7$) стали сильнейшими в БРС за инструментальный период наблюдений. Таким образом, с точки зрения изученности сеймотектонических

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

² Геологический институт Российской академии наук,
Москва, Россия

³ Институт астрономии и геофизики
Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

⁴ Тувинский институт комплексного освоения природных
ресурсов Сибирского отделения Российской академии
наук, Кызыл, Россия

*E-mail: ovs@ifz.ru

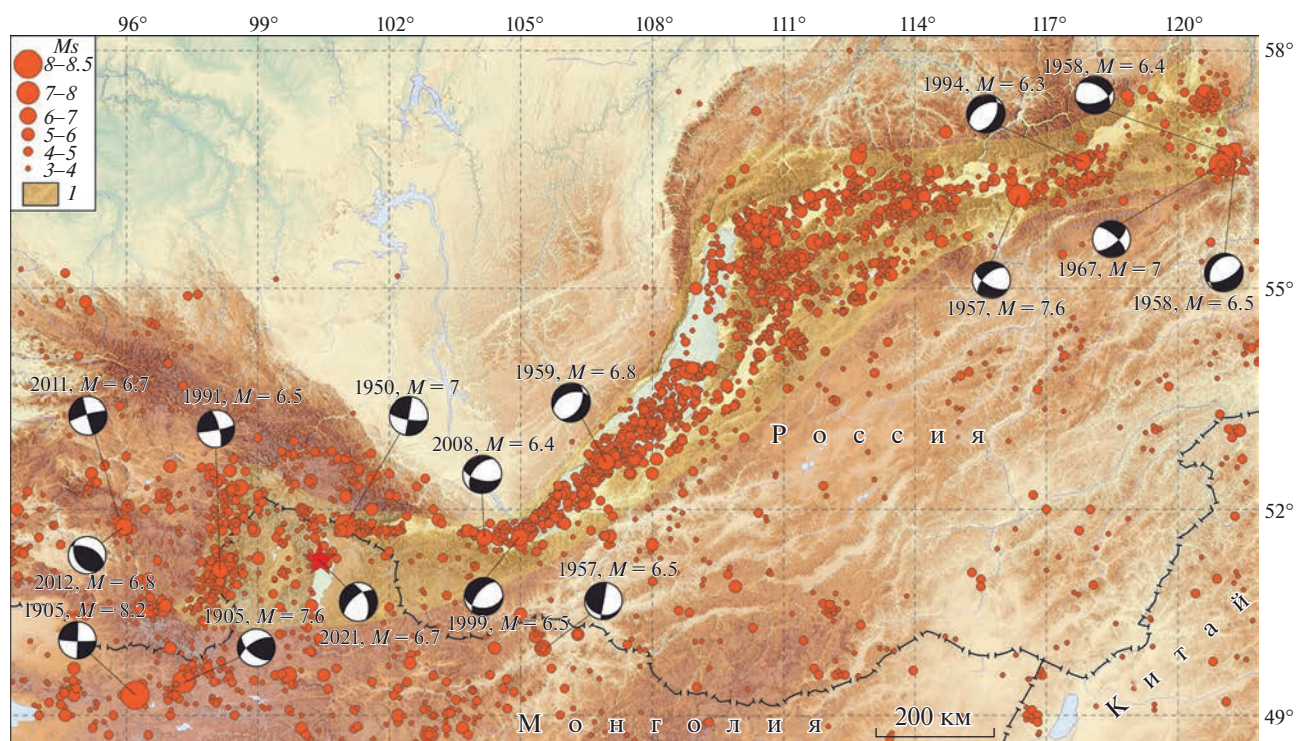


Рис. 1. Положение эпицентра Хубсугульского землетрясения 2021 г. (показан звездочкой) на карте сейсмичности Байкальской рифтовой системы и прилегающих территорий. Эпицентры землетрясений с 1900 г. по данным СКЗ ОСР-2012 (www.seismorus.ru) и ЕГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>). Для сильнейших сейсмических событий приведены механизмы очагов по данным: [3, 13]. Механизм очага Хубсугульского землетрясения 2021 г. по данным [10]. 1 — Байкальская рифтовая система.

условий возникновения сильных землетрясений БРС прямыми методами, имеется определенный “дефицит”.

По данным Алтае-Саянского и Байкальского филиалов ЕГС РАН Хубсугульское землетрясение имело $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$, глубину очага порядка 8 км, расчетная интенсивность сотрясений в эпицентре составила $I_0 = 9$ баллов [2]. Полученные различными авторами решения фокального механизма отличаются слабо и свидетельствуют о преимущественно сбросовой кинематике смещения в очаге со сдвиговой компонентой [2, 8–10]. Такой механизм в целом типичен для БРС и отражает деформационный режим трансенсии (растяжение со сдвигом).

В тектоническом отношении очаг расположен в западном борту Хубсугульской рифтовой впадины. Впадина развивается в условиях растяжения и имеет структуру асимметричного полуграбена с крутым западным и пологим восточным бортом [4]. В строении впадины основную роль играют активные сбросы и сбросо-сдвиги субмеридиональной ориентировки, ограничивающие западный борт впадины. Сдвиговая компонента вдоль разломов северо-западного простирания имеет правостороннюю направленность и левосторон-

ную при северо-восточной ориентировке [1]. Эпицентр локализован в акватории оз. Хубсугул, что вызвало затруднения в привязке к конкретному разлому.

Первичное геологическое обследование эпицентральной области было выполнено через три дня после землетрясения специалистами института астрономии и геофизики Монгольской академии наук [8]. Тогда были выявлены только вторичные нарушения, представленные сейсмовибрационными трещинами и выбросами обводненного песка на равнине у оз. Хубсугул.

В августе 2022 г. нами было выполнено полевое сейсмотектоническое исследование очаговой зоны землетрясения. Землетрясение не привело к жертвам и разрушениям даже в эпицентральной зоне. Закартированные нарушения четко делятся на две группы: первичные, непосредственно отражающие выход очага землетрясения на поверхность в виде сейсмотектонического разрыва, и вторичные, представляющие собой результат сейсмических сотрясений (рис. 2).

Распространение вторичных нарушений определяется геоморфологическими условиями и расстоянием до очага. Они представлены мелкими обвалами, осыпями, камнепадами, встряхнутыми

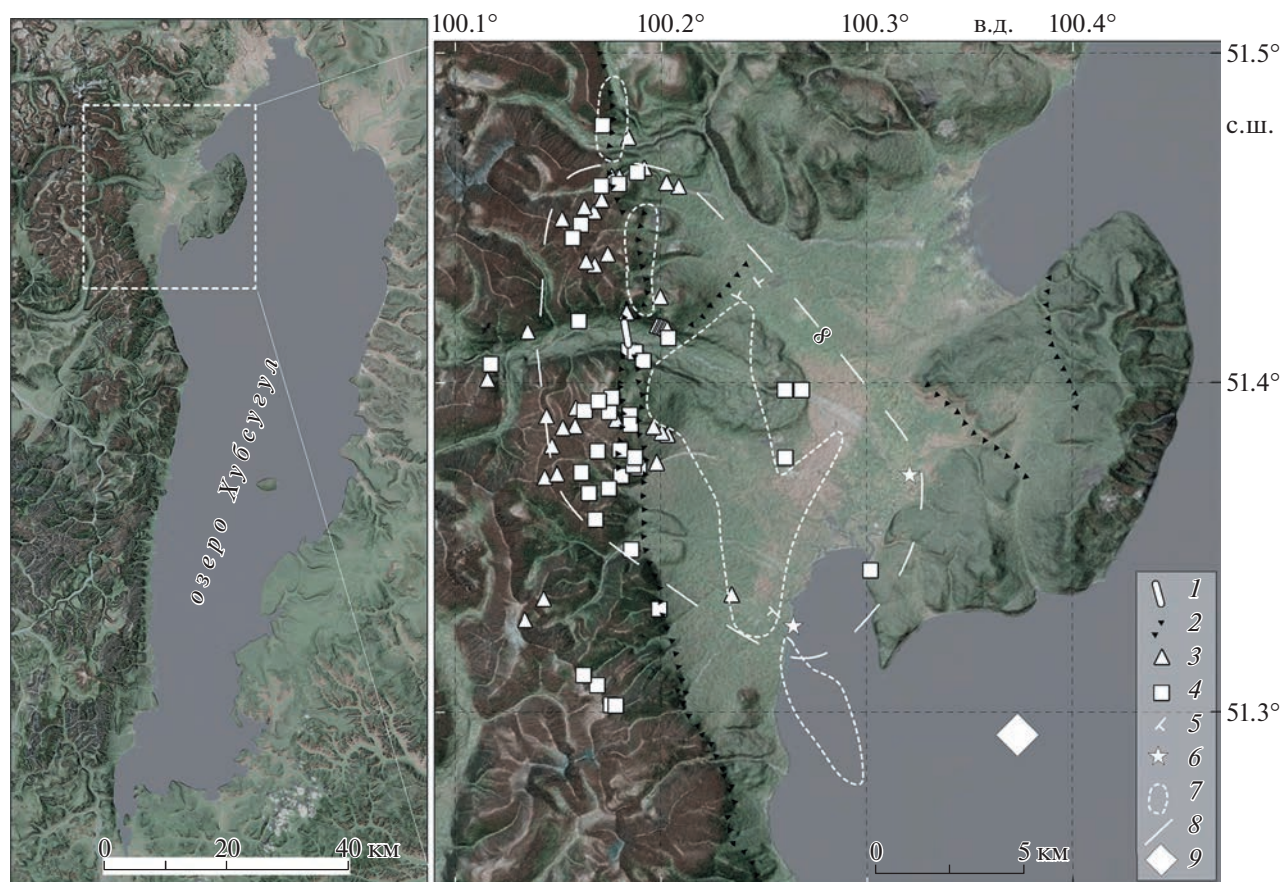


Рис. 2. Карта геологических эффектов Хубсугульского землетрясения в сопоставлении с сейсмологическими данными. 1 – сейморазрыв; 2 – тектонические уступы; 3 – обвалы; 4 – камнепады; 5 – сеймовибрационные трещины; 6 – выбросы песка (разжижения); 7 – максимальная плотность афтершоков (35–47 в пределах круга радиусом 0.02°) по данным: [2]; 8 – изосейста 8 баллов по шкале ESI-2007 (контур эпицентральной зоны); 9 – эпицентр землетрясения по данным: [2].

склонами, сейсмогравитационными трещинами на бровках склонов водоразделов и уступов террас, сеймовибрационными трещинами и выбросами обводненного песка на поверхности заболоченной аккумулятивной равнины у оз. Хубсугул (рис. 3, а, б). Для оценки интенсивности сотрясений по параметрам вторичных нарушений использована шкала ESI-2007 (Environmental Seismic Intensity), соответствующая традиционным шкалам типа MSK-64 и EMS-98 [12], тестированная нами на нескольких современных аналогах, в том числе и в эпицентральной зоне Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. [5]. По средним размерам сеймовибрационных трещин (длина 25–40 м при ширине до 30 см), величине отброшенных со склонов глыб (до 2.5×3 м на 25–30 м), объему обвалов (20–30 тыс. м³) получена интенсивность 8 баллов, которой соответствуют и параметры сеймотектонических нарушений. По этим данным получены контуры эпицентральной зоны.

В месте сгущения вторичных нарушений был обнаружен выход очага землетрясения на поверхность – сеймотектонический разрыв, представленный правосторонним сбросо-сдвигом со смещением до 20 см в вертикальной и столько же в горизонтальной плоскости (рис. 3, в, г). Разрыв смещает все формы рельефа на своем пути, кустарничково-моховой покров, камни, корни и стволы деревьев, по которым замерены амплитуды смещения. Разрыв имеет ССЗ-простираение (340°–350°) и прослежен на расстояние около 250 м. Небольшая длина прослеженного разрыва, по всей видимости, обусловлена его слабой выразительностью и небольшим смещением.

Тектоническая природа разрыва подчеркивается приуроченностью к тектоническому уступу, сформированному предыдущими подвижками. Вкрест простираения уступа высотой около 1 м, обновленного при землетрясении 2021 г., была пройдена траншея, в которой выявлен сброс с падением под углом 50°–70° в восточном направлении



Рис. 3. Фото вторичных и первичных эффектов Хубсугульского землетрясения: а — обвал; б — отброшенная глыба с ударной вмятиной; в, г — сейсмостектонические разрывы сдвиговой кинематики.

(рис. 4). На бровке уступа разрыв смещает современную земную поверхность и почву на 15–20 см. В основании уступа вскрыты разрывы предыдущих землетрясений, которые последовательно захватывали в опускание все новые участки со стороны хребта. Таким образом, динамика разрывообразования во времени и пространстве свидетельствует об экспансии впадины в западном направлении с последовательным захватом и деформацией прилегающего горного поднятия.

Обновленный тектонический уступ входит в эшелонированную систему тектонических уступов, закартированных в подножии хребта на западном ограничении Хубсугульской впадины (см. рис. 2). Уступы имеют позднеголоценовый возраст, нарушают поверхности морен и речных террас в речных долинах, а между ними выражены цепочкой треугольных тектонических фасет.

По инструментальным данным эпицентр землетрясения зарегистрирован в 18–19 км к юго-востоку от обнаруженного нами выхода очага на поверхность. Очагу соответствует область максимальной концентрации афтершоков [2]. Выход очага на поверхность соответствует линии с резкой сменой интерференционной картины по данным спутниковой радарной интерферомет-

рии. Модель разрыва по этим данным представлена плоскостью с СЗ-простираем (340° – 350°) и углом падения 45° – 54° в восточном направлении, т.е. в сторону гипоцентра, достигая глубины 18–24 км [7–10]. Максимальная величина смещения (1.2 м) по результатам моделирования предполагается на глубине 7 км, а на поверхности зафиксировано опускание до 20 см [8, 10].

Данные моделирования и сейсмологических наблюдений хорошо согласуются с результатами полевых исследований. Выделенная нами область максимальных сотрясений соответствует области максимальной концентрации афтершоков по сейсмологическим данным и представляет собой проекцию верхней части очага на поверхность. Очаг погружается в юго-восточном направлении, т.е. в сторону инструментального эпицентра и осевой части Хубсугульской впадины, под углом 50° – 70° (см. рис. 2). Он имеет закономерную морфоструктурную позицию и приурочен к активному борту асимметричной Хубсугульской рифтовой впадины, который испытывает смещение в сторону прилегающего горного массива с последовательным захватом в опускание новых участков при каждом новом землетрясении.

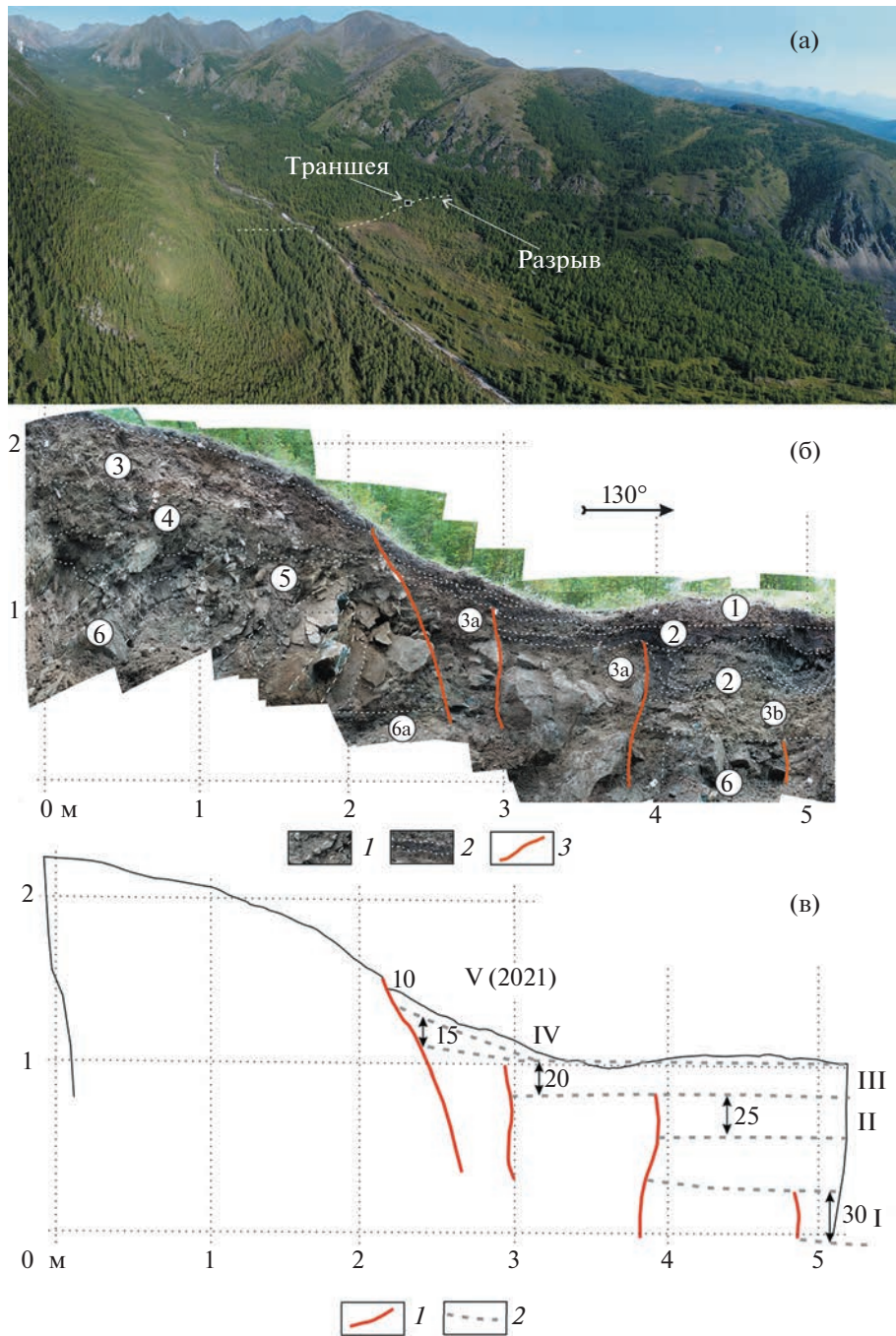


Рис. 4. Сейсморазрыв Хубсугульского землетрясения, положение и документация траншеи. а – аэрофотоснимок с положением закартированного участка сейсморазрыва и траншеи. б – фотопанорама северной стенки и интерпретация разреза траншеи. 1 – трещиноватость в коренных породах; 2 – границы слоев; 3 – разрывы. Цифры в кружках: 1 – дёрн; 2 – торф; 3 – рыхлые, пылеватые суглинки с щебнем и дресвой (склоновые отложения), 3 а – то же, с глыбами (коллювий), 3 б – то же, плотные, комковатые, оглеенные; 4 – серо-зеленые супеси с редким щебнем и дресвой (тонкодисперсная кора выветривания); 5 – щебень, глыбы с супесчаным заполнителем (обломочная кора выветривания); 6 – ультраосновные, сильнотрещиноватые коренные породы, 6 а – то же, выветрелые до глины. в – реконструкция последовательности подвижек. 1 – разрывы; 2 – положение опущенных фрагментов древней земной поверхности (цифрами указаны амплитуды смещений, см). Римскими цифрами пронумерована последовательность сейсмотектонических смещений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00049.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.
2. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода. // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
3. Имаева Л.П., Имаев В.С., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н., Чипизубов А.В. Карта сейсмоструктуры Восточной Сибири. Иркутск-Нерюнгри: ТИ (ф) СВФУ. 2015. 128 с.
4. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность Прихубсугулья / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
5. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Очаг сильного землетрясения как геологический объект // Геотектоника. 2021. № 3. С. 3–30.
6. Солоненко В.П. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 4. С. 58–70.
7. Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01. 2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
8. Battogtokh D., Bayasgalan A., Wang K., Ganzorig D., Bayaraa J. The 2021 $M_w = 6.7$ Khankh earthquake in the Khuvsgul rift, Mongolia. // Mongolian Geoscientist. 2021. 26(52). P. 46–61.
9. He Y., Wang T., Zhao L. The 2021 $M_w 6.7$ Lake Hovsgol (Mongolia) Earthquake: Irregular Normal Faulting with Slip Partitioning Controlled by an Adjacent Strike-Slip Fault. // Remote Sens. 2022. 14. 4553.
10. Liu X., Xu W., Radziminovich N.A., Fang N., Xie L. Transensional coseismic fault slip of the 2021 $M_w 6.7$ Turt Earthquake and heterogeneous tectonic stress surrounding the Hovsgol Basin, Northwest Mongolia. // Tectonophysics. 2022. V. 836. 229407.
11. Lunina O., Andreev A., Gladkov A. The 1950 $M_w = 6.9$ Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: Facts and uncertainties // Journal of Seismology. 2015. № 19. P. 171–189.
12. Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpınar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007. // Special paper APAT, Memorie descrittive della carta geologica d'Italia. 2007. V. 74. P. 41.
13. Radziminovich N., Bayaraa G., Miroshnichenko A., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Lukhnev A. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. № 1. P. 23–38.

KHUBSGUL EARTHQUAKE OF JANUARY 12, 2021, $M_w = 6.7$, NORTHERN MONGOLIA: GEOLOGICAL EFFECTS AND TECTONIC POSITION OF THE SOURCE

A. N. Ovsyuchenko^{a,b,#}, S. Demberel^c, Y. V. Butanayev^{b,d}, N. G. Koshevoy^{a,b},
T. Batsaikhan^c, and N. Baatar^c

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

^b Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^c Institute of Astronomy and Geophysics, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia

^d Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Russian Federation

[#]E-mail: ovs@ifz.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk March 13, 2023

The geological effects of the Khubsugul earthquake on January 12, 2021 with $M_w = 6.7$, which became the strongest in the Khubsugul region at the instrumental stage of seismological observations, were studied and mapped. Using the ESI-2007 scale, the epicentral zone was contoured with an intensity VIII. The primary seismic rupture is represented by a dextral normal fault with displacement up to 20 cm, which renewed the Late Holocene tectonic scarp in the western side of the Khubsugul rift basin. The dynamics of rupturing in the Late Holocene testifies to the gradual expansion of the depression due to the destruction of the adjacent mountain range. The data of satellite interferometry and seismological observations are in good agreement with the results of field studies, which allows us to consider the selected region of maximum shaking as a projection of the upper part of the source zone onto the surface.

Keywords: earthquake, seismic source, seismotectonics, active faults, Mongolia, Khubsugul

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.31

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ 06.02.2023: МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН В. О. Михайлов¹, И. П. Бабаянц¹, М. С. Волкова^{1,*},
Е. П. Тимошкина¹, В. Б. Смирнов^{2,1}, член-корреспондент РАН С. А. Тихоцкий¹

Поступило 27.03.2023 г.

После доработки 28.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

Данные спутниковой РСА-интерферометрии позволили четко закартировать два сдвиговых разлома, смещения по которым вызвали катастрофические землетрясения 6 февраля 2023 г. в Турции. По спутниковым данным, относительные смещения бортов Восточно-Анатолийской зоны разломов (ВАЗ), к которой было приурочено первое событие с магнитудой M_w 7.8, на центральном сегменте, превосходили 5 м. Поверхность разрыва простирается от области землетрясения Доганьол-Сиврис 24.01.2020 M_w 6.7 на севере до побережья Средиземного моря на юге, где 20.02.2023 произошло землетрясение с магнитудой 6.3. Второе событие с магнитудой 7.5 приурочено к разлому Сюргу-Чардак, относительные смещения бортов которого, согласно спутниковым данным, превосходили 7 м. Полученные поля смещений земной поверхности были использованы для построения модели поверхности сейсмического разрыва. Модель построена на основе решения (Pollitz, 1996) задающего смещения на поверхности сферически расслоенной планеты в результате смещений по падению и простираению на расположенной внутри сферы прямоугольной площадке. Игнорирование сферической расслоенности планеты приводит к ошибкам до 20%, особенно при наличии большой сдвиговой компоненты. Также ошибку вносит и игнорирование сферичности, при использовании решения в рамках идеализации упругого однородного полупространства (Okada, 1985), как это сделано в Геологической службе США (USGS) при построении моделей сейсмического разрыва для землетрясений в Турции 2023 г. Отличием нашей модели является детальный учет геометрии разломов. Для этого разломы были аппроксимированы 19 плоскостями по простираению, поделенными на два уровня по падению. В построенной модели сдвиговые смещения на центральном сегменте поверхности сейсмического разрыва достигают 12.7 м. На южном сегменте этого разрыва смещения существенно меньше. Следует подчеркнуть, что смещения зарегистрированы нами за период с 29 января по 10 февраля 2023 г., т.е. вместе с косейсмическими включают и постсейсмические смещения за 4 дня после основных сейсмических событий. Сдвиговые смещения на поверхности разрыва вдоль разлома Сюргу-Чардак, на котором произошло землетрясение магнитудой 7.5, достигали 10 м. Полученные результаты демонстрируют, в частности, эффективность применения спутниковой радарной интерферометрии при оперативном изучении катастрофических геодинамических явлений и процессов.

Ключевые слова: землетрясения, Турция, 6 февраля 2023 г., спутниковая радарная интерферометрия, поверхность сейсмического разрыва

DOI: 10.31857/S2686739723600625, **EDN:** RZSSXH

1. ВВЕДЕНИЕ

6 февраля 2023 г. на юге Турции вблизи границы с Сирией произошла серия катастрофических землетрясений. Первое землетрясение с

магнитудой $M_w = 7.8$ (данные Геологической службы США¹) было зафиксировано в 01:17:34 (UTC). Координаты гипоцентра определены как 37.225 с.ш., 37.021 в.д., на 35 км западнее города Газиантеп (на границе провинции Кахраманмараш) на глубине 17.5 км. Эпицентр располагается на небольшом разломе (красная звезда на рис. 1, положение разломов дано по базе данных [1]),ходящем на ЮЗ от Восточно-Анатолийской зоны разломов (далее ВАЗР). По данным USGS по-

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

² Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия

*E-mail: msvolkova6177@gmail.com

¹ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>

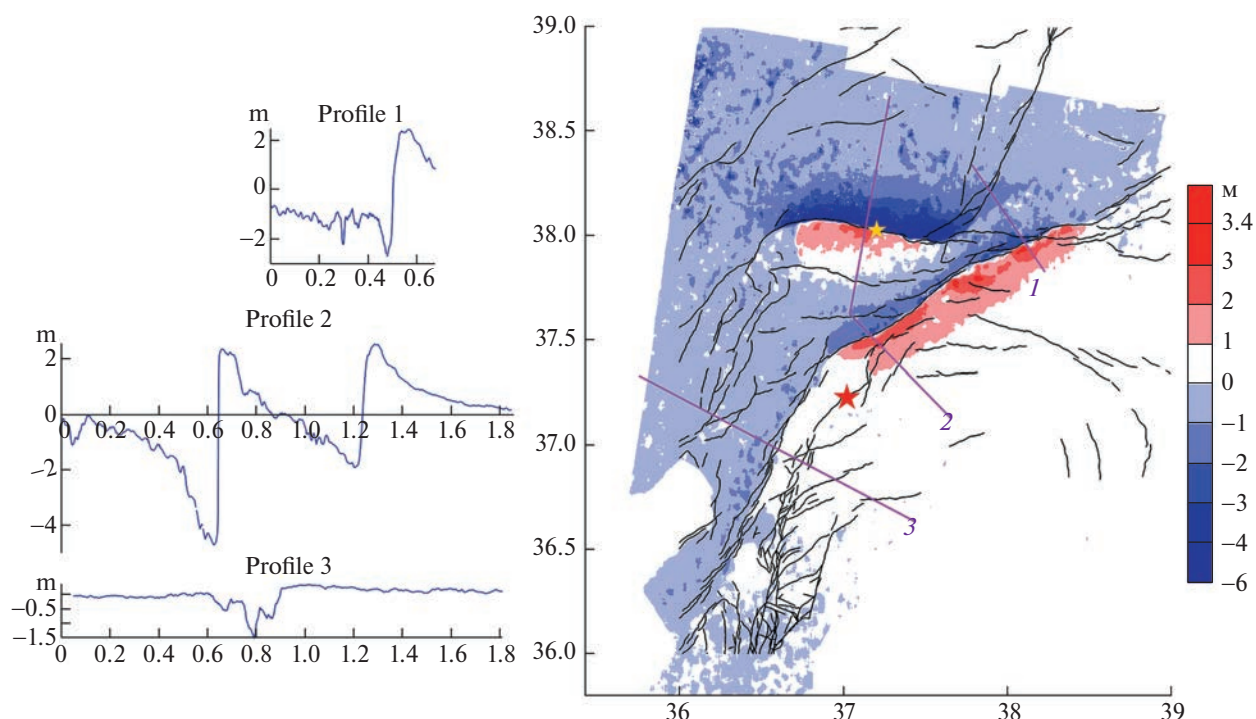


Рис. 1. Поле смещений в направлении перпендикулярно орбите (азимут орбиты 189°). Смещения в метрах, положительные в восточном направлении. Разломы построены по базе данных активных разломов [1]. Согласно [2], разлом Сюргү-Чардак имеет падение на север, а ВАЗР — на северо-запад с углом падения 80° . Смещения вдоль профилей, обозначенных цифрами 1–3, приведены слева, где по горизонтальной оси отложено расстояние в условных единицах. Номер профиля на карте соответствует его правому концу на профиле слева.

верхность разрыва достигла ВАЗР и двинулась на северо-восток и юго-запад на расстояние более 100 км в обоих направлениях. Спустя 9 ч, в 10:24:49 (UTC), произошло второе крупное землетрясение на разломе Сюргү-Чардак (Sürgü-Çardak [2]) с магнитудой $M_w = 7.5$, с эпицентром 38.024° с.ш., 37.203° в.д. в районе населенного пункта Экинезю (Ekinözü, провинция Кахраманмараш), примерно на 90 км севернее от эпицентра первого события (желтая звезда на рис. 1). Гипоцентр второго события определен на глубине 13.5 км. Данные о магнитуде и координатах гипоцентров различных сейсмологических центров несколько отличаются. Например, GCMT (Global Centroid Moment Tensor²) оценивает магнитуды землетрясений как $M_w = 7.8$ и 7.7 с эпицентрами (37.56° с.ш., 37.47° в.д.) и (38.11° с.ш., 37.22° в.д.). Эти землетрясения и их многочисленные афтершоки, локализованные в зоне Восточно-Анатолийского разлома, охватили 11 провинций в регионе суммарной площадью более $108\,812\text{ км}^2$, и стали самыми разрушительными в истории страны (см. данным Министерства по чрезвычайным ситуациям Турецкой республики — AFAD³). Землетрясения привели к появлению поверхностных раз-

рывов и трещин, с преобладающими левосторонними сдвиговыми смещениями. По данным AFAD, общая протяженность поверхностного разрыва первого землетрясения составила 290 км, максимальные сдвиговые смещения достигали 5.5 м на участке к западу от Чигли до поселка Тюркоглу. Разрыв в результате второго землетрясения протянулся на 130 км. На участке к северу от Гельбаши до поселка Барыш максимальные сдвиги достигли 6 м. Впоследствии также наблюдались обвалы горных пород, оползни и разжижение грунта. Из-за масштабных катастрофических разрушений жилых зданий и сооружений событие 6 февраля 2023 г. признано одним из самых катастрофических с начала XXI века. Оно занимает пятое место по количеству человеческих жертв. По данным USGS, число погибших и раненных превысило 160 000, 1.5 млн человек остались без крова, разрушено более 164 тыс. зданий.

В тектоническом плане ВАЗР является границей между Анатолийской и Аравийской плитами. Скорость относительного смещения Аравийской плиты составляет от 6 мм/год в южной до 10 мм/год в северной части Восточно-Анатолийской зоны разломов.

В связи с огромными разрушениями и потерями, детальное геологическое исследование столь протяженной очаговой зоны станет возможным

² <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

³ <https://deprem.afad.gov.tr/home-page>

очень нескоро. В этих условиях существенную помощь оказывают различные спутниковые данные, включая спутниковую радарную интерферометрию.

2. МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Спутниковые радары с синтезированной апертурой (РСА) позволяют проводить съемку местности независимо от погодных условий и освещенности с пространственным разрешением в первые метры. Снимки спутника Сентинель-1А, использованные в данной работе, имеют размеры $200 \times 250 \text{ км}^2$. Совместная обработка пары снимков одной и той же территории позволяет определить смещения отражающих объектов на поверхности Земли за время между повторными снимками. Радарный снимок содержит информацию об амплитуде и фазе радарного сигнала, отраженного от элемента разрешения на земной поверхности. Анализ разности фаз радарных сигналов, полученных при повторной съемке одного и того же объекта, позволяет определить его смещение в направлении распространения радарного сигнала, т.е. в направлении на спутник. Поскольку изменение фаз регистрируются в диапазоне от $-\pi$ до π , возникает необходимость в восстановлении полной фазы отраженного сигнала. Эта операция называется разверткой фазы и состоит в прибавлении к зарегистрированной фазе необходимого числа полных периодов. Развертка фазы является операцией неоднозначной, поэтому она проводится под условием, что фаза не должна меняться более чем на половину периода в соседних пикселях. По этой причине развертка затруднена в областях больших смещений, в частности, около выхода на поверхность сейсмического разрыва, где смещения могут составить метры и более. Точность оценки смещений данным методом оценивается в первые сантиметры [3].

Существует также метод офсетов, который применяется в случаях больших смещений и состоит в идентификации одних и тех же элементов разрешения в поле амплитуды отраженного сигнала. Смещения этим методом оцениваются на субпиксельном уровне, при размере пикселя в первые метры. Точность этого метода ниже, чем при анализе фазы отраженного сигнала, но он позволяет устойчиво выполнять оценки в областях, где смещения достигают метров и более. Метод офсетов позволяет оценить смещения перпендикулярно орбите (по дальности) и параллельно орбите (по азимуту полета спутника). Поскольку орбита спутника Сентинель-1А отклоняется от направления север–юг не более 10° , эти смещения близки к смещениям в северном и восточном направлении.

Для оценки смещений нами были использованы РСА-снимки спутника Сентинель-1А, выполненные с восходящей и нисходящей орбиты до и после 6 февраля 2023 г. Наиболее четкая картина получена в смещениях по дальности с нисходящей орбиты с азимутом 189° , по снимкам от 29 января и 10 февраля 2023 г. (рис. 1).

Обозначим β угол между простираем разлома и орбитой спутника. Тогда смещения отражающей площадки перпендикулярно нисходящей орбите — R , вдоль ее азимута — Az и в направлении на спутник U_{los} (положительные на восток, север и к спутнику) будут равны:

$$\begin{aligned} R &= U_{ss} \sin(\beta), & Az &= U_{ss} \cos(\beta), \\ U_{\text{los}} &= U_{\text{up}} \cos(\theta) + R \sin(\theta). \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь U_{ss} — амплитуда сдвиговых, а U_{up} — вертикальных смещений на бортах разломов, θ — угол отклонения от вертикали направления распространения радарного сигнала.

Относительные смещения бортов разлома Сюр-гу-Чардак по дальности достигают 7 м. Они близки к амплитуде сдвиговых смещений на разломе, поскольку простираем разлома почти перпендикулярно нисходящей орбите, т.е. β близко к 90° . Смещения по дальности на ВАЗР меньше сдвиговых смещений на разломе, поскольку угол β для различных отрезков разлома меняется от 10° до 70° . В районе профиля 2 (рис. 1) смещения по дальности на ВАЗР превосходили 4 м. С учетом угла между орбитой спутника и направлением простираем разлома, который в этой области составляет 53° , относительное смещение бортов здесь превосходило 5 м (см. формулу 1).

Были также построены смещения по направлению полета спутника с восходящей и нисходящей орбиты, а также смещения по дальности по снимкам с восходящей орбиты. Карты этих смещений хорошо совпадают. Они будут проанализированы в более детальной публикации. На рис. 2 приведены смещения в направлении на спутник U_{los} (формула (1)), полученные по паре тех же снимков.

В целом карты смещений хорошо согласуются между собой (с учетом того, что амплитуда смещений на спутник, согласно формуле (1) при отсутствии вертикальной компоненты U_{up} , отличается от смещений по дальности в $\sin(\theta) \approx \sin(38^\circ) = 0.615$ раз). Это указывает на существенное преобладание сдвиговой компоненты над вертикальными смещениями. Единственное существенное расхождение наблюдается на ВАЗР в районе профиля 5 на рис. 2, где область положительных смещений в направлении на спутник располагается по обе стороны от ВАЗР, в то время как на карте смещений по дальности (рис. 1) смещения при пересечении ВАЗР меняют знак. В этой области

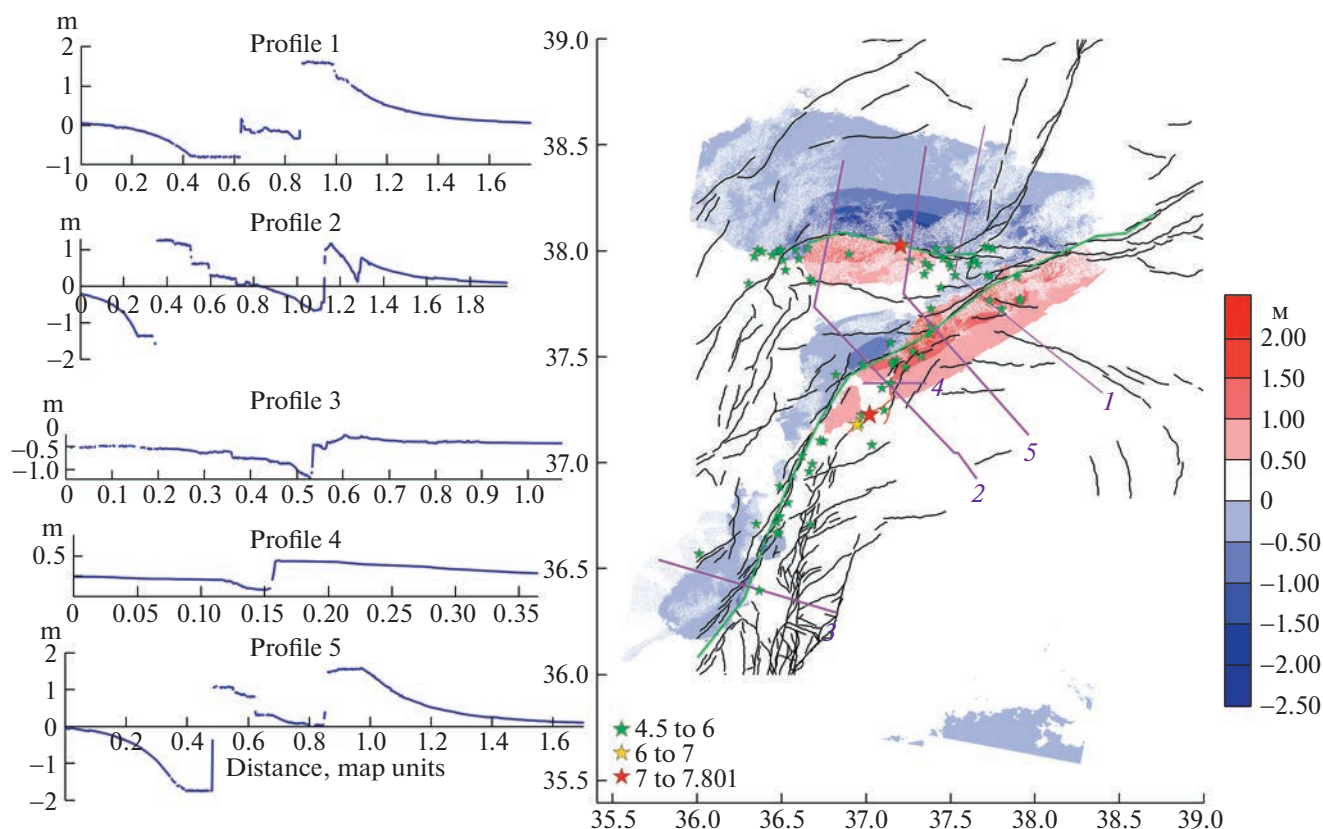


Рис. 2. Смещения (в метрах), рассчитанные по парной интерферограмме по снимкам спутника Сентинель-1А с нисходящей орбиты от 29 января и 10 февраля 2023 г. Зеленая линия — граница между отрицательными и положительными смещениями, полученными методом офсетов (рис. 1). Графики смещений вдоль профилей, обозначенных цифрами, приведены слева. Звезды — эпицентры наиболее сильных землетрясений и афтершоки магнитудой более 4 за период между радарными снимками.

располагается осадочный бассейн Гельбаша [4]. Расхождение может быть связано с наличием вертикальной компоненты смещений $U_{\text{вр}}$, которая входит в смещения на спутник, но не входит в смещения по дальности. Следует также учитывать, что в этой области когерентность низкая из-за крутого горного рельефа и наличия нескольких крупных водоемов. Это могло привести к ошибкам в развертке фазы. Расхождение карт смещений в этой области требует детального исследования.

Отметим смещения вдоль профиля 4 на рис. 2, пересекающего разлом, на котором началось вспарывание очага и вдоль которого деформация распространилась до ВАЗР. Смещения здесь относительно невелики, и содержат сдвиговую и, возможно, надвиговую компоненту.

3. МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА

Поле смещений по дальности было использовано для построения модели поверхности разрыва. Для этого разлом Сюргу-Чардак был разделен на 4 элемента по простирианию, а ВАЗР — на 15 элементов (рис. 3), из них 7 элементов в его южной части с простирианием Ю–ЮЗ, и 8 элементов в северной части с простирианием З–ЮЗ.

На разломе Сюргу-Чардак разрыв был задан от глубины 0.5 до 20 км с падением на север под углом 80° . На ВАЗР глубина верхней кромки задана равной 1 км, нижней — тоже 20 км, падение в северо-западном направлении под углом 85° согласно [1, 2]. Небольшой разрыв, с которого началось землетрясение, на данном этапе в модель не включен. По глубине модели разбиты на два уровня одинаковой протяженности по падению. Решение найдено под условием, что смещения близки к чистому сдвигу. Для решения использована модель смещений на поверхности сферически расслоенной планеты в результате сдвига по падению и простирианию на расположенной на заданной глубине прямоугольной площадке [5]. Методика решения поставленной задачи детально изложена в [7].

На приведенной на рис. 3 модели поверхности разрыва стрелки указывают направления смещений на всячем крыле разлома. Для ВАЗР падение было задано на северо-запад под углом 85° , но результаты меняются слабо, если задать падение на юго-восток с таким же углом. Отметим, что по сейсмологическим данным (USGS) параллельная ВАЗР фокальная плоскость падает на

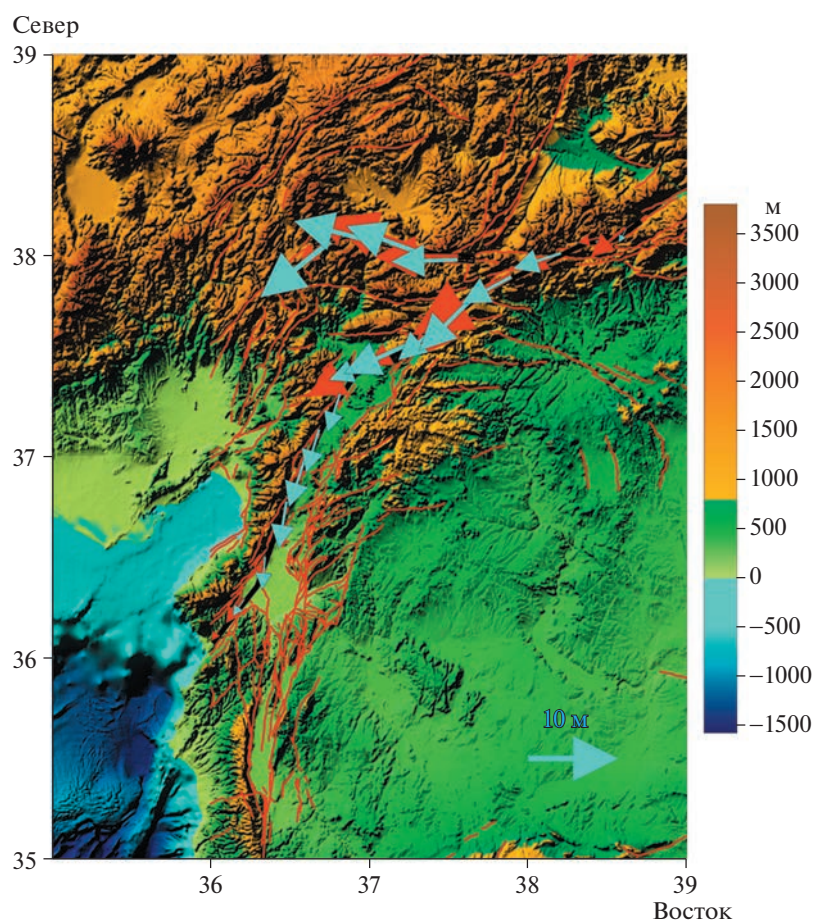


Рис. 4. Модель поверхности разрыва землетрясений 6 февраля 2023 г. на топографической карте, построенной по данным с сайта Национального центра информации об окружающей среде США⁴. Черная линия — проекция плоскостей, аппроксимирующих поверхность разрыва на дневную поверхность, красные линии — разломы по базе данных [1]. Голубые стрелки — смещения на верхнем уровне сейсмического разрыва, красные — на нижнем.

земного моря на юге, где 20.02.2023 произошло землетрясение магнитудой 6.3. Максимальные относительные смещения бортов на разломе Сюргу-Чардак по PCA-данным превосходят 7 м.

Данные о смещениях земной поверхности были использованы для построения модели поверхности сейсмического разрыва. Модель построена на основе решения [5], в котором получены формулы для расчета смещений на поверхности сферически расслоенной планеты в результате смещений по падению и простиранию на расположенной внутри сферы прямоугольной площадке. Важно, что игнорирование сферической расслоенности планеты, согласно [5], приводит к ошибкам до 20%. Наибольшие ошибки возникают при наличии большой сдвиговой компоненты. Также ошибку вносит и игнорирование сферичности, при использовании решения в рамках идеализации упругого однородного полупространства [6], как это сделано в USGS при построении моделей сейсмического разрыва для землетрясений в Турции 2023 г.

Отличием нашей модели от модели USGS является более детальная геометрия поверхности сейсмического разрыва. Для этого разрыв был аппроксимирован нами 19 плоскостями по простиранию, поделенными на два уровня по падению. Согласно построенной нами модели, сдвиговые смещения на центральном сегменте сейсмического разрыва вдоль ВАЗР достигают 12.7 м. На южном сегменте этого разрыва смещения существенно меньше. Следует подчеркнуть, что смещения земной поверхности зарегистрированы нами за период 29 января и 10 февраля 2023 г., т.е. включают еще и постсейсмические смещения за 4 дня после основных сейсмических событий.

Как и в нашей модели, в модели поверхности разрыва, опубликованной на сайте USGS, на южном участке ВАЗР смещения возрастают с юга на север и в основном концентрируются в верхней части сейсмического разрыва до глубины в 12–14 км. На южном окончании этого разрыва смещения в нашей модели несколько больше.

⁴ <https://www.ngdc.noaa.gov/>

Модель USGS также имеет область интенсивных смещений в верхней части центрального сегмента разрыва вдоль ВАЗР. Смещения в обоих моделях уходят на глубину в области, где нами получены смещения более 12 м, хотя амплитуда смещений в модели USGS здесь не превосходит 5 м.

В модели USGS на разломе Сюргу-Чардак сейсмический разрыв так же, как и в нашей модели, уходит до глубины в 20 км, и амплитуда смещений достигает 12 м.

Полученные результаты еще раз демонстрируют эффективность применения спутниковой радарной интерферометрии при изучении геодинамических процессов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
2. Basili R., et al. The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE, 2013. <https://doi.org/10.6092/INGV.IT-SHARE-EDSF>
3. Ferretti A. Satellite InSAR Data: reservoir monitoring from space (EET 9). Earthdoc. 2014. 178 p.
4. Westaway R.O.B., Arger J.A.N. The Gölbasi basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. Journal of the Geological Society. 1996. 153(5). 729–744.
5. Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophysical Journal International. 1996. V. 125 (1). P. 1–14.
6. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // BSSA. 1985. V. 75 (4). P. 1135–1154.
7. Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смолянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.

EARTHQUAKES IN TURKEY 06.02.2023: MODEL OF THE RUPTURE SURFACE BASED ON SATELLITE RADAR INTERFEROMETRY

Corresponding Member of the RAS V. O. Mikhailov^{a,b}, I. P. Babayantz^a, M. S. Volkova^{a,#}, E. P. Timoshkina^a, V. B. Smirnov^{b,a}, and Corresponding Member of the RAS S. A. Tikhotskiy^a

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

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: msvolkova6177@gmail.com

Satellite radar interferometry data made it possible to clearly map two faults, shear displacements along which caused catastrophic earthquakes on February 06, 2023 in Turkey. According to satellite data, the relative displacements of the sides of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ), to which the first event with a magnitude of *Mw* 7.8 was associated, exceeded 5 m in the central segment. The rupture surface extends from the area of the Doğanyol-Sivris of 24.01.2020 *Mw* 6.7 earthquake in the north to the Mediterranean coast in the south, where the earthquake *Mw* 6.3 occurred on 20.02.2023. The second event of *Mw* 7.5 is associated with the Surgü-Çardak fault, and the relative displacements of its sides, according to satellite data, exceeded 7 m. The obtained displacement fields of the Earth's surface were used to construct a model of the seismic rupture. The model is based on the solution [5], which defines displacements on the surface of a spherically stratified planet as a result of dip and strike displacements on a rectangular rupture located inside the sphere. Ignoring the spherical stratification of the planet leads to errors of up to 20%, especially in the presence of a large shear component [5]. Also, an error is introduced by ignoring sphericity when using the solution obtained for an elastic homogeneous half-space [6], as the US Geological Survey (USGS) did when building seismic rupture models for earthquakes in Turkey in 2023. The difference of our model is the detailed consideration of the fault geometry. For this purpose, the faults were approximated by 19 planes along the strike, divided into two levels along the dip. In the built model, shear displacements in the central segment of the EAFZ reached 12.7 m. In the southern segment of this rupture, the displacements are substantially smaller. It should be emphasized that we registered the displacements for the period from January 29 to February 10, 2023, i.e. together with coseismic ones, they also include postseismic displacements for 4 days after the main seismic events. The displacements on the rupture surface along the Surgü-Çardak fault, where an *Mw* 7.5 earthquake occurred, reached 10 m. The obtained results demonstrate, in particular, the efficiency of application of satellite radar interferometry in the operative study of catastrophic geodynamic phenomena and processes.

Keywords: earthquakes, Turkey, 06 February 2023, Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometry, seismic rupture surface

УДК 550.38/34

ГЕОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ $M_w = 7.5–7.8$ В ТУРЦИИ 6 ФЕВРАЛЯ 2023 г.

© 2023 г. Член-корреспондент РАН А. А. Соловьев^{1,2,*}

Поступило 29.03.2023 г.

После доработки 04.04.2023 г.

Принято к публикации 04.04.2023 г.

Исследуется отклик в вариациях геомагнитного поля, вызванный серией землетрясений с магнитудами $M_w = 7.5–7.8$ в Турции 6 февраля 2023 г. В качестве исходных данных использованы высокоточные наблюдения геомагнитного поля с 1-секундным временным разрешением, зарегистрированные на магнитных обсерваториях РФ и ближнего зарубежья от умеренных до высоких широт. В работе анализируются морфология геомагнитного сигнала, его амплитудно-частотные характеристики, всплески скорости изменения и задержки в отклике геомагнитного поля на землетрясения с магнитудой $M_w = 7–8$ в зависимости от расстояния до очага. Показано, что геомагнитный эффект наилучшим образом детектируется в скорости изменения поля, достигая аномальных амплитуд в 10 нТл/с. Задержка сигнала составляет от 221 до 592 с в зависимости от компоненты магнитного поля и расстояния до эпицентра, которое для выбранных обсерваторий лежит в диапазоне от 765 до 2650 км.

Ключевые слова: землетрясения, сейсмoeлектромагнитные эффекты, геомагнитное поле, геомагнитная активность, магнитные обсерватории, ИНТЕРМАГНЕТ

DOI: 10.31857/S2686739723600613, **EDN:** RZSLXH

1. ВВЕДЕНИЕ

6–20 февраля 2023 г. на территории Турции произошла серия разрушительных землетрясений, наиболее сильные из которых характеризовались магнитудами M_w от 6.0 до 7.8. Основные толчки произошли в сейсмоактивном регионе сочленения Африканской, Анатолийской и Аравийской плит в окрестности восточно-анатолийского разлома. Активность региона усугубляется дополнительным воздействием Евразийской и Иранской плит. С точки зрения сейсмотектоники и сейсмической опасности рассматриваемый регион изучен досконально — из последних работ следует отметить [1–3] и др. Таким образом, с учетом тектонической обстановки произошедшие землетрясения были вполне ожидаемы. Колоссальное число жертв было вызвано, прежде всего, близостью достаточно крупных городов к сработавшему восточно-анатолийскому разлому.

Первый толчок магнитудой $M_w = 7.8$ по данным USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>) произо-

шел 6 февраля 2023 г. в 01:17:34 UT на глубине около 10 км непосредственно в зоне восточно-анатолийского разлома. За ним последовала серия афтершоков, наиболее значительным из которых было событие с магнитудой $M_w = 6.7$. Спустя 9 ч, в 10:24:50 UT, произошло второе мощное землетрясение с магнитудой $M_w = 7.5$. Местоположение второго очага находилось в системе более мелких разломов на расстоянии около 95 км к северу от первого очага. Его глубина залегания составила около 15 км согласно данным USGS. В дальнейшей серии афтершоков событие с максимальной магнитудой $M_w = 6.3$ было зафиксировано 20 февраля. С подробными характеристиками землетрясений, их очагов и сопутствующей тектонической обстановкой можно ознакомиться на сайтах соответствующих ведомств: USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>), ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.ceme.gscras.ru/>), GCMT (<https://www.globalcmt.org/>). “Двойное” землетрясение, наблюдавшееся на территории Турции 6 февраля 2023 г., явилось достаточно уникальным явлением. Другой уникальностью серии турецких землетрясений послужило то, что первое событие $M_w = 7.8$ оказалось суперсдвиговым землетрясением, характеризующимся более высокими скоростями распространения разрыва по поверхности разлома, чем скорость поперечных волн.

¹ Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: a.soloviev@gcras.ru

Таблица 1. Расстояния от рассматриваемых обсерваторий до очага землетрясения $M_w = 7.8$ 6 февраля 2023 г.

Обсерватория	GLK	MHV	NCK	KLI	SPG	CLF
Расстояние до очага $M_w = 7.8$, км	765	1973	2022	2634	2650	3060

Предварительные результаты на эту тему опубликованы в [4].

Несмотря на подробную изученность сейсмичности регионов сочленения крупных тектонических плит, по-прежнему остаются недостаточно исследованными механизмы воздействия землетрясений и сопутствующих процессов, протекающих в литосфере, на геомагнитное поле. Считается, что такое воздействие может быть обусловлено растрескиванием горных пород, переменными движениями в поровом флюиде, разрядами статического электричества и т.п., приводящим к генерации сейсмических, акустических, атмосферных гравитационных волн, изменению полного электронного содержания ионосферы и электромагнитным УНЧ-возмущениям. Сравнительно недавно появилась отдельная область исследований в этом направлении – сейсмоэлектромагнетизм [5]. Основные затруднения в изучении геомагнитных эффектов, вызванных сейсмическими событиями, связаны с недостаточным объемом 1-секундных и более высокочастотных наблюдений геомагнитного поля, регистрация которых с приемлемой точностью началась не так давно, и их недостаточным географическим охватом. Как будет показано ниже, соответствующие эффекты можно наблюдать именно в секундных данных, в то время как в 1-минутных наблюдениях, регистрация которых была начата существенно раньше, они сглаживаются и становятся незаметными.

Настоящая работа не преследует цели поиска предвестников землетрясений в вариациях магнитного поля или оценки триггерного воздействия солнечной активности и связанных с ней возмущений космической погоды на сейсмичность Земли. На эту тему регулярно выходят из печати немало статей (напр., [6–8]), однако существенных продвижений в нахождении таких предвестников не наблюдается. Об этом свидетельствуют систематически публикуемые опровержения найденных предвестников и статистически значимых взаимосвязей между геомагнитными вариациями и землетрясениями [9–11]. Наша цель, наоборот, заключается в изучении геомагнитного эффекта от состоявшегося землетрясения.

2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных рассматривались высокоточные геомагнитные наблюдения, регистрируемые магнитными обсерваториями. Отбор обсерваторий осуществлялся по следующим критериям:

1. наличие измерений геомагнитного поля с 1-секундным интервалом,
2. отсутствие в данных пропусков за время основных толчков 6 февраля 2023 г.,
3. достаточная близость к очагам землетрясений 6 февраля 2023 г., позволяющая детектировать искомый геомагнитный эффект в данных.

Источниками данных послужили Аналитический центр геомагнитных данных (<http://geomag.gcras.ru/>) и ИНТЕРМАГНЕТ (<https://intermag.net.org>). К сожалению, на сайте SuperMAG (<https://supermag.jhuapl.edu/>), который предоставляет доступ к 1-секундным данным глобальной сети магнитовариационных станций, данные за 6 февраля 2023 г. отсутствуют. В результате были отобраны следующие обсерватории: “Гюлагарак” (IAGA-код GLK, Армения), “Михнево” (IAGA-код MHV, Московская обл.), “Надьценк” (IAGA-код NCK, Венгрия), “Климовская” (IAGA-код KLI, Архангельская обл.), “Санкт-Петербург” (IAGA-код SPG, Ленинградская обл.) и “Шамбон-ля-Форэ” (IAGA-код CLF, Франция).

В число обсерваторий, на которых был зафиксирован геомагнитный отклик от серии землетрясений 6 февраля 2023 г., вошли GLK, MHV, KLI и SPG. Последняя является официальным членом сети ИНТЕРМАГНЕТ. Все перечисленные обсерватории входят в межрегиональный сегмент геомагнитных наблюдений, ядром которого является ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” на базе Геофизического центра РАН [12]. Данные этих обсерваторий по мере поступления в центр непрерывно обрабатываются средствами аппаратно-программного комплекса (АПК) МАГНУС на предмет распознавания техногенных и природных аномалий магнитного поля [13] и публикуются онлайн с присуждением DOI [14–16]. Ближайшая к эпицентрам обсерватория GLK ведет регистрацию параметров геомагнитного поля с начала 2020 г. С учетом этого, для сравнения геомагнитных эффектов от других сильных землетрясений дополнительно были отобраны события с магнитудой $M_w \geq 7$ за период 01/01/2020–20/03/2023. На рис. 1 показана карта эпицентров отобранных землетрясений и рассматриваемых обсерваторий. В табл. 1 представлены расстояния от выбранных обсерваторий до очага землетрясения $M_w = 7.8$.

Для оценки сейсмогенного геомагнитного эффекта нами анализировались следующие данные, полученные на выбранных обсерваториях:

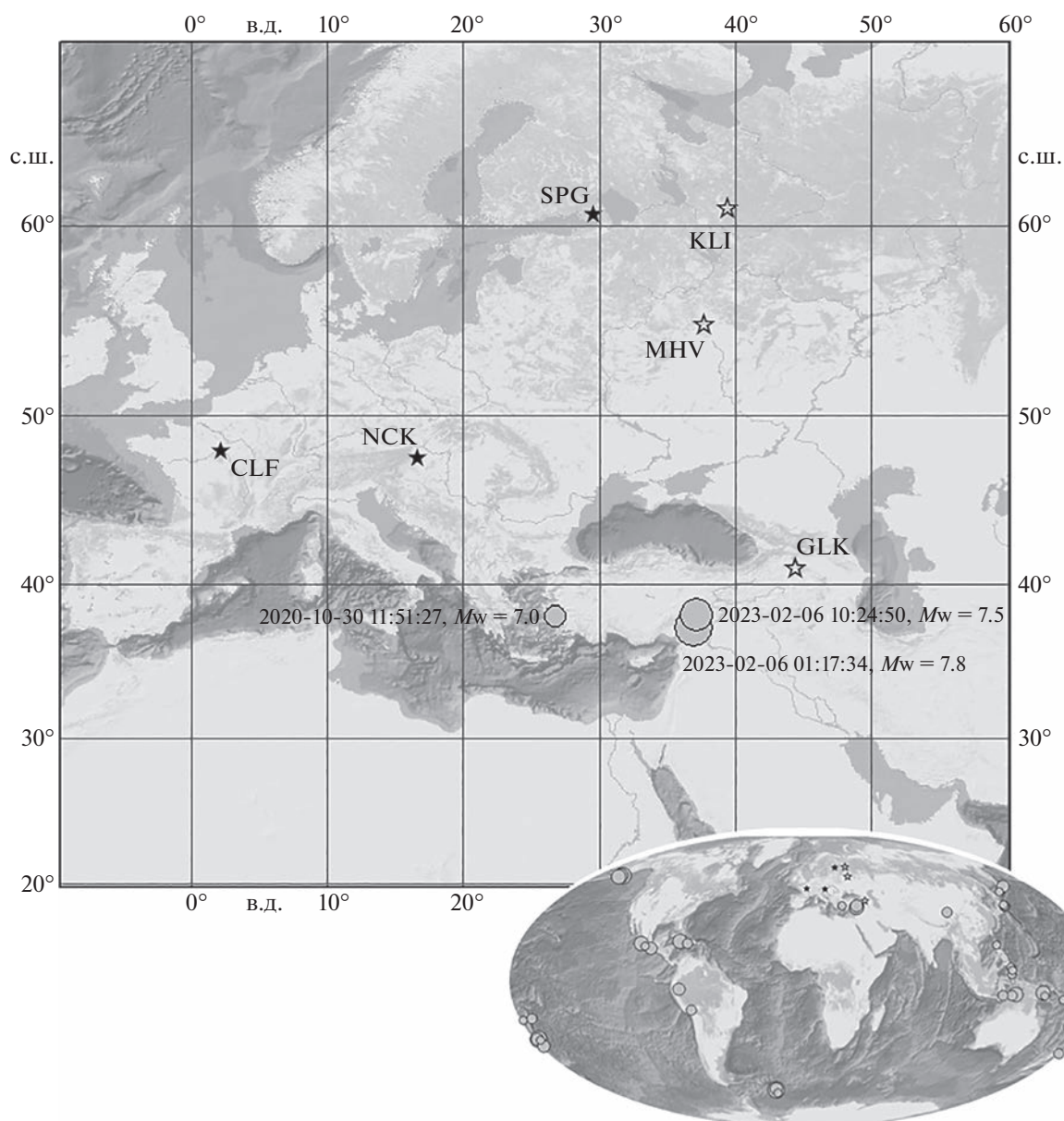


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M_w = 7+$ за период 2020-01-01–2023-03-20 по данным USGS (серые круги) и отобранные магнитные обсерватории, предоставляющие 1-секундные данные (черные звезды – обсерватории сети ИНТЕРМАГНЕТ, полые звезды – не входящие в ИНТЕРМАГНЕТ обсерватории).

1. 1-секундные магнитограммы трех компонент геомагнитного поля (X – северная, Y – восточная и Z – вертикальная),

2. соответствующие им записи скорости изменения геомагнитного поля $d\mathbf{B}/dt$,

3. графики калибровочной кривой dF .

$d\mathbf{B}/dt$ и dF рассчитывались по рекомендуемым ИНТЕРМАГНЕТ формулам [17]:

$$dB(i) = (B(i+1) - B(i-1)) / 2,$$

$$dF(i) = F_s(i) - \sqrt{X(i)^2 + Y(i)^2 + Z(i)^2},$$

где B – одна из трех компонент вектора магнитной индукции, F_s – измеренный модуль вектора

магнитной индукции, i – текущий отсчет по времени.

Кроме того, в анализе использовались данные индексов геомагнитной активности, которые служат наглядным индикатором состояния космической погоды. Данные доступны на сайте Международной службы геомагнитных индексов ISGI (<https://isgi.unistra.fr/>).

3. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ

В обсерваторской практике калибровочная кривая dF служит важным индикатором корректной и согласованной работы векторного и ска-

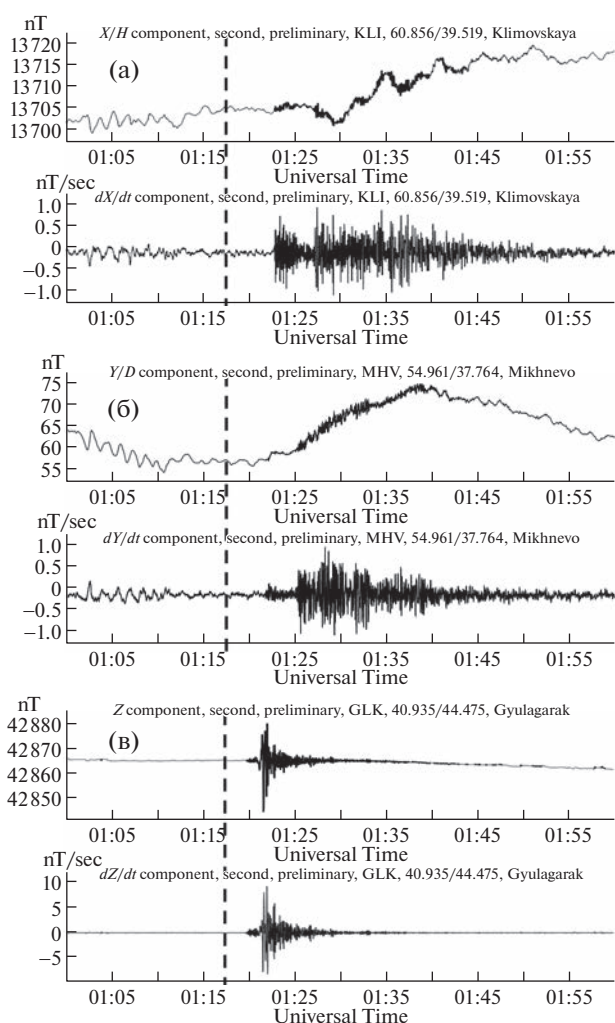


Рис. 2. Вариации (нТл, верхний график) и скорость изменения геомагнитного поля (нТл/с, нижний график) за период 01:00–02:00 UT 6 февраля 2023 г. Время первого землетрясения с $M_w = 7.8$, произошедшего в 01:17:34 UT, помечено вертикальной пунктирной линией. На рисунке (а) в качестве примера показаны 1-секундные данные компоненты X , зарегистрированные на обсерватории KLI, на рисунке (б) – данные компоненты Y обсерватории MHV, на рисунке (в) – данные компоненты Z обсерватории GLK. На верхнем графике темным цветом выделены сейсмические вариации, распознанные АПК МАГНУС (<http://geomag.gcras.ru>).

лярного магнитометров, которые непрерывно измеряют вариации трех компонент и модуль вектора магнитной индукции соответственно. Векторный магнитометр крайне чувствителен к механическим воздействиям и к резким температурным вариациям, о присутствии которых свидетельствуют выбросы и дрейфы на записи dF . За период всех рассматриваемых событий ряд dF , построенный для каждой из обсерваторий, не обнаружил флуктуаций, что исключает вибрацию постаumenta, на котором установлен векторный

магнитометр. Таким образом, несмотря на наблюдаемые 6 февраля 2023 г. горизонтальные смещения до 5 м в зоне восточно-анатолийского разлома, механический эффект от землетрясений в вариациях геомагнитного поля не выявлен.

В течение 5–6 февраля 2023 г. наблюдался пониженный уровень геомагнитной активности: геомагнитные К-индексы на рассматриваемых обсерваториях и индекс K_p , отражающий общепланетарную обстановку, не превышали 4 баллов, а индекс Dst , характеризующий интенсивность магнитосферного кольцевого тока, не опускался ниже -22 нТл (<http://geomag.gcras.ru/>; <https://isgi.unistra.fr/>). Это обстоятельство исключает ложную трактовку выделяемого сигнала как эффекта космической погоды вместо эффекта сейсмического события, а также позволяет более отчетливо выделить геомагнитный отклик на общем фоне.

На исходных записях исследуемый геомагнитный эффект представляет собой высокочастотный сигнал (~ 0.1 Гц) незначительной амплитуды длительностью от 5 до 15 мин (рис. 2). По своей волновой форме исследуемые вариации сравнимы с естественными флуктуациями геомагнитного поля в таком же частотном диапазоне, включая пульсации типа $Pc2-3$ [18], что затрудняет их детектирование по спектральным характеристикам. Гораздо лучше сигнал выделяется на записях скорости изменения геомагнитного поля dB/dt в виде сильных изолированных всплесков с последующим затуханием (рис. 2, 3). Детальное сравнение геомагнитных откликов от землетрясений $M_w = 7.8$ и $M_w = 7.5$ 6 февраля 2023 г. показало, что их морфология и в исходных данных X , Y , Z , и в записях их производных dB/dt идентична для обоих землетрясений. Ниже остановимся на наиболее характерных особенностях.

В табл. 2 приведены временные задержки между землетрясениями 6 февраля 2023 г. и всплесками dB/dt . Поскольку в данных Z -компоненты, зарегистрированных на обсерваториях MHV (рис. 3 б) и SPG (рис. 3 г), явного эффекта не наблюдается, соответствующие поля таблицы не заполнены. Из табл. 2 и рис. 2, 3 следует, что задержка в отклике геомагнитного поля на произошедшее землетрясение увеличивается с ростом расстояния до его эпицентра. На удаленных обсерваториях (MHV, KLI и SPG) запаздывание сигнала в Y -компоненте больше, чем на компонентах X и Z . На ближайшей к эпицентру обсерватории GLK возмущение поля во всех трех компонентах наблюдается одновременно.

С уменьшением расстояния до эпицентра увеличивается амплитуда сигнала, причем чем ближе обсерватория к эпицентру, тем сигнал более локализован во времени (см. рис. 3). Наибольшая амплитуда сигнала достигается на записях dY/dt .

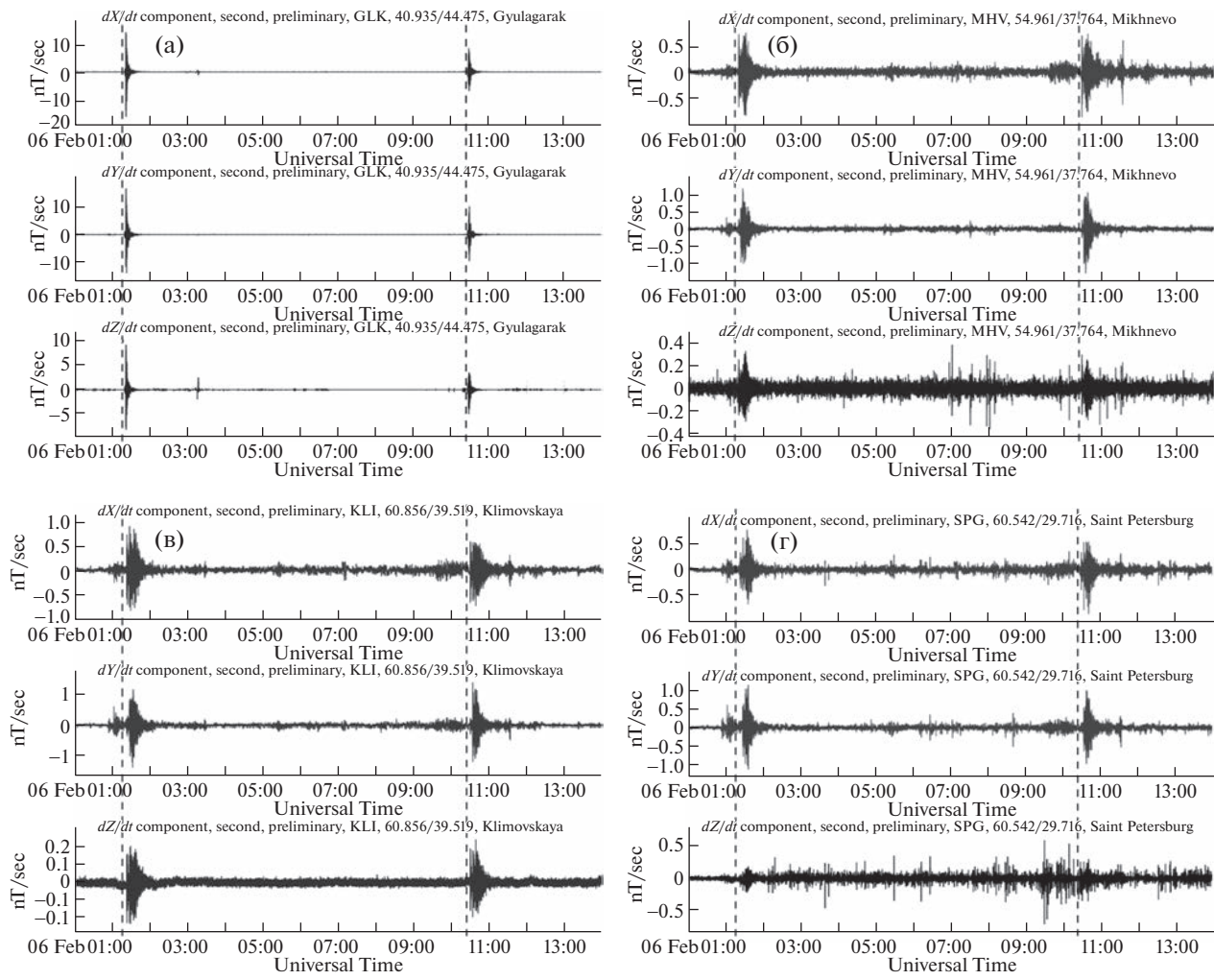


Рис. 3. Скорость изменения геомагнитного поля (нТл/с) по трем компонентам X (верхний график), Y (средний график) и Z (нижний график) за период 00:00–14:00 UT 6 февраля 2023 г. Времена двух землетрясений с $M_w = 7.8$ и $M_w = 7.5$ помечены вертикальными пунктирными линиями. На рисунке показаны данные обсерваторий, упорядоченных по расстоянию от эпицентров землетрясений: GLK (а), MHV (б), KLI (в) и SPG (г) (<http://geomag.gcras.ru>).

На ближайшей к эпицентрам обсерватории GLK амплитуда $|dY/dt|$ превышает 10 нТл/с; на самой отдаленной от эпицентров обсерватории SPG амплитуда $|dY/dt|$ достигает значения 1 нТл/с. Напомним, что амплитуда $|dB/dt|$ в горизонтальных компонентах отражает интенсивность геомагнитно-

индуцированных токов, учет которых необходим в целом ряде промышленных задач.

Каковы характерные амплитуды dB/dt по горизонтальным компонентам X и Y во время сильных геомагнитных бурь? На умеренных широтах (обсерватория GLK) в магнито-спокойное время

Таблица 2. Разница во времени (в секундах) между землетрясениями 6 февраля 2023 г. и всплеском dB/dt в обсерваторских данных

Код	dX/dt		dY/dt		dZ/dt	
	$M_w = 7.8$	$M_w = 7.5$	$M_w = 7.8$	$M_w = 7.5$	$M_w = 7.8$	$M_w = 7.5$
GLK	244	223	243	221	244	223
MHV	255	245	470	437	—	—
KLI	318	313	587	558	320	310
SPG	319	318	592	558	—	—

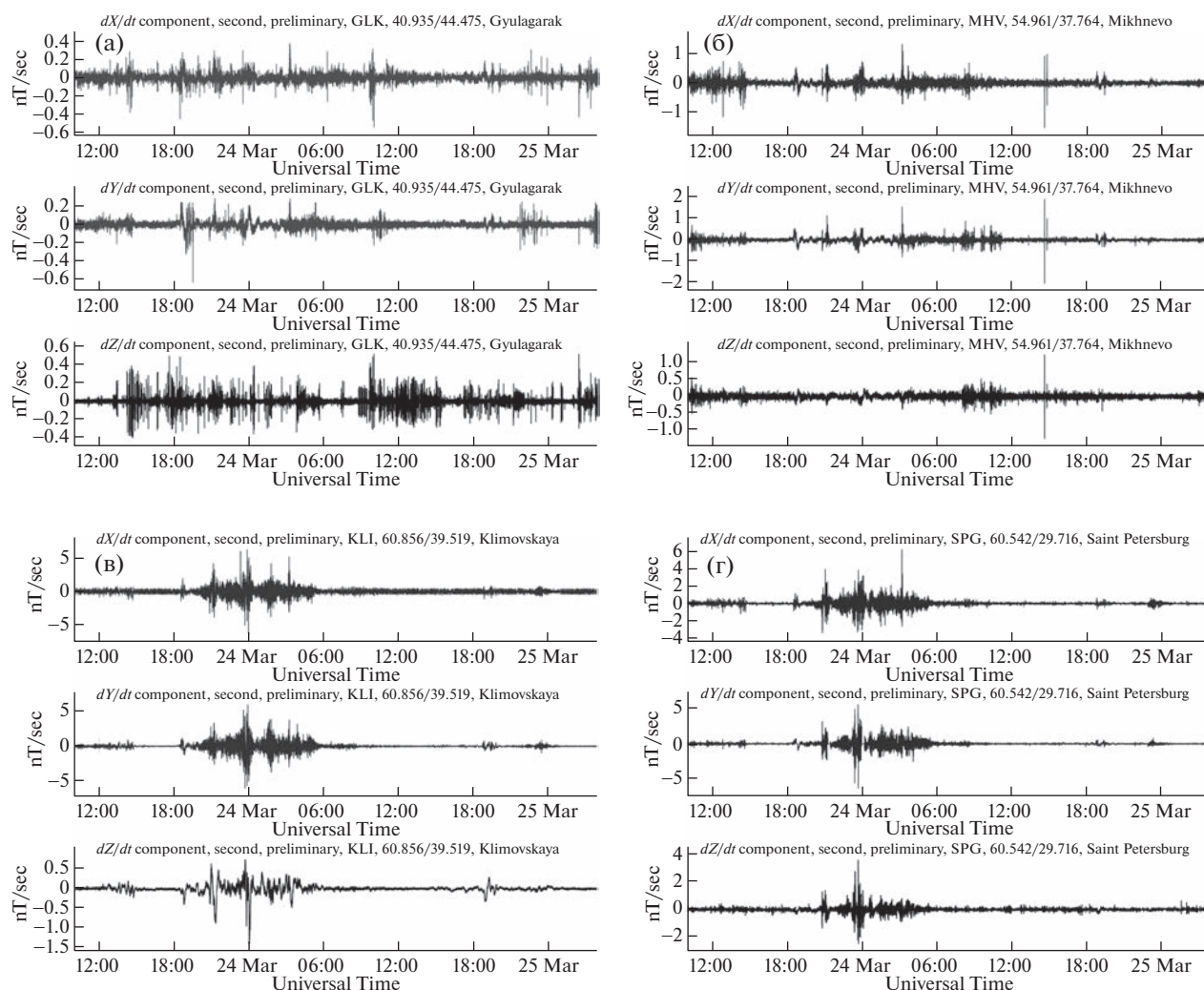


Рис. 4. Скорость изменения геомагнитного поля (нТл/с) за период сильной геомагнитной бури 23–25 марта 2023 г. Данные и обозначения аналогичны рис. 3.

dB/dt не превышает 0.5 нТл/с. Во время бурь эти значения возрастают, но, как правило, остаются в пределах 1 нТл/с. На средних широтах (обсерватория МНВ) во время сильнейших бурь значения dB/dt могут незначительно превышать 1 нТл/с. На высоких широтах (обсерватории СПГ и КЛИ) dB/dt может достигать нескольких нТл/с. Таким образом, значение скорости изменения поля в 10 нТл/с, которое было зафиксировано в данных обсерватории ГЛК в результате землетрясений 6 февраля 2023 г., является экстремальным для любых широт. Этот результат указывает на то, что из всех природных процессов, возбуждающих быстрые изменения геомагнитного поля, самыми мощными являются сейсмические события на относительно небольшом расстоянии от пункта наблюдений.

Продemonстрируем сказанное на примере сильнейшей (на момент написания статьи) бури 25-го цикла солнечной активности, которая про-

изошла 23–25 марта 2023 г. Планетарный индекс Кр достигал 8 баллов, Dst-индекс опустился до -200 нТл. На одной из самых северных магнитных обсерваторий РФ “Белое море” (IAGA-код WSE) [12] значения $|dB/dt|$ по минутным данным достигали аномальной отметки ~ 400 нТл/мин. Значения регионального К-индекса геомагнитной активности на многих обсерваториях РФ составляли 9 баллов. Основная фаза бури развивалась с 12:00 UT 23 марта до 12:00 UT 24 марта. На рис. 4 приведены графики dB/dt по трем компонентам, зарегистрированным 23–25 марта 2023 г. на тех обсерваториях, где был детектирован сейсмогенный отклик геомагнитного поля.

Из приведенного анализа следует, что на фоне повышенной геомагнитной активности сейсмогенный геомагнитный сигнал возможно уверенно распознать только на расстоянии в пределах 1000 км от эпицентра при магнитуде $M_w \geq 7.5$. Иными словами, если бы 6 февраля 2023 г. имела место

сильная геомагнитная буря, то геомагнитный отклик от двух землетрясений был бы надежно детектирован только на обсерватории GLK, а на остальных обсерваториях он был бы зашумлен более продолжительными вариациями геомагнитного поля от околоземных источников.

Из всех остальных землетрясений, показанных на карте на рис. 1, геомагнитный эффект в данных рассматриваемых обсерваторий был зафиксирован только от землетрясения с магнитудой $M_w = 7.0$, произошедшего 30 октября 2020 г. в Эгейском море на глубине около 20 км. По сравнению с другими землетрясениями, его эпицентр находился достаточно близко к пунктам наблюдений. Вызванные им геомагнитные возмущения проявили себя только в данных обсерваторий GLK и MNV. По сравнению с землетрясением $M_w = 7.5$, амплитуда всплесков на записях dX/dt и dY/dt обсерватории GLK, вызванных землетрясением с $M_w = 7.0$ на расстоянии 1557 км, оказалась в 30 раз меньше, а в данных обсерватории MNV, расположенной на расстоянии 2070 км от эпицентра, — в 3 раза меньше. Задержка в отклике геомагнитного поля на обсерваториях GLK и MNV оказалась больше, чем задержка в отклике на землетрясение $M_w = 7.5$ на аналогичных расстояниях, и составила 490 и 598 с на X -компоненте и 524 и 646 с на Y -компоненте обсерваторий GLK и MNV соответственно. Полученные результаты согласуются с [19], где сообщалось о схожих гармонических геомагнитных сигналах, сопровождающих землетрясения с магнитудами в диапазоне 7.0–8.0, в радиусе 2000 км от эпицентра, а также предлагались возможные механизмы их возникновения.

Следует отметить, что на обсерватории NCK, находящейся примерно на том же расстоянии от эпицентра землетрясения $M_w = 7.8$, что и MNV, а также на обсерватории CLF, расположенной в 3000 км, геомагнитный эффект не был обнаружен ни на одной из компонент ни от одного из трех упомянутых землетрясений ($M_w = 7.8$, 7.5 и 7.0), что свидетельствует об анизотропии электромагнитного сигнала. Обсерватории с 1-минутной регистрацией данных в исследовании не рассматривались, т.к. исследуемые эффекты в таких данных не фиксируются. Это связано с тем, что при усреднении исходных, более высокочастотных наблюдений соответствующие сигналы сглаживаются.

Обнаружение квазипериодических сигналов с частотой ~ 0.1 Гц на геомагнитных записях подтверждает возможность распространения низкочастотных электромагнитных полей от сейсмических источников на расстояния до 2700 км при магнитуде 7.5–7.8. На больших расстояниях УНЧ волны, по всей видимости, затухают при распространении в литосфере [5] или посредством передачи акустического/гравитационного сигнала че-

рез атмосферу с последующим возбуждением ионосферы и генерацией геомагнитных пульсаций [8, 19]. Для вычисления устойчивых зависимостей между магнитудой землетрясения и расстоянием до его эпицентра с одной стороны и задержкой геомагнитного отклика и амплитудой всплеска dB/dt с другой стороны требуется существенно большая статистика наблюдений. Представленный в статье анализ дополнительно свидетельствует о востребованности в расширении сети 1-секундных наблюдений геомагнитного поля, требуемых для изучения не только тонких эффектов космической погоды [20], но и влияния сейсмических событий на вариации геомагнитного поля.

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.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Akkar S., Azak T., Çan T., et al. Evolution of seismic hazard maps in Turkey // Bull Earthquake Eng. 2018. 16. 3197–3228. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0349-1>
2. Alver F., Kılıçarslan Ö., Kuterdem K., Türkoğlu M., Şentürk M.D. Seismic Monitoring at the Turkish National Seismic Network (TNSN) // Summ. Bull. Internatl. Seismol. Cent., July–December 2017. 53(II). P. 41–58. <https://doi.org/10.31905/D9GRP8RD>
3. Güvercin S.E., Karabulut H., Konca A.O., Doğan U., Ergintav S. Active seismotectonics of the East Anatolian Fault // Geophysical Journal International. 2022. 230(1). P. 50–69. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac045>
4. Rosakis A.J., Abdelmeguid M., Elbanna A. Evidence of Early Supershear Transition in the Mw 7.8 Kahramanmaraş // Earthquake From Near-Field Records. <https://doi.org/10.31223/X5W95G>
5. Molchanov O.A., Hayakawa M. Seismo-Electromagnetics and Related Phenomena: History and Latest Results. TERRAPUB, Tokyo. 2008. 189 p.

6. *Schekotov A., Chebrov D., Hayakawa M., et al.* Short-term earthquake prediction in Kamchatka using low-frequency magnetic fields // *Nat Hazards*. 2020. 100. 735–755.
<https://doi.org/10.1007/s11069-019-03839-2>
7. *Гульельми А.В., Клайн Б.И., Куражковская Н.А.* О связи землетрясений с геомагнитными бурями // *Физика Земли*. 2021. № 6. С. 131–136.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721060028>
8. *Hayakawa M., Kasahara Y., Nakamura T., Muto F., Horie T., Maekawa S., Hobara Y., Rozhnoi A.A., Solovieva M., Molchanov O.A.* A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2010. 115. A09305,
<https://doi.org/10.1029/2009JA015143>
9. *Masci F.* On claimed ULF seismogenic fractal signatures in the geomagnetic field // *J. Geophys. Res.* 2010. 115. A10236.
<https://doi.org/10.1029/2010JA015311>
10. *Love J.J., Thomas J.N.* Insignificant solar-terrestrial triggering of earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2013. 40. 1165–1170.
<https://doi.org/10.1002/grl.50211>
11. *Козырева О.В., Пилипенко В.А.* О взаимосвязи геомагнитной возмущенности и сейсмической активности для региона Аляски // *Геофизические исследования*. 2020. Т. 21. № 1. С. 33–49.
<https://doi.org/10.21455/gr2020.1-3>
12. *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>
13. *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 аэрномия*. 2021. Т. 61. № 1. С. 46–59.
<https://doi.org/10.31857/S0016794021010090>
14. *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>
15. *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>
16. *Soloviev A., Dzeboev B., Karapetyan J., Grudnev A., Kudin D., Sidorov R., Nisilevich M., Krasnoperov R.* Minute values of X, Y, Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Gyulagarak (IAGA code: GLK). ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2020.
<https://doi.org/10.2205/GLK2020min>
17. INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council. St-Louis B. (Ed.). 2020. INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.0.0.
18. *Зелинский Н.Р., Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А.* Алгоритм распознавания геомагнитных пульсаций Рс3 на секундных данных экваториальных обсерваторий сети ИНТЕРМАГНЕТ // *Физика Земли*. 2014. № 2. С. 91–99.
19. *Канониди Х.Д.* Об источнике особого вида геомагнитных пульсаций во время землетрясений // *Известия ВУЗов. Северо-кавказский регион. Естественные науки*. № 2. 2014. С. 29–44.
20. *Соловьев А.А.* Некоторые задачи геомагнетизма, решаемые по данным наземных и спутниковых наблюдений // *Геология и геофизика*. 2023.
<https://doi.org/10.15372/GiG2023112>

GEOMAGNETIC EFFECT OF THE EARTHQUAKES $M_w = 7.5-7.8$ IN TURKEY ON FEBRUARY 6, 2023

Corresponding Member of the RAS A. A. Soloviev^{a,b,#}

^a Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]E-mail: a.soloviev@gcras.ru

We study the response in geomagnetic field variations caused by a series of earthquakes with magnitudes $M_w = 7.5-7.8$ in Turkey on 6 February 2023. Initial data represent high-precision observations of the geomagnetic field with a 1-s sampling rate recorded at magnetic observatories of Russia and neighboring countries from middle to high latitudes. The paper analyzes the morphology of the geomagnetic signal, its amplitude-frequency characteristics, pulses in the rate of change and delays of the geomagnetic field response to earthquakes with magnitudes $M_w = 7-8$ depending on the distance to the source. The results suggest that the geomagnetic effect is best detected in the rate of change recordings, reaching anomalous amplitudes of 10 nT/s. The signal delay is from 221 to 592 s depending on the magnetic field component and the distance to the epicenter, which for the selected observatories falls in the range from 765 to 2650 km.

Keywords: earthquakes, seismoelectromagnetic effects, geomagnetic field, geomagnetic activity, magnetic observatories, INTERMAGNET

УДК 551.461.2(268.5)

ЗИМНЯЯ ПОЛЫНЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ И АРКТИЧЕСКАЯ ОСЦИЛЛЯЦИЯ В ПОСЛЕДНИЕ 300 ЛЕТ: РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2023 г. А. С. Астахов^{1,*}, В. В. Бабич², А. Ю. Гуков³, А. В. Алаторцев¹

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 02.03.2023 г.

Поступило 02.03.2023 г.

После доработки 23.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

Показано, что площадь зимней Сибирской полыни в море Лаптевых имеет отрицательную корреляцию с индексом арктической осцилляции (АО) для зимнего периода. Используя это, разработаны трансферная функция, связывающая вариации зимней полыни (временной ряд зимней АО) и геохимические временные ряды донных осадков, накопившихся за инструментальный период (1898–2018) в зоне распространения Ленской полыни. Установлено, что влияние зимней полыни на химический состав накапливающихся донных осадков реализуется через изменение редокс-условий придонных вод. Реконструкции с использованием разработанной трансферной функции распространения полыни через индекс арктической осцилляции для последних трех столетий показали, что активное развитие полыни увеличивает среднегодовую температуру воздуха на прилегающих акваториях, но разнонаправленно влияет на продолжительность безледного периода.

Ключевые слова: палеоклиматология, донные осадки, геохимия, зимняя полыня, арктическая осцилляция, море Лаптевых, трансполярный дрейф

DOI: 10.31857/S2686739723600406, **EDN:** RXTGLU

ВВЕДЕНИЕ

Зимние заприпайные полыни Северного Ледовитого океана являются уникальным природным явлением и давно привлекают внимание исследователей. В связи с возникшей в последние годы возможностью круглогодичной навигации по Северному морскому пути необходимость их изучения становится еще более актуальной. Зимние полыни представляют пояс интенсивного ледообразования, могут продуцировать основную массу суммарного объема льдов, образующихся в отдельных морях за год [1, 2], обеспечивая постоянный трансполярный дрейф (ТД) арктических льдов. Помимо изменений ледовых условий зимние полыни влияют на температурно-солевой режим водной толщи, ее межсезонную динамику,

осолонение вод и развитие конвекции, а также из-за большой теплоотдачи в атмосферу, изменяют климат в прилегающих районах моря и побережья [1, 3, 4]. Площади заприпайных полыней подвержены значительным временным изменениям разного масштаба, в том числе межгодовым [2].

Для существования и развития зимней полыни необходимы возникновение и поддержание барической ситуации, обеспечивающей интенсивный отжимной ветровой дрейф льдов в течение достаточно длительного времени [3–5]. В море Лаптевых такие условия возникают при формировании в Арктике антициклонической барической системы, выделяемой Б.А. Крутских [6] как тип II. Позднее он был детализирован [7] и сопоставлен с отрицательной фазой арктической осцилляции (АО) [5, 8, 9]. Для этих условий характерны смещение к югу зоны западного атмосферного переноса [10, 11] и активизация межширотного атмосферного обмена [12]. При нахождении арктического минимума вблизи полюса или в море Бофорта, море Лаптевых оказывается в тылу антициклона. Соответственно, льды, образующиеся в полынях, выносятся на северо-запад и вовлекаются в трансполярный дрейф [5, 8, 13]. При циклонической барической циркуляции арктического бассейна, характерной для положи-

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

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

³ Якутское управление по гидрометеорологии, пос. Тикси, Республика Саха (Якутия), Россия

*E-mail: astakhov@poi.dvo.ru

тельной фазы АО, вдоль российского побережья преобладает атмосферный и океанический перенос в восточном направлении. При нем вынос льдов из моря Лаптевых затруднен, а основной поток ТД формируется ближе к американскому побережью [5, 9, 13].

Целью данной работы явилась опосредованная реконструкция развития зимней заприпайной полыни моря Лаптевых в последние столетия через индекс зимней АО, как параметра, наиболее полно отражающего барическую ситуацию Арктики в этот сезон. Использовалась ранее разработанная методика палеоклиматических реконструкций на основе сопоставления временных рядов гидрометеорологических наблюдений и геохимических временных рядов донных осадков, накопившихся за период наблюдений [14–16].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе были использованы данные по химическому составу донных осадков колонки LV83-16-3, отобранной в центральной части моря Лаптевых (76°15.2 с.ш., 132°11.0 в.д., глубина моря 41 м). Она была специально выбрана как находящаяся в зоне развития Ленской заприпайной полыни (рис. 1). Ранее [15] методом рентгенофлуоресцентного сканирования с использованием синхротронного излучения (РФА СИ) в ней через каждые 0.5 мм были определены содержания 20 химических элементов [15]. Возраст осадков и средняя скорость осадконакопления (0.7 мм/год) были получены по изотопам ^{210}Pb и ^{137}Cs с учетом результатов радиоуглеродного датирования [15]. По этим данным был построен погодичный временной геохимический ряд — каждому году прямым измерением или интерполяций присвоены содержания 20 химических элементов.

Для дальнейших построений, согласно ранее разработанной методике [14, 16], содержания химических элементов были преобразованы в безразмерные величины путем нормирования по рубидию: определено отношение содержания каждого элемента к содержанию рубидия. Эти данные были ранее опубликованы [15] и частично приведены на рис. 2. Нормированные по рубидию содержания каждого элемента были преобразованы в величины от 0 до 1 (нормирование минимакс). Для каждого элемента определялись максимальное (1) и минимальное (0) значения Эл/Rb, исходя из которых пересчитывались значения по всей длине колонки. Нормирование минимакс было использовано для получения возможной применения полученной трансферной функции при реконструкциях на основе данных по химическому составу осадков, полученных различными методами [16].

В качестве временного ряда гидрометеорологических наблюдений использован погодичный ряд определенных значений индекса зимней (декабрь—март) АО за 1898–2018 гг. из базы климатических данных открытого доступа (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для построения трансферной функции АО методами многомерной регрессии [14, 17] была создана матрица, включающая погодичный ряд наблюдаемых значений индекса зимней (декабрь—март) АО за 1898–2018 гг. и погодичные геохимические ряды нормированных по рубидию и минимакс содержаний химических элементов для этого же периода. Для минимизации влияния возможных погрешностей измерений и аномальных кратковременных событий все эти временные ряды были осреднены по 10-летним интервалам методом скользящей средней. Математический анализ матрицы проводился с использованием регрессионного, корреляционного, кросскорреляционного методов с минимизацией признаков в процессе построения регрессионной модели (трансферной функции) с использованием ранее разработанных дополнительных программ [17]. В трансферную функцию (ТФ), связывающую нормализованные содержания химических элементов и величину зимней АО, включили только элементы, чей вклад в величину АО превышает один процент:

$$\begin{aligned} \text{АО} = & 0.350\text{Mn/Rb}_m + 2.147\text{Cu/Rb}_m - \\ & - 0.330\text{K/Rb}_m - 0.578\text{V/Rb}_m - \\ & - 2.665\text{Ni/Rb}_m + 1.092, \end{aligned} \quad (1)$$

где: El/Rb_m — отношение содержания элемента к содержанию рубидия, нормированное по минимакс.

С использованием этой формулы значения АО были реконструированы для последних трех столетий на всю длину колонки (рис. 2). Для временного интервала 1898–2018 гг. коэффициент корреляции между наблюдаемыми и реконструированными значениями АО составил 0.88. Для оценки степени достоверности реконструкции рассчитывалась величина 95%-ной достоверности (0.35), показанная на диаграмме АО (рис. 2).

Так как для реконструкции АО была специально выбрана станция в зоне Ленской полыни, полученная ТФ может быть интерпретирована с позиций влияния последней на осадконакопление. Известна зависимость между развитием заприпайной полыни и типом атмосферной/океанической циркуляции (циклонической — антициклонической) в Арктике, в том числе отражаемой индексом АО [3–5, 7, 9]. К сожалению, специальные исследования распространенности (пло-

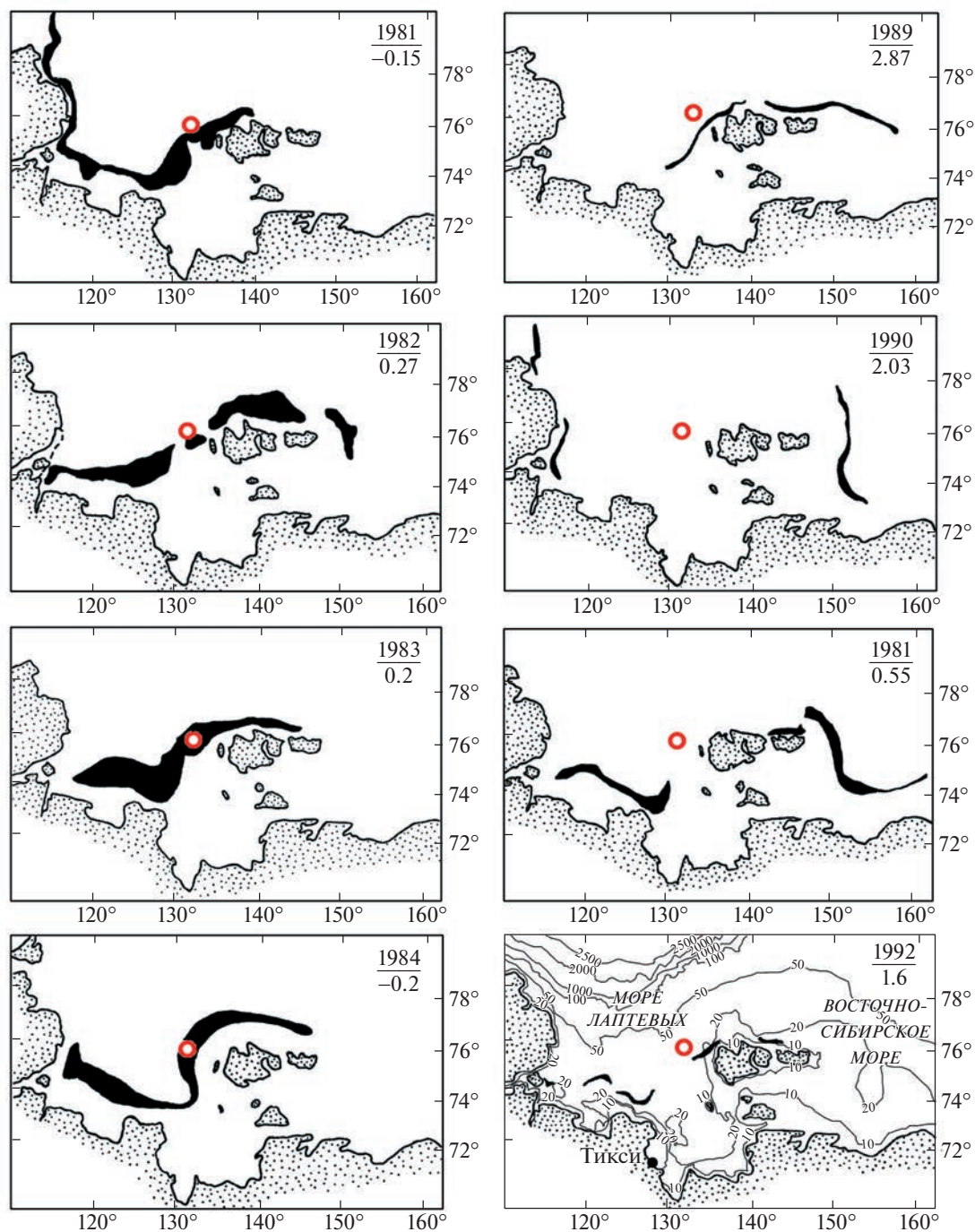


Рис. 1. Положение станции LV83-16 в сопоставлении с вариациями Сибирской полыньи в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского в марте (черная заливка) в годы с низкими (1981–1984) и высокими/положительными (1989–1992) значениями индекса АО [18]. Цифрами в верхнем правом углу показаны год/значение индекса зимней АО.

щадь, время существования) зимних полыней в зависимости от зимней АО, в том числе в море Лаптевых, ранее не проводились. Имеется точка зрения, что барическая ситуация, обеспечивающая отжимной ветровой дрейф льдов из моря Лаптевых, и, соответственно, развитие полыней, возникает преимущественно при низких значениях индекса АО [3, 5, 7, 9]. Проведенное нами

сопоставление развития полыней для серий лет с низким (1981–1984) и высокими (1989–1992) значениями АО (рис. 1) подтверждает это мнение. Основываясь на указанном, при дальнейшем обсуждении результатов используется положение, что активизация Ленской полыни, в районе которой находится изучаемая колонка, происходит в годы с низкими значениями индекса АО.

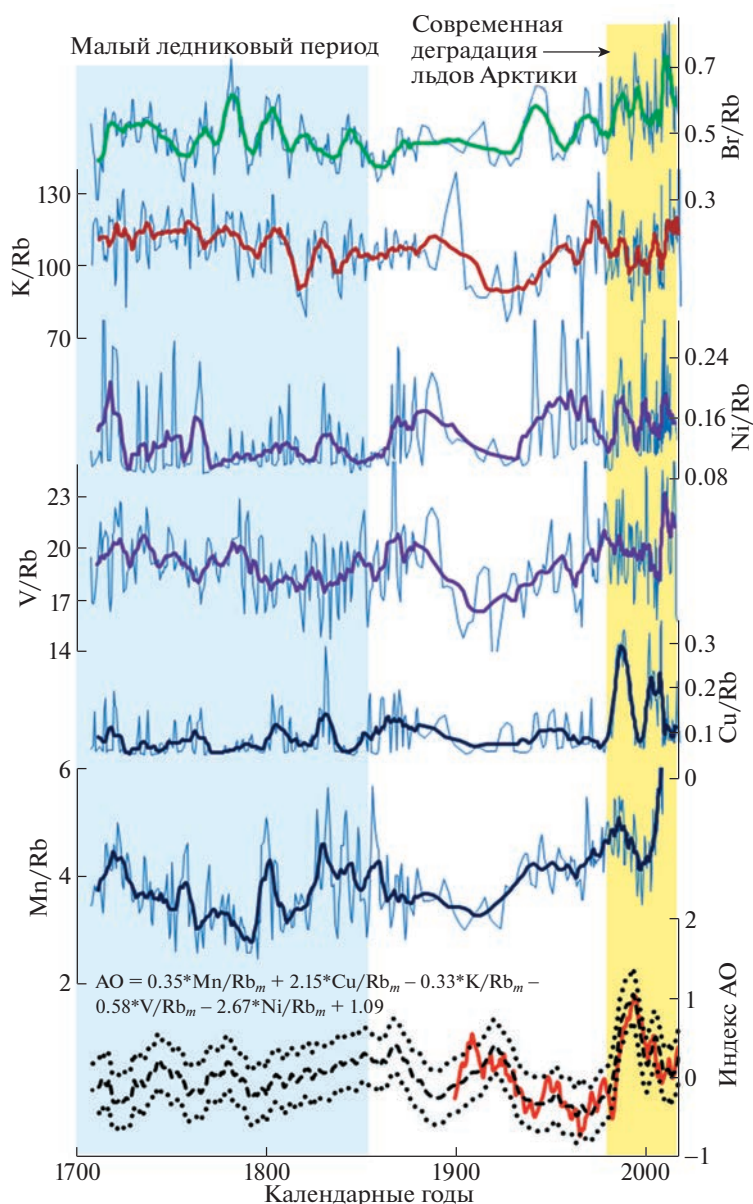


Рис. 2. Результаты реконструкции индекса арктической осцилляции для последних 300 лет по колонке LV83-16, вариации содержаний Br/Rb и химических элементов, использованных в трансферной функции. На диаграмме АО красной линией показаны измеренные значения индекса АО, штриховой — реконструированные, точечными линиями — границы 95%-ного доверительного интервала реконструкции.

В формулу (1) с отрицательным знаком входят редокс-чувствительные элементы аноксидных обстановок (V, Ni) и литогенный элемент калий. С положительным знаком входят редокс-чувствительные элементы оксидных обстановок — марганец и медь. Вхождение их в формулу можно рассматривать исходя из установленных ранее закономерностей формирования ТФ для реконструкции продолжительности безледного периода (IF) и аномалий среднегодовой температуры (ΔT) в этой точке [14, 15]. Набор элементов, входящих в формулу, свидетельствует, что основные различия в химическом составе накапливающих-

ся донных осадков, связанные с вариациями АО, определяются изменениями редокс-условий придонных вод. Аноксидность их усиливается в периоды с низкими значениями АО и, соответственно, с большей площадью зимней полыньи. Такой механизм может реализоваться благодаря постоянному ледообразованию в зимних полыньях с формированием сильно осолоненных вод, опускающихся в придонные горизонты и определяющих стратификацию вод на шельфе [3, 18]. В летне-осенний период стратификация еще более усиливается из-за прогрева поверхностных вод и поступления распресненных и теплых реч-

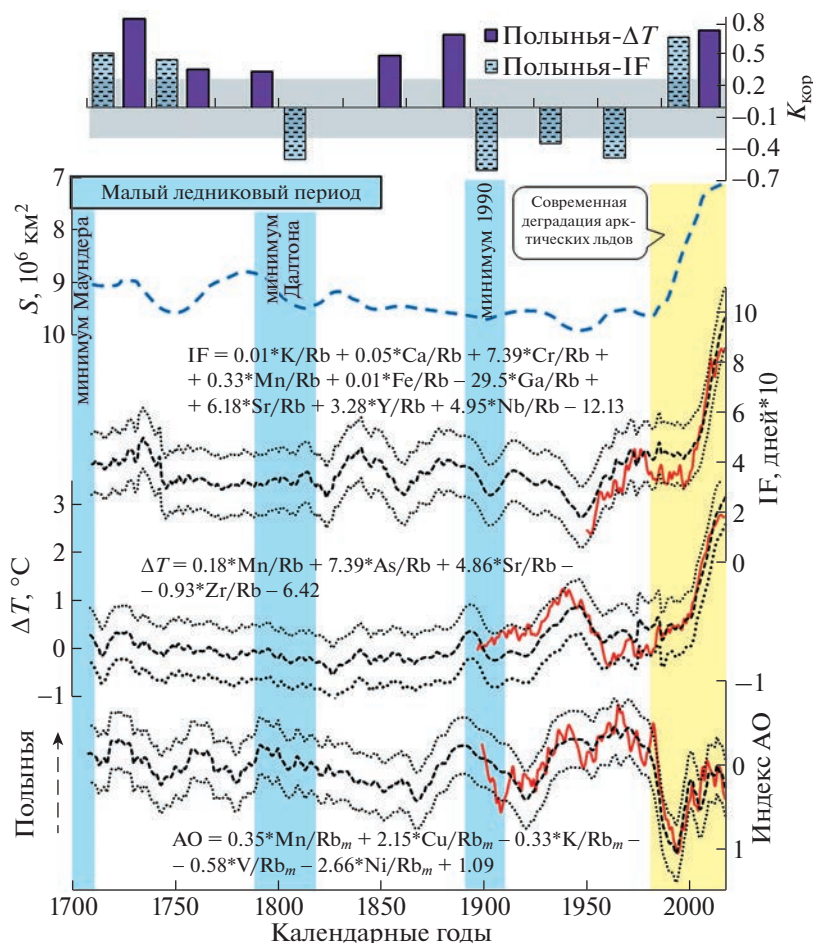


Рис. 3. Сопоставление реконструированной площади зимней полыньи и АО с продолжительностью безледного периода (IF), среднегодовой температурой воздуха (ΔT) [15] и площадью ледяного покрова Арктики в сентябре (S) [20] за последние 300 лет. Показаны только значимые величины (>0.3 при $n = 30$, $q = 0.95$) коэффициента корреляции ($K_{\text{корр}}$) между площадью полыньи, IF и ΔT .

ных вод. В этих условиях после зимы с интенсивным развитием полыньи вертикальное перемешивание вод шельфа длительное время затруднено и в придонных водах образуется дефицит кислорода, что способствует накоплению в осадках редокс-чувствительных элементов аноксидных обстановок (в данном случае V, Ni) и обеднению осадков элементами оксидных обстановок (Mn, Cu). Наличие аноксидных обстановок в зимний и летний сезоны на этом участке шельфа, с содержанием кислорода в придонных водах менее 5.5 мл/л, подтверждено инструментальными измерениями [19].

Ограниченное перемешивание вод шельфа в годы с низкими индексами зимней АО и после них способствует также накоплению в осадках тонкозернистого материала, обогащенного глинистыми минералами и, соответственно, калием. Это определило включение в формулу (1) калия с отрицательным знаком. Характерно, что биогенные элементы (Ca, Sr, Br), которые на этой стан-

ции (рис. 3) и в других районах [14, 16], входят в трансферные функции IF и ΔT , не вошли в формулу (1). Это указывает на незначительное влияние зимних полыней на годовую первичную биопродуктивность из-за отсутствия солнечной радиации в это время.

Полученная реконструкция АО сопоставлена с выполненными ранее [14, 15] для этой колонки реконструкциями продолжительности безледного периода и среднегодовой температуры воздуха (рис. 3). На рис. 3 в качестве индикатора распространенности полыньи принято обратное значение индекса АО. Для сопоставления изменчивости вариаций площади полыньи с другими климатическими параметрами был выполнен корреляционный анализ распространения полыньи ($-AO$) с IF и ΔT по тридцатилетним периодам. На рис. 3 показаны только значимые ($>\pm 0.3$) величины этих коэффициентов. Из него следует, что вариации площади полыньи и продолжительности безледного периода за реконструированный период не

демонстрируют единую тенденцию. Существует мнение, что развитие полыней зимой приводит к уменьшению ледовитости в последующий летний сезон и, даже, в последующие сезоны [4]. Из рис. 3 следует, что возможна обратная корреляция, т.е. в годы с большей площадью зимней заприпайной полыни в море Лаптевых возможен короткий безледный период, а площадь арктических льдов в летний сезон увеличивается. Некоторыми исследователями это объясняется большим количеством новых льдов, продуцируемых полынями Арктики за зиму [1, 5].

Полыня и среднегодовая температура воздуха проявляют только положительную корреляцию в случае ее значимой величины (рис. 3). С одной стороны, это не противоречит существующему мнению о более высоких температурах в высокоширотных районах при отрицательной фазе АО из-за усиления субмеридионального переноса воздушных масс [8, 12]. Возможно, и наиболее вероятно следует из наших исследований, влияние полыни на температуру воздуха окружающих районов из-за контакта его с открытой морской поверхностью зимой или выделения тепла при ледообразовании [3, 8]. Синхронные изменения значения ΔT и $-AO$, до, по крайней мере 1950–1960 гг., хорошо демонстрируются рис. 3. В последние же 40–70 лет среднегодовая температура воздуха и продолжительность безледного периода стабильно увеличиваются, площадь арктических льдов соответственно стабильно уменьшается, а зимняя АО изменяется разнонаправленно (рис. 3). Существует мнение, что на ледовые условия Арктики в эти годы в большей мере влияли процессы в атмосфере и океане, стимулированные деятельностью человека [2, 12, 13]. Выявленная рассинхронизация такого важного климатического параметра, как АО, регионального климата и ледовитости также, возможно, определяется глобальными климатическими изменениями. Нельзя исключать, однако, что ранее подобные события происходили и по природным причинам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что вариации химического состава накапливающихся донных осадков в центральной части моря Лаптевых зоне влияния Ленской полыни в значительной мере определяются изменчивостью редокс-условий придонных вод. Это было использовано для реконструкции методом трансферных функций изменчивости зимней полыни через значения индекса зимней арктической осцилляции, для которой имеется ряд непрерывных наблюдений в последние 120 лет. Реконструкция для последних 300 лет вариаций зимней полыни с использованием трансферной функции, связываю-

щей химический состав накопившихся в это время донных осадков и значения АО, выявило влияние полыни на увеличение среднегодовой температуры воздуха. Отмечена различная направленность влияния полыни на продолжительность безледного периода в последние десятилетия. Влияние антропогенной деятельности на развитие зимней полыни и на индекс АО требует специального изучения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны М.С. Мельгунову, А.В. Дарьину, И.А. Калугину за выполнение высокотехнологичных лабораторных исследований, А.В. Рубчене за обсуждение некоторых положений работы, а также двум анонимным рецензентам за ценные замечания, значительно улучшившие качество статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 21-17-00081). Экспедиционные работы поддерживались Министерством науки и высшего образования РФ (проект 121021700342-9). В работе частично использованы компьютерные программы, разработанные в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе СПб.: Гидрометеиздат. 1996. 213 с.
2. Львова Е.В., Животовская М.А., Заболотских Е.В., Балашова Е.А., Барановский С.В. Характеристики заприпайных полыней Карского моря по данным спутниковых микроволновых измерений сплоченности морского льда // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 7. С. 203–214.
3. Купецкий В.Н. Стационарные полыни в замерзающих морях // Вестн. Ленинградского ун-та. 1958. № 12. С. 172–184.
4. Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В. Роль зимних заприпайных полыней в формировании ледовых и гидрологических условий в морях Сибирского шельфа в летний период // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 65–74.
5. Darby D.A., Ortiz J.D., Grosch C.E., Lund S.P. 1500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift // Nature geoscience. 2012. V. 5. P. 897–900.
6. Крutmских Б.А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах Л.: Гидрометеиздат. 1978. 91 с.
7. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № 6. P. 12493–12514.

8. *Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L.* On the response of sea ice to the Arctic Oscillation // *J. Clim.* 2002. V. 15. P. 2648–2668.
9. *Morison J., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways // *Nature*. 2012. V. 481. P. 66–70.
10. *Magny M.* Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements // *Quat. Int.* 2004. V. 113. P. 65–79.
11. *Lamy F., Arz H.W., Bond G.C., Bahr A., Pätzold J.* Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation // *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA1008.
12. *Плотников В.В., Вакульская Н.М., Мезенцева Л.И., Дубина В.А., Пустошнова В.И.* Изменчивость ледовых условий в Чукотском море и их связь с арктической осцилляцией // *Известия ТИНРО*. 2020. Т. 200. № 1. С. 155–167.
13. *Лемешко Е.Е., Лемешко Е.М., Новицкая В.П.* Влияние арктической осцилляции на формирование режимов циркуляции вод в секторе Северного, Норвежского и Баренцева морей // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2021. № 2. С. 47–64.
14. *Астахов А.С., Калугин И.А., Ши Сюефа, Аксентов К.И., Дарьин А.В., Ху Лимин, Бабич В.В., Мельгунов М.С., Плотников В.В.* Роль ледяного покрова в формировании химического состава донных осадков восточно-сибирского шельфа // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 6. С. 526–540.
15. *Astakhov A.S., Aksentov K.I., Babich V.V., Darin A.V., Kalugin I.A., Melgunov M.S., Sattarova V.V., Hu L., Shi X.* Ice Coverage of the Laptev Sea and Air Temperature Variation during Recent Centuries: Observed Data and Reconstructions Using a Geochemical Proxy // *Curr. Chinese Sci.* 2022. V. 2. № 3. P. 198–212.
16. *Astakhov A.S., Babich V.V., Shi X., Hu L., Obrezkova M.S., Aksentov K.I., Alatorce A.V., Darin A.V., Kalugin I.A., Karnaukh V.N., Melgunov M.S.* Climate and Ice conditions of East Siberian Sea during Holocene: reconstructions based on sedimentary geochemical multiproxy // *The Holocene*. 2023. V. 33. № 1. P. 3–13.
17. *Бабич В.В.* Итерационный метод целевого классифицирования и упорядочения объектов / В кн: *Распознавание образов в задачах качественного прогноза рудных месторождений*. Глава 6. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 1980. С. 59–67.
18. *Луков А.Ю.* Экосистема Сибирской полярной пустыни. Москва: Научный мир, 1999. 334 с.
19. *Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане*. 2007. Ред.: Фролов И.Е. СПб: ААНИИ, 2008, 85 с.
20. *Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G.* Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. № 7374, 509.

THE WINTER LAPTEV SEA POLYNIA AND ARCTIC OSCILLATION DURING THE LAST 300 YEARS: RECONSTRUCTIONS ON GEOCHEMICAL PROXY

A. S. Astakhov^{a, #}, V. V. Babich^b, A. Yu. Gukov^c, and A. V. Alatorce^a

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

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

^c Yakutsk Department of Hydrometeorology, Tiksi, Republic of Sakha (Yakutia), Russian Federation

[#] E-mail: astakhov@poi.dvo.ru

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh March 2, 2023

It is shown that the area of winter Siberian polynya in the Laptev Sea has a negative correlation with the Arctic oscillation index (AO) for the winter period. Using this, a transfer function has been developed that connects the variations of winter polynya (the time series of the winter AO) and the geochemical time series of bottom sediments accumulated during the instrumental period (1898–2018) in the zone of distribution of the Lena polynya. The influence of winter polynya on sedimentation is determined by the formation of highly saline and cold waters entering to the bottom horizons. During the summer and in subsequent seasons, they determine the stratification of the water column of the shelf and make it difficult to convection. As a result, an oxygen deficit is formed in the bottom horizons, and the bottom sediments are enriched with redox-sensitive elements of anoxic environments and depleted of redox-sensitive elements of oxic environments. Reconstructions using the developed transfer function of the polynya during the last three centuries showed that its active development increases the average annual air temperature in the adjacent areas, but multidirectional affects the duration of the ice-free period.

Keywords: paleoclimatology, bottom sediments, geochemistry, winter polynya, Arctic oscillation, Laptev Sea, transarctic drift

УДК 550.422 (98)

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ФОН РТУТИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

© 2023 г. К. И. Аксентов^{1,*}, В. В. Саттарова¹, А. С. Астахов¹, Суэфа Ши², М. В. Иванов¹,
А. В. Алаторцев¹, Д. В. Ким¹

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 13.03.2023 г.

Поступило 13.03.2023 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принято к публикации 28.03.2023 г.

На основе датированных кернов донных отложений были выбраны слои, накопленные в доиндустриальный период. В них определены концентрации ртути, которые являются геохимическим фоном для выбранных акваторий. Изменчивость концентраций ртути в отложениях внутреннего шельфа мала (20–30 мкг/кг) и может использоваться как основа для экологической оценки при хозяйственном освоении арктических регионов.

Ключевые слова: ртуть, Арктика, донные осадки

DOI: 10.31857/S2686739723600443, **EDN:** RYIATO

Быстрые климатические изменения наиболее чутко проявляются в арктическом регионе. Наблюдаемое потепление создает перспективы для освоения территорий высоких широт и интенсификации эксплуатации Северного Морского пути, что неизбежно приведет к поступлению загрязняющих веществ в прибрежные акватории и накоплению их в донных отложениях. Так же донные отложения являются ретроспективным интегрированным показателем изменения окружающей среды. Одним из опасных поллютантов является ртуть, оказывающая нейротоксическое воздействие. Геологи оценили содержание ртути в почве в областях вечной мерзлоты и обнаружили, что в ней содержится примерно в два раза больше ртути, чем в остальной почве, а также океанах и атмосфере, вместе взятых [1]. При таянии вечной мерзлоты возможно дополнительное поступление ртути в арктические морские экосистемы. Обширные области восточной Сибири заняты вечной мерзлотой, которая в настоящее время деградирует, и тем самым талый материал может выноситься в акваторию шельфа. Гумификация и таяние вечной мерзлоты приводят к увеличению

содержания самой токсичной и биодоступной формы ртути в морской воде – метильной [2]. Количество метильной формы зависит от общего количества ртути. В отсутствие прямых наблюдений оценку динамики поступления ртути возможно провести лишь по донным отложениям.

В нашей работе поставлена цель оценить геохимический фон ртути в донных отложениях, т.е. те концентрации, которые были накоплены в доиндустриальный период. Для этого были выбраны керны донных отложений, которые датированы радиоизотопным методом на основе свинца-210 (рис. 1). Определение ртути выполнено на атомно-абсорбционном спектрометре PA915M с пиролитической приставкой ПИРО915+. Элементный состав определялся рентген-флуоресцентным методом на спектрометре Delta DPO 2000 Olympus. Точность определения элементов проверялась по международным стандартам донных отложений HISS-1, MESS-4, PACS-3, BCR-277. Органический углерод определялся в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН на атомно-абсорбционном спектрометре “Shimadzu” TOC-L с приставкой для анализа твердых проб SSM-5000A. Для полученных аналитических данных была выполнена z-стандартизация и проведена обработка основными статистическими методами (корреляционный, кластерный и факторный анализы).

Изучаемые керны донных отложений сложены в основном алевроит-пелитовыми частицами, доля песка увеличивается в отложениях, распространенных на внутреннем шельфе в зонах влияния крупных рек (Лена, Индигирка, Колыма).

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Дальневосточное отделение Российской академии наук, Владивосток, Россия

² Первый институт океанографии Министерства природных ресурсов КНР, Ксианксиалинг роуд 6, Циндао, 266061 КНР

*E-mail: aksentov@poi.dvo.ru

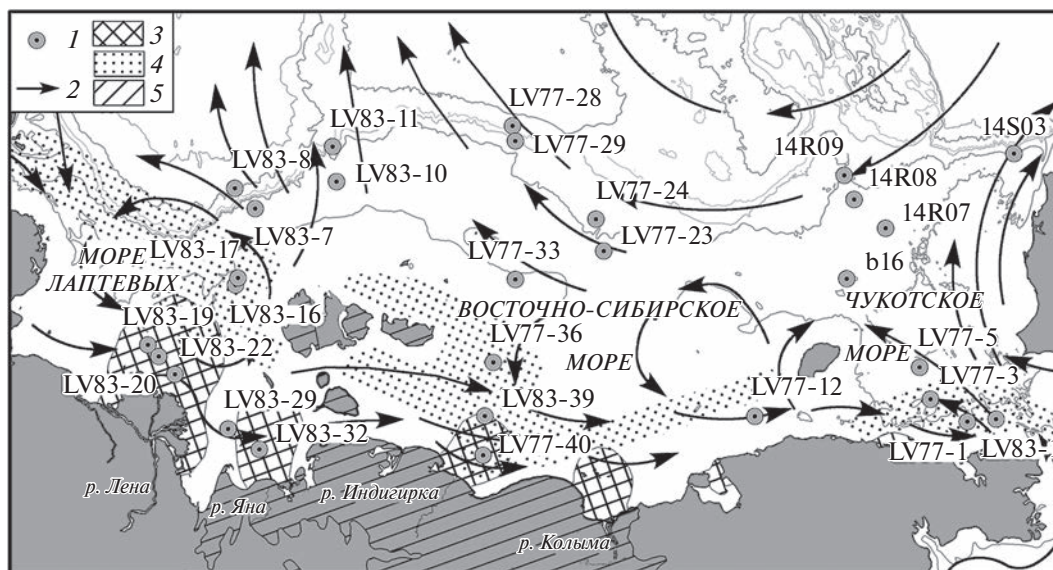


Рис. 1. Карта-схема района исследований. 1 — станции отбора донных отложений; 2 — поверхностные течения; 3 — зона интенсивного судоходства [3]; 4 — вынос реками и приливно-отливными течениями промышленных, портовых, военных отходов, сточные воды; 5 — повсеместное развитие ледового комплекса [4].

Окисленный слой (от коричневого до светло-коричневого) залегает в поверхностных горизонтах мощностью от первых сантиметров на внутреннем шельфе и до 30–50 см на внешнем шельфе и склоне. Доля биогенных компонентов (диатомовые, радиолярии, спикулы губок) возрастает в донных отложениях Чукотского моря. Современные скорости осадконакопления на внутреннем шельфе составляют 0.15–0.20 см/год, на внешнем шельфе и глубоководных частях уменьшаются до 0.02–0.05 см/год [5–8].

Распределение ртути и других химических элементов представлено в табл. 1. Наблюдается тренд увеличения концентраций ртути в донных отложениях от внутреннего (глубина менее 50 м) шельфа к склону. Фоновые концентрации ртути в донных отложениях внутреннего шельфа изучаемых морей находится на уровне 20–32 мкг/кг. Исключение составляют донные отложения внутреннего шельфа юго-восточной части моря Лаптевых (станции LV83-29 и LV83-32) (рис. 1), концентрации ртути в которых составляют 38–39 мкг/кг. Здесь обнаружены железомарганцевые образования, что говорит о специфических геохимических условиях, в которых ртуть может дополнительно сорбироваться гидроокислами железа и марганца. Данный факт требует отдельного изучения. Донные отложения внешнего шельфа (от 50 до 200 м) характеризуются повышенным уровнем ртути с концентрациями 40–56 мкг/кг, при этом максимальная концентрация (66 мкг/кг) обнаружена в Восточно-Сибирском море. Глубоководные отложения опробованы на склонах морей Лаптевых и Восточно-

Сибирского, где концентрации ртути составили 32–34 и 41–50 мкг/кг соответственно (табл. 1).

На основе статистического анализа были выделены ассоциации химических элементов (рис. 2), отражающие векторы геохимической дифференциации осадочного процесса. Первый фактор объясняет 26% дисперсии, который сформирован положительными значениями Zn, Hg, Cu, Fe и отрицательными Zr, Sr. Данный фактор можно интерпретировать как субширотную зональность — изменение фациальных условий от прибрежных со значимым содержанием грубозернистых фракций до глубоководных илов (“красных глин”). Второй фактор объясняет 23% общей дисперсии и сформирован положительными значениями Al, K, Ti, Y, Nb и отрицательными Ca. Данный фактор отражает субмеридиональную зональность — уменьшение влияния терригенного материала, выносимого крупными сибирскими реками и увеличение доли биогенных морских компонентов в направлении с запада на восток (от моря Лаптевых к Чукотскому морю). Выделенные кластеры дополняют результаты факторного анализа по интерпретации литолого-геохимической дифференциации осадочного материала (рис. 2). Кластер I соответствует фациям донных отложений с преобладанием песчанистой фракции. Кластер II отражает влияние выносов терригенного материала различных геологических провинций бассейна реками Лена, Яна, Индигирка и абразии коренных пород побережья. Кластер III трудно однозначно интерпретировать, вероятно, его выделение на основе элементов, отражающих биогенные компоненты ($C_{орг}$, P, Mg), и серы, связано

Таблица 1. Содержание химических элементов в слоях донных осадков, накопленных в доиндустриальную эпоху

Станция	Глубина, м	Hg, мкг/кг	C _{орг} , %	Al, %	Si, %	Mn, %	Fe, %	Ca, %	Zr, мг/кг
море Лаптевых									
LV83-7	82	17	0.76	7.5	25.9	0.16	4.6	0.86	175
LV83-8	2450	32	0.96	8.6	24.5	0.29	5.4	0.82	153
LV83-10	77	33	0.89	7.0	22.5	0.39	4.6	0.70	172
LV83-11	975	34	1.01	8.3	23.9	0.36	5.5	0.72	145
LV83-16	41	25	1.30	7.9	25.1	0.06	4.8	0.81	161
LV83-17	49	27	1.10	7.9	25.5	0.06	4.5	0.79	177
LV83-19	30	10	0.51	6.2	30.2	0.03	2.1	1.12	346
LV83-20	31	18	0.73	7.3	29.3	0.03	2.7	1.18	248
LV83-22	24	38	1.83	8.6	26.4	0.04	4.9	0.80	164
LV83-29	15	39	1.45	7.9	26.5	0.25	4.6	0.93	175
LV83-32	19	38	1.44	8.6	26.6	0.06	4.9	0.60	183
Восточно-Сибирское море									
LV77-12	37	23	1.21	6.9	28.7	0.03	3.4	0.81	198
LV77-23	138	66	0.80	8.2	25.1	0.63	5.0	0.66	147
LV77-24	250	47	0.54	7.6	24.8	0.57	4.6	0.74	177
LV77-28	1375	41	0.73	8.8	24.5	0.49	5.8	0.89	141
LV77-29	370	50	0.69	8.2	24.6	0.45	5.2	0.93	154
LV77-33	46	42	0.83	8.4	26.3	0.13	5.0	0.56	167
LV77-36	35	32	0.80	8.1	26.5	0.08	4.5	0.59	188
LV77-40	13	22	0.73	8.6	31.0	0.09	4.0	0.66	265
LV83-39	27	29	0.80	8.1	27.2	0.07	4.3	0.67	211
Чукотское море									
14R07	73	26	1.22	6.3	26.9	0.03	3.8	1.01	143
14R08	181	56	1.51	7.4	26.8	0.05	4.4	0.93	134
14R09	184	55	0.99	7.1	26.5	0.57	4.3	1.10	184
14S03	172	39	1.63	7.4	26.3	0.03	4.6	1.03	133
B16	100	25	1.78	6.5	27.3	0.03	3.7	1.03	137
LV77-1	45	28	2.45	6.3	27.8	0.03	3.8	1.31	144
LV77-3	51	31	1.89	6.4	27.6	0.03	3.6	1.25	136
LV77-5	50	23	1.59	6.3	27.2	0.03	3.5	1.46	156
LV83-1	43	20	1.40	6.1	29.7	0.03	2.9	1.56	179

с перераспределением органического материала и процессами раннего диагенеза. Кластер IV образован элементами, отражающими хемогенную глубоководную седиментацию. Как видно из рис. 2, ртуть участвует в формировании фактора 1 и входит в ассоциацию элементов кластера IV, а также

дополнительно имеет значимые положительные корреляции с Al и Rb. Следовательно, на концентрирование ртути в донных отложениях доиндустриальной эпохи влияли сорбционные процессы на гидроокислах марганца и железа, и глинистых минералах. В то же время наблюдается

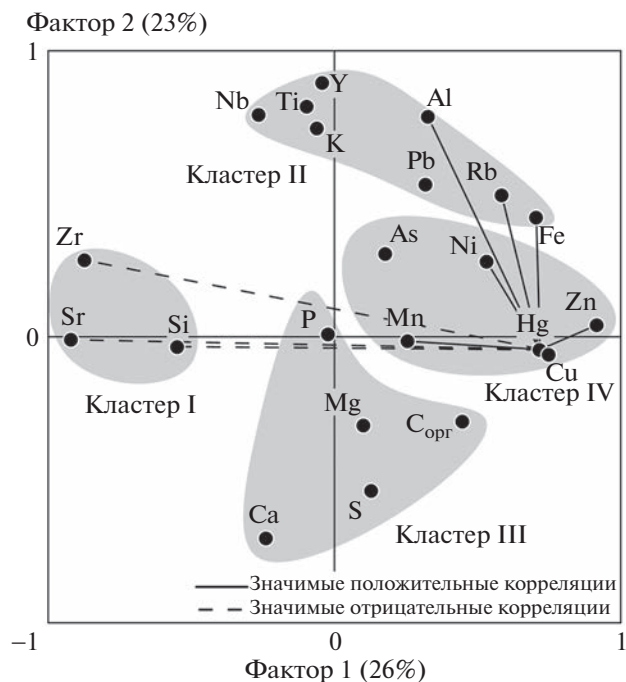


Рис. 2. Результаты статистической обработки аналитических данных.

отсутствие корреляции ртути с органическим углеродом, что, возможно, связано с его различным генезисом. Для моря Лаптевых превалирует терригенный источник. В то же время, в Чукотском море возрастает доля морского планктоногенного органического материала [4]. Распределение по гранулометрическим фракциям указывает на аккумуляцию ртути в тонкодисперсных фракциях (<2 и 2–8 мкм) с концентрациями 60–80 мкг/кг. В песчаных фракциях концентрации минимальны и соответствуют уровню 4–12 мкг/кг.

Для Чукотского моря существуют оценки фоновых концентраций ртути, сделанные другими исследователями. Согласно этим исследованиям, фоновые концентрации ртути находятся на уровне от 29 мкг/кг [9] до 37 мкг/кг [10]. В двух коротких кернах, отобранных в каньоне Геральд (Чукотское море), концентрации ртути в фоновых горизонтах находятся на постоянном уровне и составляют 40 и 45 мкг/кг [11].

На основе представленных данных следует, что уровень фоновых концентраций ртути зависит от литолого-фациальных условий осадконакопления. При этом для внутреннего шельфа, на который предполагается большее антропогенное воздействие в будущем, концентрации ртути имеют малую изменчивость и находятся на уровне 20–30 мкг/кг. Проведенные исследования создают предпосылки для пересмотра и разработки новых нормативов для санитарно-гигиенической оценки компонентов окружающей среды в инже-

нерных изысканиях и экологическом мониторинге.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Босина и Е.Г. Вологину за предоставление дополнительных проб донных отложений из Чукотского моря, Н.В. Зарубину, О.В. Суханову за определение органического углерода.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00469, <https://rscf.ru/project/22-27-00469>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schuster P.F., et al. Permafrost Stores a Globally Significant Amount of Mercury // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 3. P. 1463–1471.
2. Krabbenhoft D.P., Sunderland E.M. Global change and mercury // *Science*. 2013. V. 341. № 6153. P. 1457–1458.
3. Национальный атлас России: в 4 т. Т. 2. Природа. Экология. М.: Роскартография, 2007. 495 с.
4. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е., Мазуров А.К., Семилетов И.П. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Томский политехнический университет, 2016. 192 с.
5. Астахов А.С. и др. Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // *ДАН*. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490.
6. Астахов А.С. и др. Роль ледяного покрова в формировании химического состава донных осадков восточносибирского шельфа // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 6. С. 526–540.
7. Вологина Е.Г. и др. Реконструкция условий позднеголоценового осадконакопления по данным комплексного анализа колонки донных отложений Чукотского моря // *ДАН*. 2016. Т. 469. № 5. С. 597–601.
8. Вологина Е.Г. и др. Вещественный состав позднеголоценовых отложений южной части Чукотского моря // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 1. С. 84–94.
9. Trefry J.H., et al. Trace metals and organic carbon in sediments of the northeastern Chukchi Sea // *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 2014. V. 102. P. 18–31.
10. Wang J., et al. Ecological Risk Assessment of Trace Metal in Pacific Sector of Arctic Ocean and Bering Strait Surface Sediments // *Int. J. Environ. Res. Public Health*. 2022. V. 19. № 8. P. 4454.
11. West G., et al. Late Holocene Paleomagnetic Secular Variation in the Chukchi Sea, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2022. V. 23. № 5. P. e2021GC010187.

MERCURY BACKGROUND IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE EASTERN ARCTIC

**K. I. Aksentov^{a,#}, V. V. Sattarova^a, A. S. Astakhov^a, Xuefa Shi^b, M. V. Ivanov^a,
A. V. Alatorsev^a, and D. V. Kim^a**

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

^b *First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources of China, 6 Xianxialing Road, Qingdao, China*

[#] *E-mail: aksentov@poi.dvo.ru*

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh March 13, 2023

On the basis of dated bottom sediment cores, layers accumulated in the pre-industrial period were selected. They determine the mercury concentrations, which are the geochemical background for the selected water areas. The variability of mercury concentrations in the sediments of the inner shelf is small (20–30 µg/kg) and can be used as a basis for environmental assessment in the economic development of the Arctic regions.

Keywords: mercury, Arctic, bottom sediment

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 551.51; 534.2, 534-6

МЕТОД ДЕКОМПОЗИЦИИ В ЗАДАЧЕ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АНИЗОТРОПНОЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРЫ

© 2023 г. М. Н. Закиров^{1,2}, С. Н. Куличков^{1,2,*}, А. И. Чуличков^{1,2}, И. П. Чунчuzов¹, О. Е. Попов²,
А. А. Мишенин¹, Г. А. Буш¹, Н. Д. Цыбульская¹, Е. В. Голикова¹

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 30.01.2023 г.

Поступило 30.01.2023 г.

После доработки 02.02.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

Представлен новый метод декомпозиции (разложение на N и U-волны) инфразвуковых сигналов, соответствующих частичному отражению зондирующих импульсов N – волны от анизотропных атмосферных слоев и регистрируемых в областях геометрической тени на больших расстояниях от взрывов и извержений вулканов. Метод декомпозиции позволяет определять недоступные для определения другими методами вертикальные градиенты эффективной скорости звука (скорость звука плюс скорость ветра в направлении распространения).

Ключевые слова: инфразвуковые волны, анизотропная структура атмосферы, зондирование, метод декомпозиции

DOI: 10.31857/S2686739723600145, **EDN:** RXLYEK

ВВЕДЕНИЕ

В 80-х годах XX века академик А.М. Обухов – выдающийся ученый в области физики атмосферы высказал предположение, что земная атмосфера по своей структуре напоминает “кочан капусты” с многочисленными слоями [1].

На это указывает выявленная за последние десятилетия тонкослоистая структура атмосферы [2] в виде долгоживущих и спорадически возникающих анизотропных неоднородностей с вертикальными масштабами от десятков метров до единиц километров; горизонтальные масштабы в десятки и сотни раз превышают вертикальные; имеющих значительные (на порядок превышающие средние значения) вертикальные градиенты температуры и ветра на высотах верхней атмосферы (условно, 20–130 км).

Нами, впервые, было предложено, теоретически проработано и экспериментально реализовано новое направление изучения атмосферы – дистанционное акустическое зондирование анизотропной тонкой структуры нижней и верхней атмосферы (высоты 0–1 и 20–130 км) [3].

Разработанные методы основаны на исследованном нами явлении частичного (френелевского) отражения акустических волн от тонкослоистых неоднородностей в нижней и верхней атмосфере [3]. Для зондирования нижней атмосферы использовались акустические волны от детонационного генератора. Зондирование верхних слоев атмосферы осуществлялось с использованием инфразвуковых волн от наземных взрывов различной энергии и извержений вулканов на Камчатке и в Эквадоре [4].

Акустические методы, в отличие от традиционных, позволяют получить информацию о “мгновенных”, а не осредненных, как в других методах, вертикальных профилях температуры и ветра. При этом акустический метод не имеет ограничений для использования в наименее исследованной области стратомезосферы (высоты 30–60 км).

МЕТОД ДЕКОМПОЗИЦИИ ИНФРАЗВУКОВЫХ СИГНАЛОВ

В основе акустического зондирования лежит явление на отражения звуковых волн от тонкослоистых неоднородных структур в атмосфере. При этом в области тени регистрируются только частично отраженные сигналы, анализируя которые можно оценить вертикальное распределение и параметры тонкослоистой структуры атмосферы (вертикальные градиенты, толщины слоев).

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской академии наук, Москва, Россия

² Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия

*E-mail: snk@ifaran.ru

Ранее нами был предложен способ восстановления вертикального распределения анизотропных структур в верхней атмосфере на основе взаимосвязи спектров зарегистрированных на земной поверхности инфразвуковых сигналов, рассеянных на анизотропных неоднородностях температуры и скорости ветра и спектров вертикального распределения самих этих неоднородностей [4]. Второй метод основан на разложении (декомпозиции) регистрируемого в области геометрической тени продолжительного акустического сигнала на отдельные его составляющие, соответствующие различным высотам частичного отражения от неоднородностей и приходящих в пункт наблюдений с различными интервалами времени.

Форма волновых профилей акустических сигналов, частично отраженных от отдельных неоднородных слоев, формируется из формы N -волны путем сдвига фаз всех ее спектральных компонент на фазу Φ -коэффициента отражения, $\Phi \in [-\pi/2; +\pi/2]$. При $\Phi = \pi/2$ отраженная волна имеет вид, названный U -волной, и все отраженные волны можно представить в виде суперпозиции U - и N -волн, сумма квадратов модулей их коэффициентов дает энергию отраженной волны. Фазу коэффициента частичного отражения звука можно определять, в частности, с использованием различных моделей кусочно-линейного вертикального профиля квадрата акустического показателя преломления [3].

Метод декомпозиции определим как метод разложения регистрируемого продолжительного акустического сигнала на отдельные его составляющие в виде N - и U -волн, соответствующих различным высотам частичного отражения и приходящих в пункт наблюдений с различными интервалами времени.

Предлагаемый метод имеет некоторую схожесть с общеизвестным методом вейвлет-анализа,

но здесь регистрируемый сигнал разлагается на отдельные его составляющие N - и U -волны, имеющие ясную физическую природу, а не на некоторые вейвлеты, физический смысл которых не так очевиден [5].

Амплитуда N -волны дается формулой:

$$N(t) = \begin{cases} -t, & |t| \leq \delta \\ 0, & |t| > \delta \end{cases}, \quad (1)$$

а Фурье-спектр U -волны отличается от спектра N -волны умножением всех ее отрицательных составляющих на $e^{+i\pi/2}$, а положительных — на $e^{-i\pi/2}$.

Зададим регистрируемый сигнал $\xi(t)$ как суперпозицию U - и N -волн, поступающих на приемные акустические микрофоны с некоторой задержкой, и шумовой погрешности:

$$\xi(t) = \sum_{k=1}^K [a_k N(t - t_{0,k}) + b_k U(t - t_{0,k})] + v(t), \quad (2)$$

$$t = t_1, \dots, t_n.$$

Сигнал регистрируется в моменты времени $t = t_1, \dots, t_n$, погрешности $v(t)$, $t = t_1, \dots, t_n$, — некоррелированы, обладают нулевым средним, дисперсией σ^2 , не зависящей от t .

При оценке ширины δ для N -волны используется связь δ с частотой $f_{\max}$, на которой достигается максимум спектральной мощности суперпозиции U - и N -волн: $\delta \approx 1/(3f_{\max})$.

Задача декомпозиции состоит в оценке числа K регистрируемых U - и N -волн, их амплитуд a_k, b_k и времен задержек $t_{0,k}$, $k = 1, \dots, K$.

При заданном K при гауссовой погрешности оценки параметров $t_{0,k}, a_k, b_k$, $k = 1, \dots, K$, получим как оценки максимального правдоподобия, что приводит к задаче на минимум:

$$\inf_{t_{0,1}, \dots, t_{0,K}, a_1, \dots, a_K, b_1, \dots, b_K} \inf_f \frac{1}{\sigma^2} \sum_{j=1}^n \left| \xi(t_j) - \sum_{k=1}^K [a_k N(t_j - t_{0,k}) + b_k U(t_j - t_{0,k})] \right|^2. \quad (3)$$

Для оценки числа K обозначим через $\alpha_K(\xi)$ значение минимума в (3) и заметим, что распределение $\alpha_K(\xi)$ аппроксимируется распределением Пирсона χ^2_{n-3K} с $n - 3K$ степенями свободы. Максимум плотности этого распределения достигается при $x = x_0 = n - 3K - 2$, следовательно, наиболее вероятные значения $\alpha_K(\xi)$ лежат в окрестности x_0 . Таким образом, увеличивая число слагаемых в (2) и (3), начиная с $K = 1$, добиваемся того, чтобы значение случайной величины $\alpha_K(\xi)$ попало в окрестность $n - 3K - 2$.

Оценки числа волн K и времен задержек $t_{0,k}$, $k = 1, \dots, K$, получаем минимизацией (3). При заданном K используется стандартная процедура нелинейной минимизации. Важную роль при этом играет выбор начального приближения. Для этого предполагается, что в (2) формально $K = n$, т.е. в каждой точке $t = t_1, \dots, t_n$ начинается участок N -волны с коэффициентом a_k и участок U -волны с коэффициентом b_k , $t = t_1, \dots, t_n$, однако большинство из этих коэффициентов равно нулю. Не принимая во внимание равенств этих коэффициентов нулю, оценим значения коэффициентов a_k, b_k , $t = t_1, \dots, t_n$, методами линейной ре-

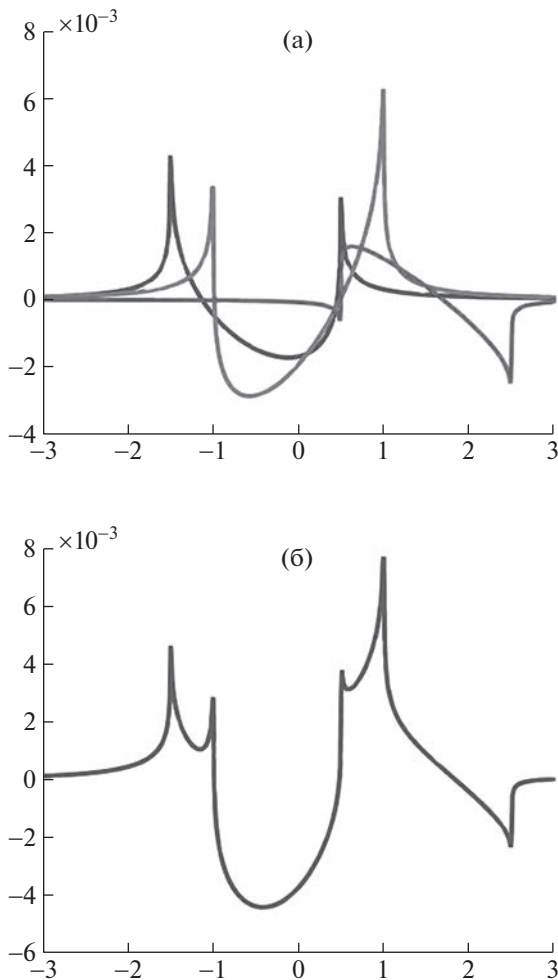


Рис. 1. Три составляющие сигнала в виде комбинаций U - и N -волн (а) и их сумма (б).

грессии либо, если погрешность линейной регрессии неприемлемо велика, методами теории измерительно-вычислительных систем [6]. График оценки энергии $|\hat{a}_k|^2 + |\hat{b}_k|^2$ k -й волн, $k = 1, \dots, N$, от k выглядит как набор пиков. Число пиков, энергия которых превышает энергию шумовой погрешности, задает число K U - и N -волн, их положение на временной оси соответствует временам задержек $t_{0,k}$, $k = 1, \dots, K$.

Пример декомпозиции сигнала приведен на рис. 1, сверху — график амплитуд этих волн с разными фазовыми множителями и временами задержек в зависимости от времени, снизу — их суперпозиция. Используются условные единицы.

На рис. 2 — график зависимости энергии $|\hat{a}_k|^2 + |\hat{b}_k|^2$ U - и N -волн на каждом участке, $k = 1, \dots, n$, полученные методом линейной регрессии и методом теории измерительно-вычислительных систем соответственно.

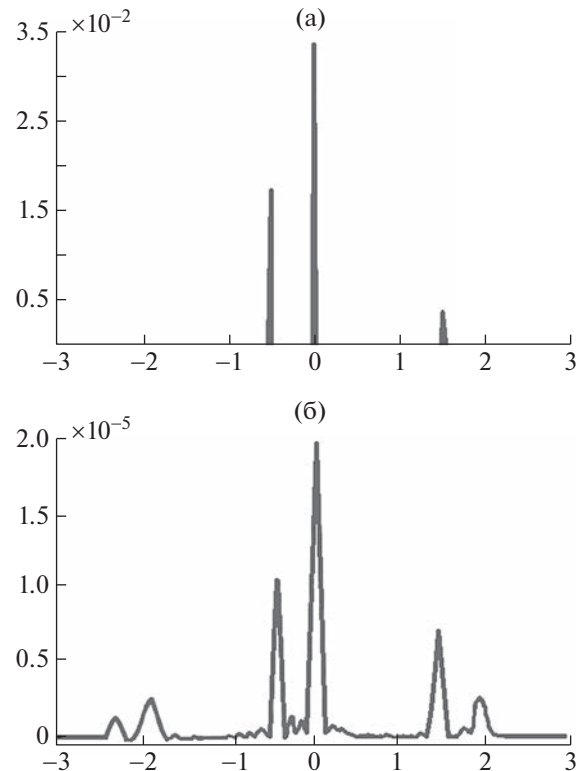


Рис. 2. По вертикали — оценка энергии U - и N -волн (усл. ед.), начинающихся в момент времени t (по горизонтали, усл. ед.): методом линейной регрессии (а), методом теории измерительно-вычислительных систем (усл. ед.) (б).

Видны три пика, соответствующие временам задержек каждой из трех U - и N -волн. Наиболее адекватной оценкой времен задержек в этом случае является оценка линейной регрессии — четко видно три пика, соответствующие трем линейным комбинациям U - и N - волн. На практике разумно воспользоваться методами теории измерительно-вычислительных систем, дающими устойчивые оценки [6].

Пример результата разложения методом декомпозиции инфразвукового сигнала, зарегистрированного в области геометрической тени на расстоянии 305 км от взрыва, показан на рис. 3.

Рассмотрим работу алгоритма на сигналах, полученных 19 апреля 1991 г. в Цимлянске. На рис. 4 а показан исходный сигнал, рис. 4 б содержит результат декомпозиции с использованием первых 10 волн с наибольшей амплитудой. Видно, что метод аппроксимирует всплески сигнала, причем основная энергия сосредоточена в паре волн в районе 105 с, также имеются приходы около 130 и 170 с гораздо меньшей амплитудой. Рисунок 5 а иллюстрирует зависимость квадрата амплитуд волн от их положения: точки на графике характеризуют величину коэффициентов вол-

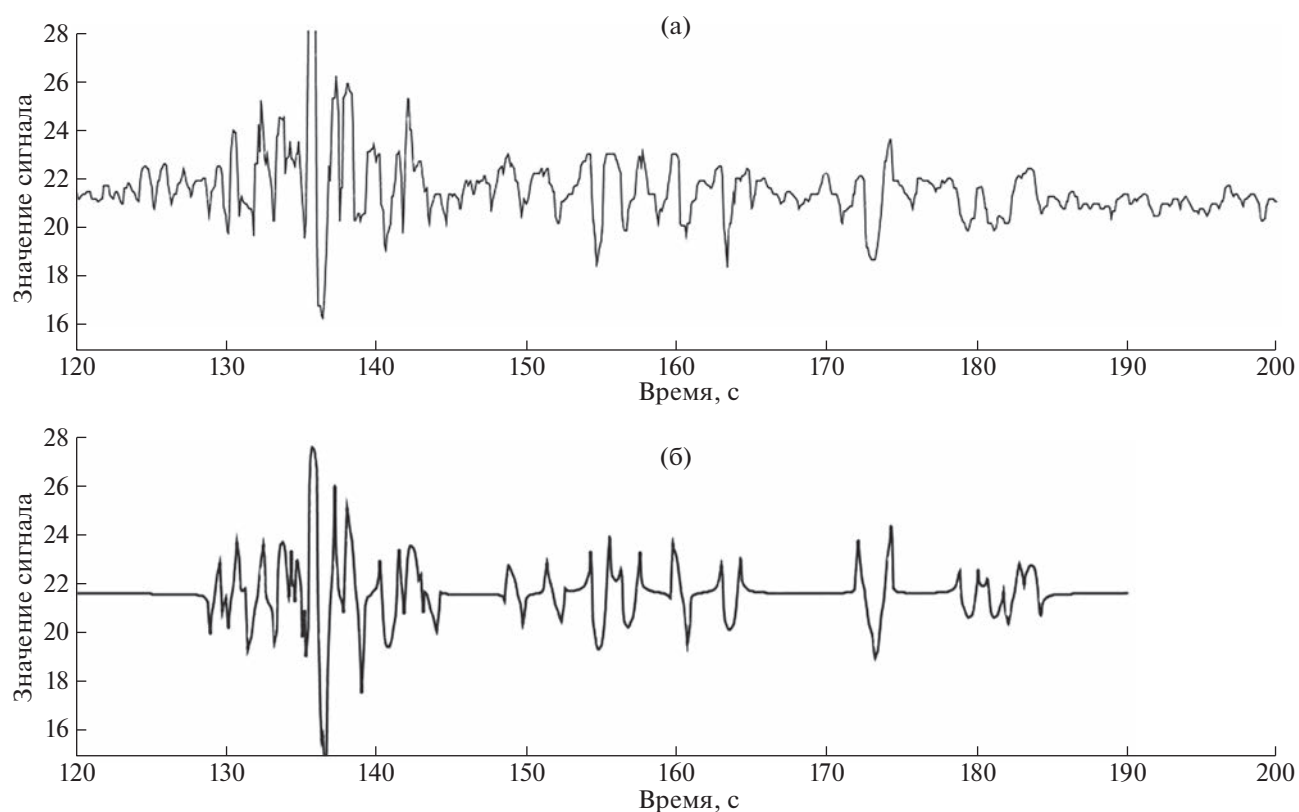


Рис. 3. Инфразвуковой сигнал, зарегистрированный в области геометрической тени (а) и результат его разложения (б) методом декомпозиции.

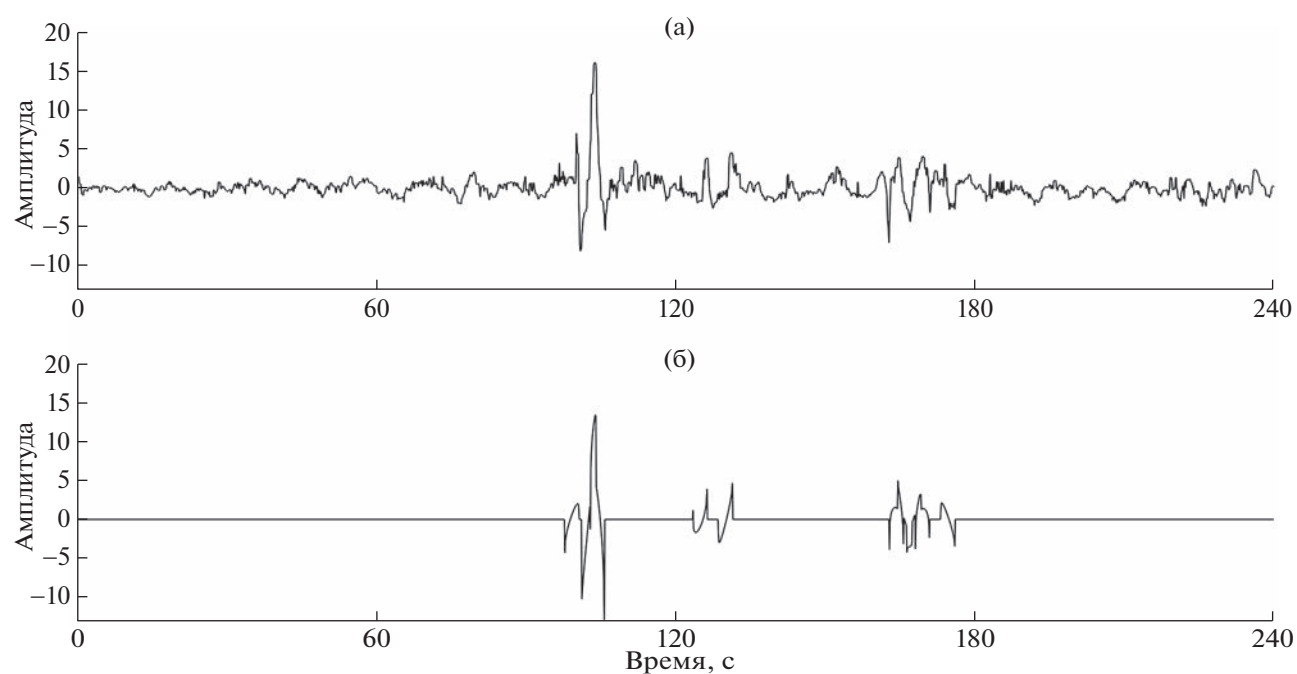


Рис. 4. Инфразвуковой сигнал, полученный в Цимлянске (а), начало соответствует 19.04.91 15:03, и его аппроксимация с помощью 10 первых N - и U -волн (б).

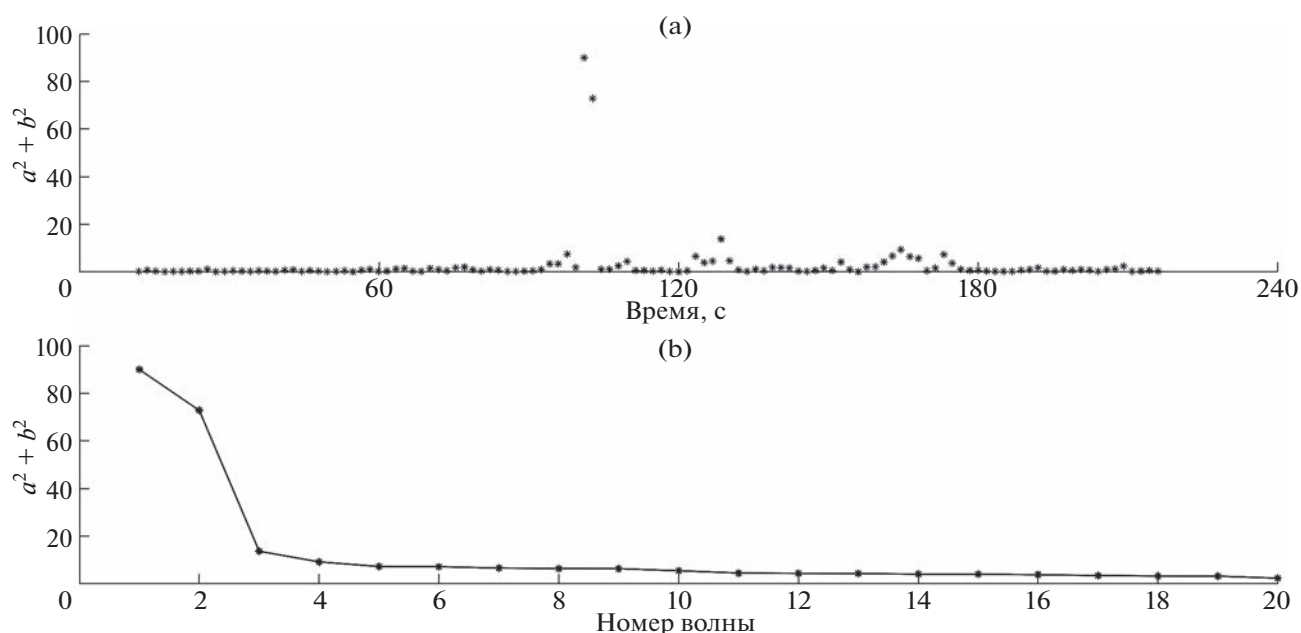


Рис. 5. Зависимость квадрата амплитуды волн от их положения (а) и график распределения коэффициентов, отсортированных по убыванию (б).

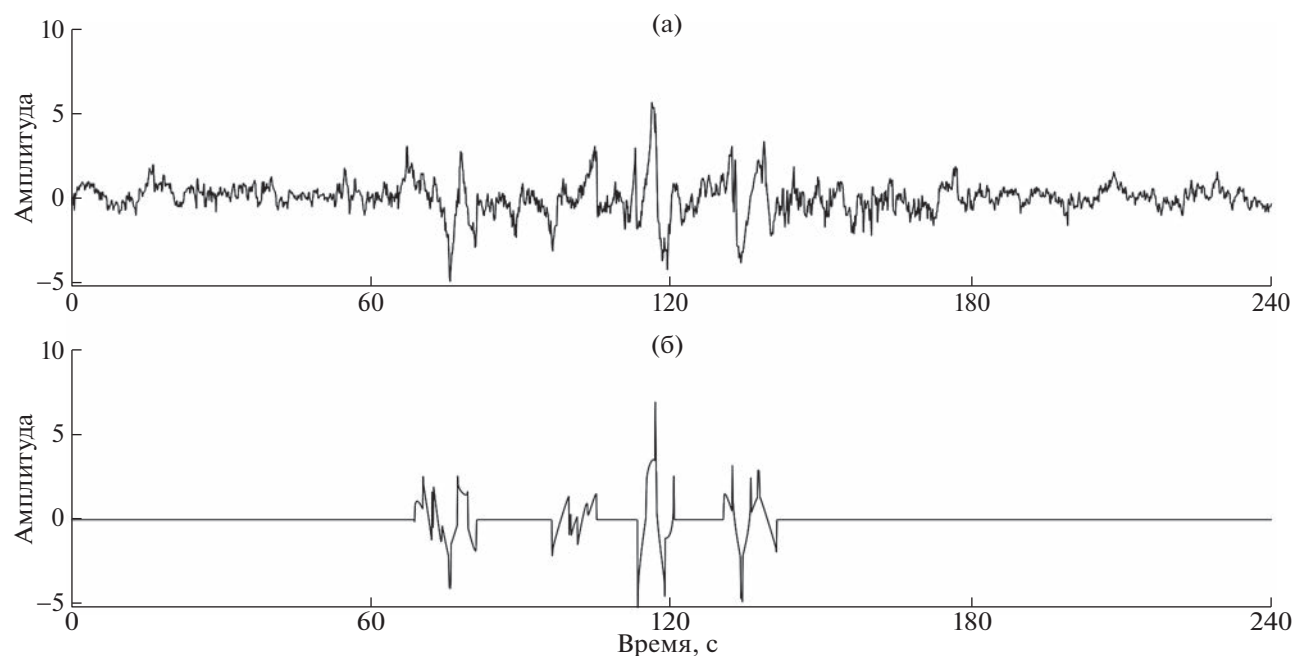


Рис. 6. Инфразвуковой сигнал (а), начало соответствует 19.04.91 16:03, и результат его декомпозиции на 15 волн (б).

ны, начинающейся в данный момент времени; видно, что большая часть коэффициентов близки к нулю. На рис. 5 б показано распределение квадратов амплитуд по убыванию квадрата их амплитуды. Можно видеть, что основной вклад вносят первые две волны.

Пример другого сигнала и результат его декомпозиции приведены на рис. 6. Видим, что метод стремится приблизить всплески, похожие по форме на N - и U -волны, можно также заметить, что в этом сигнале содержится несколько крупных всплесков и энергия сигнала более равно-

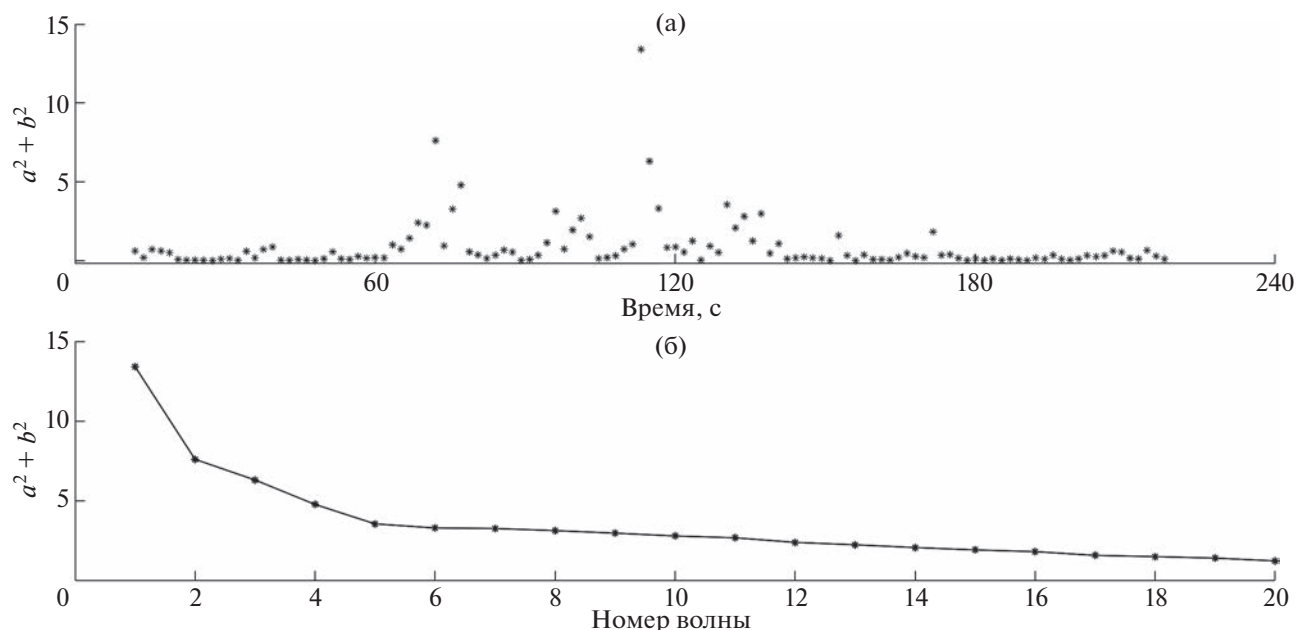


Рис. 7. Зависимость квадрата коэффициентов от положения волны (а) и распределение их по убыванию (б).

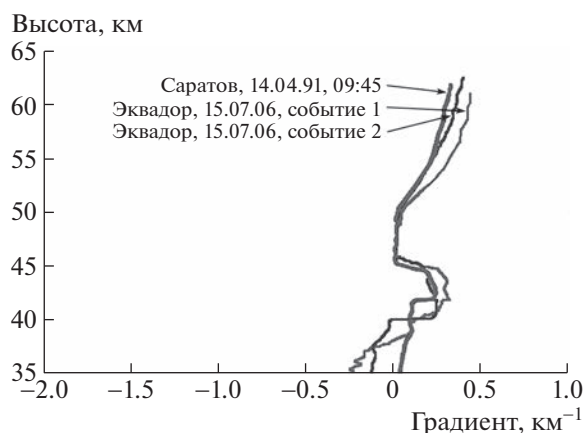


Рис. 8. Пример расчета вертикального градиента квадрата акустического показателя преломления методом декомпозиции на основе регистрации инфразвука от взрыва и извержений вулкана в Эквадоре.

мерно распределена по большему числу волн (рис. 7).

Предложенный метод может быть использован как для идентификации сигнала от конкретного источника, так и для зондирования среды. Пример расчета вертикального профиля градиента квадрата акустического показателя преломления методом декомпозиции на основе регистрации инфразвука от взрыва и извержений вулкана в Эквадоре показан на рис. 8.

Установлено наличие слоев с большими величинами вертикального градиента эффективной

скорости звука, в несколько раз превышающими средние значения, тонкая слоистая структура заполняет практически всю толщу атмосферы и является стабильной на протяжении значимых интервалов времени.

Тем самым, согласно предположению академика А.М. Обухова, структуру земной атмосферы можно образно описать в виде “кочана капусты” с многочисленными слоями.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа была выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РНФ № 21-17-00021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загадки атмосферных вихрей. 1984. <https://youtu.be/90Usezl846g>
2. Whiteway J., Carswell A.I. Rayleigh Lidar Observations of Thermal Structure and Gravity Wave Activity in the High Arctic during a Stratospheric Warming // J. Atmos. Sci. 1994. V. 51. No 21. P. 3122–3136.
3. Куличков С.Н. Об акустическом зондировании неоднородных структур в средней атмосфере // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 1. С. 5–11.
4. Чунчузов И.П., Куличков С.Н., Попов О.Е. и др. Характеристики тонкой вертикальной структуры поля скорости ветра в стратосфере и нижней термосфере, полученные по инфразвуковым сигналам в области акустической тени// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 1. С. 69–87.
5. Welch P.D. The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time

Averaging Over Short, Modified Periodograms // IEEE® Transactions on Audio and Electroacoustics. 1967. V. AU-15. P. 70–73.

6. *Пытьев Ю.П.* Методы математического моделирования измерительно-вычислительных систем. Изд. 3. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2012. 428 с.

ACOUSTIC PROBING OF THE ANISOTROPIC STRUCTURE OF THE ATMOSPHERE

M. N. Zakirov^{a,b}, S. N. Kulichkov^{a,b,#}, A. I. Chulichkov^{a,b}, I. P. Chunchuzov^a, O. E. Popov^a, A. A. Mishenin^a, G. A. Bush^a, N. D. Tsybulskaya^a, and E. V. Golikova^a

^a *Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: snk@ifaran.ru*

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn January 30, 2023

A new decomposition method (decomposition into N and U-waves) of infrasonic signals corresponding to partial reflection of N-wave sounding pulses from anisotropic atmospheric layers and recorded in areas of geometric shadow at large distances from explosions and volcanic eruptions is presented. The decomposition method makes it possible to determine the vertical gradients of the effective sound speed (sound speed plus wind speed in the direction of propagation) that are not available for determination by other methods.

Keywords: infrasonic waves, anisotropic structure of the atmosphere, sounding, decomposition method

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 550.344.42

АТМОСФЕРНЫЕ И ФРАГРИТАЦИОННЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

© 2023 г. Академик РАН Г. И. Долгих^{1,*}, М. А. Болсуновский¹, С. Г. Долгих¹

Поступило 21.02.2023 г.

После доработки 10.03.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

При обработке спутниковых данных полного электронного содержания на трассе между спутниками ГЛОНАСС, GPS и приемными станциями, расположенными на земле в Приморском крае России, выделены инфрагравитационные возмущения, вызванные собственными колебаниями атмосферных слоев япономорского региона, которые оказывают нагружающее воздействие на земную кору и морскую/океаническую поверхность, генерируя в них колебания на соответствующих периодах.

Ключевые слова: полное электронное содержание, спутник, инфрагравитационные возмущения, собственные колебания Атмосферы

DOI: 10.31857/S2686739723600340, **EDN:** RXTBVO

При изучении различных колебательных процессов геосфер первостепенной задачей является поиск их первоисточников. Это позволяет не только их классифицировать и пеленговать, но и определять физические процессы, возбуждавшие данные колебания. При межгеосферном взаимодействии сложно определить первоисточник, особенно в случае, когда регистрирующие установки расположены в одной из геосфер. В качестве примера существования таких колебаний можно упомянуть результаты, описанные в работе [1], полученные на разных измерителях уровня моря, расположенных в различных точках Тихого океана и Японского моря. Регистрируемые ими колебания естественным образом были приписаны океану/моря без определения первоисточника. Таким первоисточником, кроме океана, могут быть атмосферные процессы. Но также нельзя сбрасывать со счетов литосферные процессы, хотя и в меньшей степени. На всех приемных станциях были выделены максимумы в диапазоне периодов от 51 мин 16.3 с до 5 мин 53.6 с. Выделенные колебания на станциях, находящихся в Японском море, при морском происхождении могут относиться как к инфрагравитационным морским волнам [2], так и к собственным колебаниям (сейшам) Японского моря и его отдельных

частей [3]. При анализе данных, полученных на станциях, установленных в Японском море, были выделены общие колебания на периодах в диапазоне 31 мин 58.7 с—30 мин 05.8 с, которые были приписаны одной из мод собственных колебаний Японского моря, что может быть и неверно. Для точного определения первоисточников указанных колебаний необходимы измерительные системы, расположенные в атмосфере на значительном расстоянии от земли и измеряющие колебательные атмосферные процессы.

К одним из подобных измерительных систем можно отнести спутники и станции Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Ионосфера — важный с точки зрения прохождения ГНСС-сигнала слой атмосферы, т.к. именно в этом слое происходят наибольшие его искажения. Ионосферные искажения являются вторым по величине источником ошибок в определении координат приемника. Для ГНСС-сигнала среда ионосферы является диспергирующей, заряженные частицы, содержащиеся в этом слое, взаимодействуют с сигналом и вызывают его задержку или опережение. Благодаря дисперсионной природе ионосферы, используя двухчастотные приемники ГНСС, можно измерять полное электронное содержание (ПЭС или TEC) — интегральная электронная концентрация, характеризующая количество свободных электронов во всей толще ионосферы на вертикальной трассе. ПЭС измеряется в единицах ПЭС (TECU), 1 TECU = 10^{16} электронов на м². ПЭС определяется по задержке (опере-

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

*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

жении) радиосигнала, проходящего через ионосферу. ПЭС можно определить по формуле [4]:

$$\text{ТЕС} = \int N_e ds_0.$$

По сигналам ГНСС, передаваемым на двух различных несущих частотах, f_1 и f_2 , можно рассчитать дифференциальный (относительный) наклонный ПЭС [5]:

$$\text{ТЕС} = \frac{1}{A} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} (L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2 + \text{const} + nL),$$

где $A = 40.308 \text{ м}^3/\text{с}^2$, $L_1 \lambda_1$ и $L_2 \lambda_2$ являются дополнительными путями сигнала, вызванными фазовой задержкой в ионосфере, const — неизвестный начальный фазовый путь, nL — ошибки в определении фазового пути.

Чтобы нормализовать амплитуду ПЭС и избежать влияния низких углов возвышения, наклонный ПЭС можно преобразовать в вертикальный VТЕС, применив формулу [5]:

$$\text{VТЕС} = \text{ТЕС} \cdot \cos \left[\arcsin \left(\frac{R_z}{R_z + H_{\text{ion}}} \cos \theta_s \right) \right],$$

где R_z — радиус Земли, H_{ion} — высота слоя максимальной ионизации, а θ_s — угол возвышения спутника.

Точность дифференциальной оценки ПЭС по фазовым измерениям составляет около 0.01–0.02 TECU [6].

В дальнейшем при анализе мы использовали данные ГНСС, полученные с помощью спутниковых систем ГЛОНАСС (24 спутника на высотах 18 840–19 440 км) и GPS (32 спутника на высоте около 20 150 км) по следующим ГНСС-станциям, расположенным в Приморском крае: ARSN, BKM2, DLNG, IMAN, KALV, LESO, NKHD, NOV, SHUL, SLAV, VLAD, VLDV, ZAPV (рис. 1).

При анализе были обработаны следующие файлы данных: SLAVR22, ARSNR22, SLAVR21, BKM2R17, ARSNR12, BKM2R12, SLAVR11, ARSNR08, KALVR08, BKM2G31, BKM2G31, ARSNG31, ARSNG27, SLAVG26, SHULG26, ARSNG26, BKM2G26, SHULG26, BKM2G19, BKM2G16, ARSNG16, ARSNG08. Где первые четыре буквы (или три буквы с одной цифрой) обозначают наземный пункт приема, далее одна буква обозначает принадлежность спутника к системе ГЛОНАСС (R) или GPS (G), далее номер спутника. В системе GPS и ГЛОНАСС установленные на спутниках высокостабильные эталонные генераторы опорных частот одновременно являются и хранителями точного времени. Каждый спутник имеет 4 цезиевых атомных стандарта частоты с относительной нестабильностью частоты за сутки около 10^{-13} . Таким образом, спутниковые сигналы обеих систем несут еще и метки вре-

мени, при помощи которых осуществляются сверка временных шкал с государственными эталонами и синхронизация часов спутника и аппаратуры потребителя. К сожалению данные, доступные для обработки, не обладали высоким качеством, что не позволило получить файлы данных большой длительности. Максимальная длительность файла составила 430 мин при частоте дискретизации 0.03(3) Гц (30 с). При такой длительности можно получить частотное разрешение $3.87 \times 10^{-5} \text{ с}$, что явно недостаточно для разделения близлежащих максимумов на очень низких частотах, а первым уверенно значащим колебанием можно считать колебание на периоде около 43 мин. Все полученные экспериментальные данные были профильтрованы полосовым фильтром Хэмминга с граничными частотами 0.016 и 0.000278 Гц, соответствующие периодам 1 и 60 мин, что позволило уверенно говорить о выделении колебаний, лежащих в диапазоне периодов от 55–60 до 1 мин.

Обработка всех рядов выполнялась с применением быстрого преобразования Фурье, а для уточнения параметров выделенных колебаний дополнительно применялся метод максимального правдоподобия с числом гармоник 20 или 60, в зависимости от длины ряда. Первоначально ряды обрабатывались целиком. Для более точного изучения времени возникновения выделенных колебаний основные ряды делились на две равные половины, которые были подвергнуты описанным выше методам обработки. Минимальная длительность ряда, который делился пополам, составляла 309 мин. Ряды меньшей длительности не делились. В процессе проведенной обработки для каждого спутника были выделены основные энергонесущие максимумы, полученные по трассе “спутник–приемник”.

Все спутники двигались по сложной траектории, пролегающей над несколькими территориями и акваториями. В качестве характерного примера можно привести треки станция-спутник SLAVR22 и SHULG16, см. рис. 2. Эти спутники пролетали вблизи морских станций, приведенных в статье [1]. Можно предположить, что приемные морские станции, описанные в работе [1] и находящиеся в зоне пролетов спутников, наряду с морскими колебательными процессами, могли записать и атмосферные колебательные процессы. Это может быть как в фоновом режиме, так и при прохождении атмосферного импульса, сгенерированного взрывом вулкана. Треки всех перечисленных выше спутников пролегали над континентальными, островными и полуостровными территориями, окружающими Японское море, выходя частично в Тихий океан, море Бахай и Охотское море. Поэтому данные этих всех спутников могли содержать информацию о колебательных процессах атмосферы в этом регионе исследований, которые могли оказывать нагружаю-

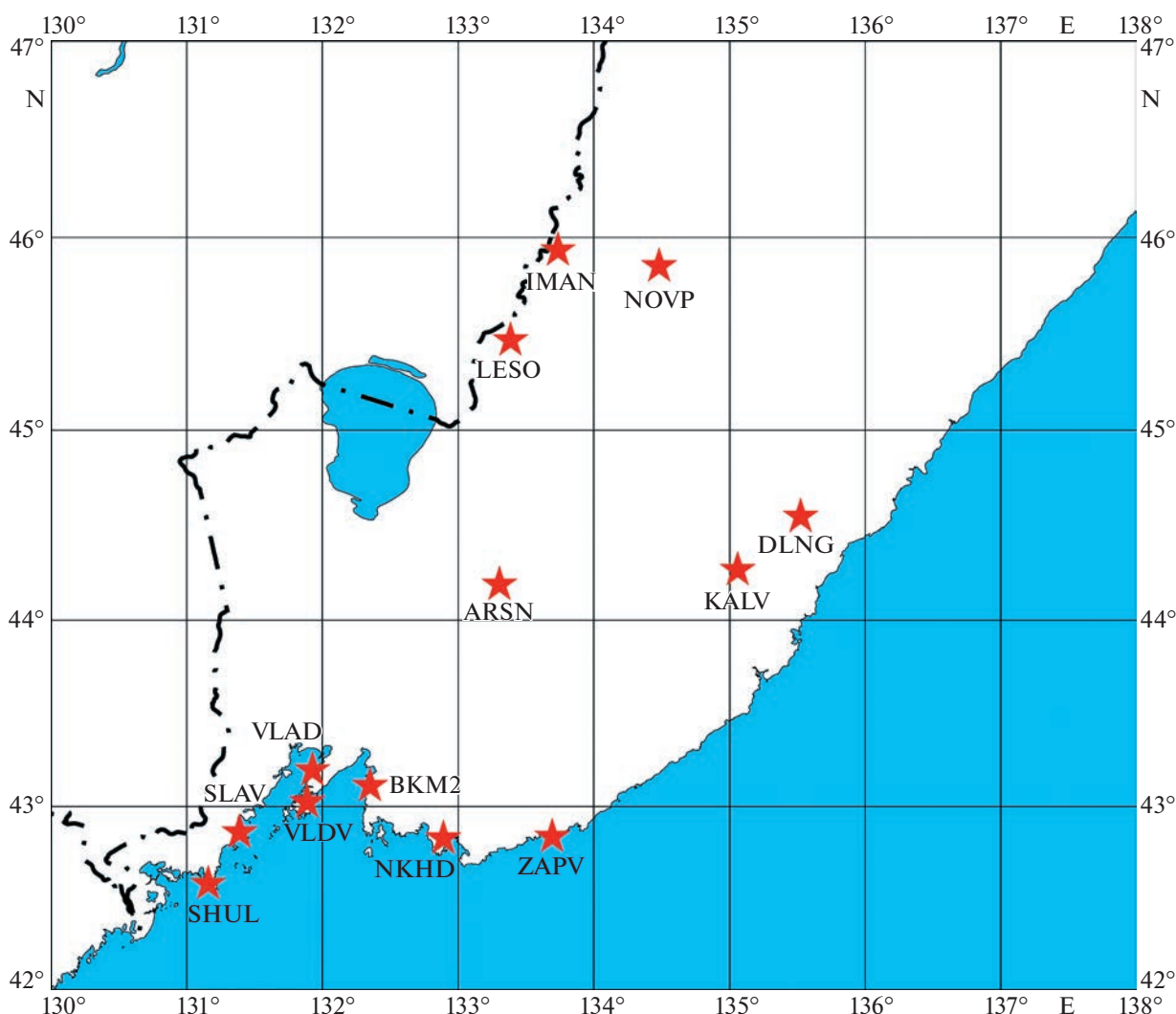


Рис. 1. Расположение ГНСС-станций в Приморском крае. Где: ARSN – с. Старосысоевка, BKM2 – г. Большой Камень, DLNG – г. Дальнегорск, IMAN – г. Дальнереченск, KALV – пгт. Кавалерово, LESO – г. Лесозаводск, NKHD – г. Находка, NOVP – с. Новопокровка, SHUL – м. Шульца, SLAV – пгт. Славянка, VLAD – г. Владивосток, VLDV – о. Русский, ZAPV – с. Заповедный.

шее воздействие на уровень моря/океана, которое регистрировалось приемными станциями, описанными в работе [1]: Preobrazhenije, Vladivostok, Pos'et, Mera, Tosashimizu, Aburatsu, Chichijima, Naha. Конечно, сюда можно добавить и полигон на м. Шульца. В табл. 1 приведем результаты обработки данных указанных измерительных систем, взятых из работы [1].

Далее остановимся на результатах обработки указанных выше рядов спутниковых данных. При спектральной обработке были выделены максимумы, приведенные в табл. 2 и 3. Данные взяты за 15 января 2022 г.

Анализируя данные, приведенные в табл. 2 и 3, можно отметить, что все выделенные максимумы группируются в шесть диапазонов с небольшими отклонениями от среднего по каждому спутнику

и каждой станции. Седьмой диапазон выглядит разрозненным, хотя и там можно отметить максимумы на периодах 2 мин 45.1 с–2 мин 12.3 с, 3 мин 50.4 с–3 мин 28.8 с. Периоды колебаний отмеченных шести диапазонов легко вписываются в наблюдаемые периоды колебаний морских станций, расположенных в Японском море и в Тихом океане вблизи Японских островов. То есть мы можем утверждать, что периоды колебаний полного электронного содержания, зарегистрированные спутниками на трассе “спутник–приемник”, с довольно хорошей точностью совпадают с некоторыми периодами колебаний, выделенных на морских станциях япономорского региона, взятых из работы [1]. В качестве характерного примера можно привести спектр, полученный при обработке ряда длительностью 759

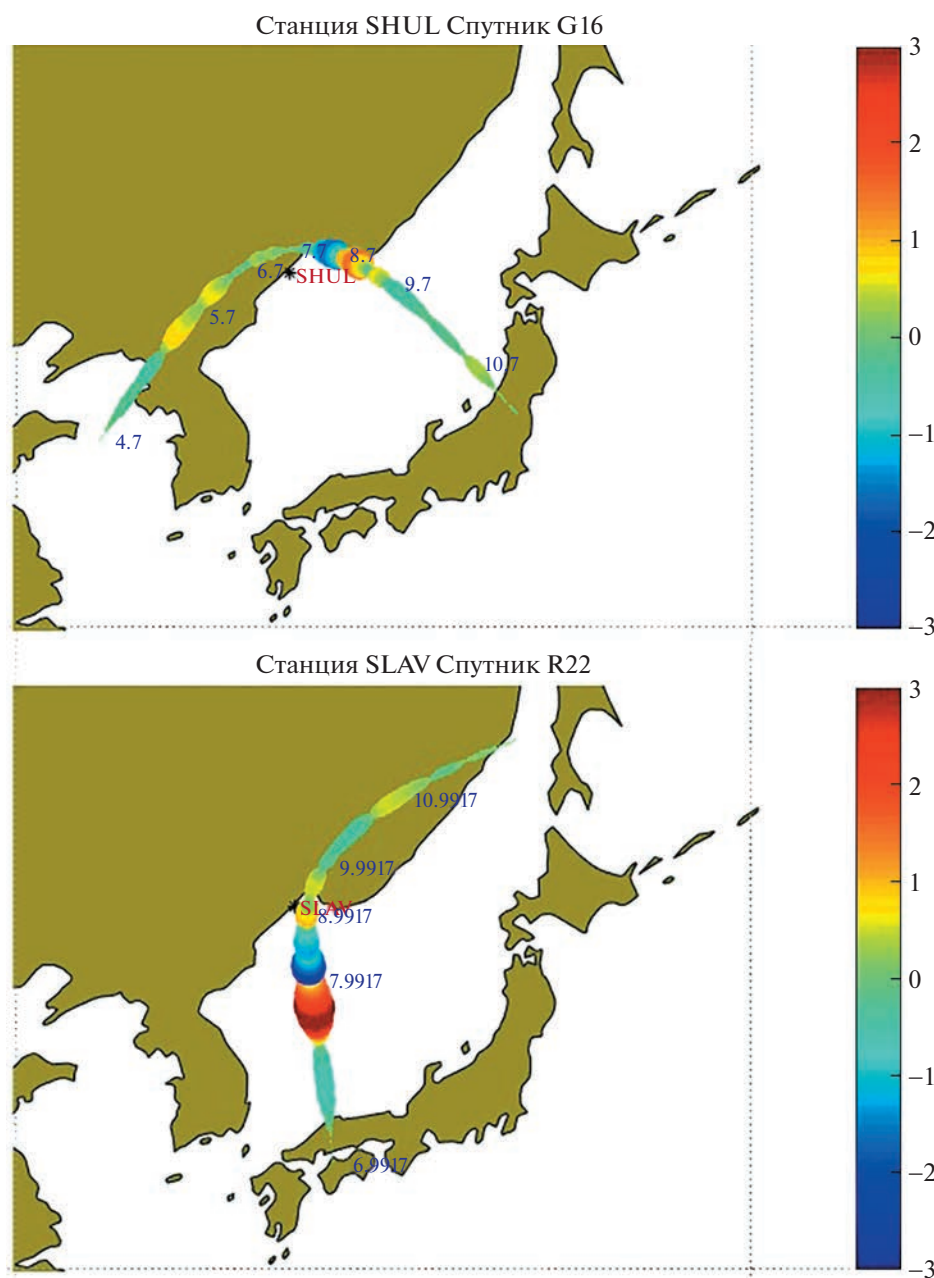


Рис. 2. Треки станция-спутник SLAVR22 и SHULG16. На треках приведены: положение соответствующих станций, время получения отчета (ч.дч. UTC), цветовая шкала, показывающая вариации полного электронного содержания.

(спутник ARSNG08) методом максимального правдоподобия (число гармоник равно 60), см. рис. 3. На нем выделяются мощные максимумы на периодах 30 мин 27.8 с ($A = 0.79$), 46 мин 20.4 с ($A = 0.77$).

Указанные совпадения могут указывать на то, что периоды колебаний полного электронного содержания обусловлены собственными колебаниями Атмосферы. Ранее в работе [7] утверждалось, что многие осцилляции, регистрируемые вертикальными сейсмометрами, гравиметрами,

деформографами и наклономерами, обусловлены собственными колебаниями Атмосферы. Результаты настоящей работы, а также работ [1, 7] показывают, что многие регистрируемые в воде и на земле колебания в диапазоне периодов обычных атмосферных внутренних гравитационных волн обусловлены собственными колебаниями Атмосферы. Эти собственные колебания Атмосферы, воздействуя на земную кору и водную поверхность морей и океанов, вызывают там колебания соответствующих периодов. Хотя нельзя сбрасывать со счетов воздействие океана на генерацию

Таблица 1. Статистические данные результатов обработки фоновых данных и данных сигналов возбуждения

		Максимум 1	Максимум 2	Максимум 3
Chichijima	ФОН	20 мин 28.0 с	16 мин 30.3 с	13 мин 49.7 с
	Сигнал	20 мин 28.0 с	15 мин 02.9 с	12 мин 47.5 с
Mera	ФОН	6 мин 09.9 с	5 мин 19.8 с	22 мин 14.7 с
	Сигнал	22 мин 14.7 с	6 мин 05.5 с	6 мин 38.7 с
Tosashimizu	ФОН	20 мин 28.0 с	39 мин 21.4 с	
	Сигнал	20 мин 28.0 с	24 мин 21.8 с	42 мин 38.2 с
Naha	ФОН	26 мин 55.7 с		
	Сигнал	24 мин 21.8 с	10 мин 26.5 с	
	Сигнал	22 мин 14.7 с	25 мин 34.9 с	19 мин 40.7 с
Preobrazhenije	ФОН	31 мин 58.7 с	15 мин 59.3 с	
	Сигнал	30 мин 05.8 с	9 мин 28.5 с	15 мин 59.3
Pos'et	ФОН	31 мин 58.7	17 мин 38.6	10 мин 53.2 с
	Сигнал	30 мин 05.8 с	17 мин 38.6 с	11 мин 22.2 с
Vladivostok	ФОН	39 мин 21.4 с	31 мин 58.7 с	
	Сигнал	31 мин 58.7 с		
м. Шульца	Сигнал	17 мин 04.0 с	8 мин 32.0 с	4 мин 16.0 с
				3 мин 06.2 с

Таблица 2. Результаты обработки спутниковых данных. Диапазоны 1–4

Спутник, время пролета	Станции приема	Диапазон 1	Диапазон 2	Диапазон 3	Диапазон 4
Спутник R22 06:59:29.0– 11:33:29	Славянка, Арсеньев		39 мин 39.5 с– 39 мин 15.8 с	29 мин 24.0 с– 28 мин 37.3 с	23 мин 51.1 с
Спутник R17 11:37:29.0– 17:43:29	Большой Камень		38 мин 53.0 с– 37 мин 44.8 с	32 мин 48.8 с– 31 мин 57.9с	
Спутник R12 06:21:29.0– 11:30:59	Арсеньев, Большой Камень	40 мин 43.0 с	38 мин 27.3 с	31 мин 44.4 с– 30 мин 11.4 с	25 мин 54.9 с– 24 мин 42.7 с
Спутник G31 01:47:00.0– 08:22:00	Большой Камень, Арсеньев	43 мин 30.6 с– 42 мин 39.1 с	39 мин 35.4 с	31 мин 59.1 с	28 мин 17.1 с– 27 мин 47.8 с
Спутник G27 06:06:59.0– 11:56:59	Арсеньев	42 мин 39.1 с	36 мин 22.3 с– 36 мин 02.5 с	31 мин 59.1 с– 29 мин 29.5 с	
Спутник G26 03:16:59.0– 10:04:59	Славянка, м. Шульца, Арсеньев, Большой Камень	43 мин 12.0 с– 42 мин 39.1 с		31 мин 23.5 с– 30 мин 49.5 с	25 мин 37.2 с– 24 мин 13.2 с
Спутник G19 12:09:59.0– 18:30:59	Большой Камень		37 мин 37.4 с	32 мин 09.5 с– 30 мин 02.0 с	25 мин 19.9 с– 25 мин 19.1 с
Спутник G16 04:59:59.0– 11:11:59	Арсеньев	42 мин 52.7 с	39 мин 02.0 с	33 мин 20.6 с– 31 мин 25.4 с	25 мин 56.5 с– 25 мин 19.5 с
Спутник G08 07:07:59.0– 13:27:59	Арсеньев	42 мин 39.1 с– 41 мин 29.0 с		31 мин 47.6 с– 30 мин 27.8 с	
Среднее		41 мин 33.8 с	37 мин 34.2 с	30 мин 34.0 с	25 мин 32.0 с

Таблица 3. Результаты обработки спутниковых данных. Диапазоны 5–7

Спутник, время пролета	Станции приема	Диапазон 5	Диапазон 6	Диапазон 7
Спутник R22 06:59:29.0–11:33:29	Славянка, Арсеньев	20 мин 20.5 с– 20 мин 19.2 с		
Спутник R17 11:37:29.0–17:43:29	Большой Камень	20 мин 28.4 с	17 мин 25.2 с– 16 мин 39.8 с	2 мин 40.6 с
Спутник R12 06:21:29.0–11:30:59	Арсеньев, Большой Камень	20 мин 01.7 с		11 мин 20.4 с– 11 мин 00.2 с 3 мин 28.8 с
Спутник G31 01:47:00.0–08:22:00	Большой Камень, Арсеньев		17 мин 58.9 с– 17 мин 04.0 с	2 мин 12.3 с
Спутник G27 06:06:59.0–11:56:59	Арсеньев	20 мин 28.0 с		09 мин 45.3 с– 09 мин 39.8 с
Спутник G26 03:16:59.0–10:04:59	Славянка, м. Шульца, Арсеньев, Большой Камень		17 мин 33.8 с– 16 мин 21.7 с	7 мин 28.8 с, 6 мин 44.8 с, 5 мин 29.7 с, 4 мин 06.3 с
Спутник G19 12:09:59.0–18:30:59	Большой Камень	20 мин 04.2 с		3 мин 50.4 с, 2 мин 45.1 с
Спутник G16 04:59:59.0–11:11:59	Арсеньев	21 мин 19.0 с– 20 мин 38.6 с		7 мин 50.0 с, 4 мин 20.2 с
Спутник G08 07:07:59.0–13:27:59	Арсеньев			07 мин 50.0 с, 04 мин 11.8 с
Среднее		20 мин 18.6 с	16 мин 31.9 с	

колебаний аналогичных периодов, на что указано в работе [8].

В заключение можно отметить, что не по всем спутникам наблюдается совпадение выделенных

периодов колебаний. Это естественно, так как каждый спутник летит по своей траектории, захватывая различные слои Атмосферы между местом своего нахождения и наземной станцией.

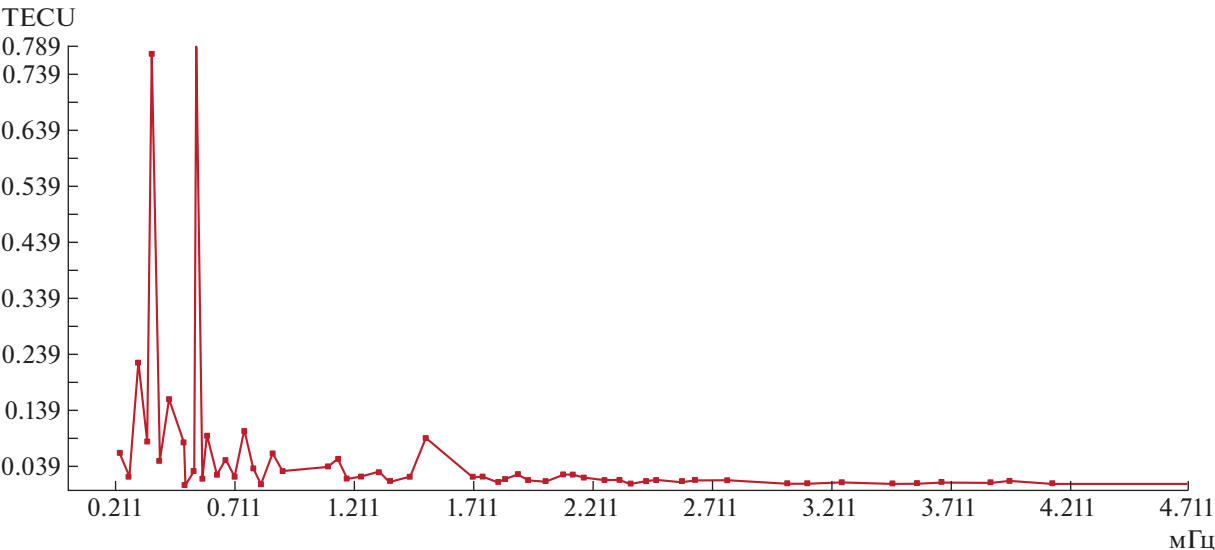


Рис. 3. Спектр максимального правдоподобия ряда ARSNG08.

Поэтому периоды колебаний даже для одной станции, но для разных спутников должны отличаться в каких-то разумных пределах. Более того, Атмосфера достаточно динамичная среда, в которой периоды собственных колебаний не могут быть неизменными в отличие, например, от собственных колебаний Земли, которые также не неизменные, но в гораздо меньших пределах.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке темы № АААА-А20-120021990003-3 (получение экспериментальных данных) и гранта Российского научного фонда № 22-17-00121, <https://rscf.ru/project/22-17-00121/> (обработка, анализ и интерпретация полученных экспериментальных данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dolgikh G., Dolgikh S., Ovcharenko V.* Initiation of Infrasonic Geosphere Waves Caused by Explosive Eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. V. 10. Is. 8. N. 1061. <https://doi.org/10.3390/jmse10081061>
2. *Алексеев А.В., Валентин Д.И., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Швец В.А., Яковенко С.В., Холодкевич Е.Д.* Регистрация инфрагравитационных волн на границе "гидросфера-литосфера" береговым лазерным деформографом // *ДАН*. 2003. Т. 389. № 2. С. 244–246.
3. *Долгих Г.И., Долгих С.Г., Смирнов С.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В.* Инфразвуковые колебания Японского моря // *ДАН*. 2011. Т. 441. № 1. С. 98–102.
4. *Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Wasle E.* GNSS-Global Navigation Satellite Systems / Vienna: Springer. 2008. <https://doi.org/10.1007/978-3-211-73017-1>
5. *Astafoeva E.* Ionospheric detection of natural hazards // *Reviews of Geophysics*. 2019. 57. P. 1265–1288. <https://doi.org/10.1029/2019RG000668>
6. *Coster A., Williams J., Weatherwax A., Rideout W., Herne D.* Accuracy of GPS total electron content: GPS receiver bias temperature dependence // *Radio Science*. 2013. 48. 190–196. <https://doi.org/10.1002/rds.20011>
7. *Швед Г.М., Ермоленко С.И., Карпова Н.В., Вендт З., Якоби К.* Регистрация глобальных осцилляций Атмосферы сейсмическими приборами // *Физика Земли*. 2013. № 2. С. 131. <https://doi.org/10.7868/S0002333713010134>
8. *Rhie A., Romanowicz B.* Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // *Nature*. 2004. V. 431. P. 552–556.

ATMOSPHERIC GRAVITATIONAL DISTURBANCES THE JAPANESE SEA REGION

Academician of the RAS **G. I. Dolgikh^{a, #}**, **M. A. Bolsunovskii^a**, and **S. G. Dolgikh^a**

^a *Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#] *E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru*

When processing satellite data of total electron content on the route between GLONASS satellites, GPS and receiving stations located on earth in the Primorsky Territory of Russia, infragravity disturbances caused by their own fluctuations of the atmospheric layers of the Jap-Sea region, which have a loading effect on the Earth's crust and the sea/ocean surface, generating fluctuations in them for the corresponding periods, were identified.

Keywords: total electron content, satellite, infragravity perturbations, natural fluctuations of the Atmosphere

УДК 551.467.3 (268.4)

СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЗОННОГО ХОДА ЛЕДОВОГО ПОКРОВА В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2023 г. Академик РАН В. А. Семенов^{1,2}, Е. А. Черенкова^{1,2,*}, Т. А. Алдонина^{1,2}

Поступило 29.03.2023 г.

После доработки 04.04.2023 г.

Принято к публикации 04.04.2023 г.

Исследованы характеристики ледовой обстановки в морях Российской Арктики в период спутниковых измерений и выполнены количественные оценки их изменений во второй половине XXI века по данным ансамбля климатических моделей проекта CMIP6 для агрессивного и умеренного сценариев антропогенного воздействия, SSP585 и SSP245. Установлено, что даты установления (ДУ) ледяного покрова и продолжительность периода открытой воды (ППОВ) в целом успешно воспроизводятся ансамблем моделей. Показано, что ДУ в период 2061–2080 гг. по сравнению с 1981–2020 гг. в среднем по акватории морей будут наблюдаться на один месяц и декаду позже по сценарию SSP245 и на два месяца позже по SSP585. В то же время рост ППОВ может составить более двух с половиной месяцев по сценарию SSP245 и почти четыре месяца по SSP585. Наиболее существенные изменения ДУ на 2–2.5 мес для сценария SSP245 и на 2.5–3 мес для сценария SSP585 ожидаются на севере Баренцева и Карского морей, а также на северо-западе моря Лаптевых.

Ключевые слова: даты установления ледового покрова, продолжительность периода открытой воды, модели климата, спутниковые данные, моря Российской Арктики

DOI: 10.31857/S2686739723600649, **EDN:** RZWGHG

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное потепление в последние десятилетия сопровождается быстрым сокращением площади арктических морских льдов. Для сентября, когда наблюдается сезонный минимум площади морских льдов (ПМЛ), темпы уменьшения площади составляют около 11% в десятилетие за последние 40 лет [10]. При этом сокращение ПМЛ ускорилось в начале XXI века, что может быть связано с рядом положительных радиационных и динамических обратных связей в системе “атмосфера–морской лед–океан” [5]. Происходящие изменения оказывают значительное влияние на окружающую среду, биоразнообразие, экономическую деятельность, в частности, содействуя развитию морских грузоперевозок и облегчая добычу полезных ископаемых в шельфовой зоне морей Российской Арктики [1, 3].

Важными характеристиками происходящей трансформации морских льдов Арктики являются даты установления, схода ледяного покрова и

связанной с этими датами продолжительности периода открытой воды. Данные по концентрации морских льдов, непрерывно получаемые с помощью спутникового микроволнового зондирования с 1979 г. по настоящее время, позволили выполнить оценки ключевых дат (см. методы) сезонного хода ледяного покрова и их изменений в последние десятилетия [14]. В целом в последние сорок лет отмечается увеличение продолжительности периода открытой воды (ППОВ) примерно на десять дней/десятилетие (с разбросом от 4 до 14 дней/десятилетие) [7].

Значительный интерес представляют прогностические оценки будущих изменений ППОВ при продолжающемся глобальном потеплении. Такие оценки важны, в том числе, для обеспечения операционной деятельности и стратегического планирования в нефтегазовой отрасли, развития навигации по Севморпути [3]. Одним из ключевых регионов является Карское море, где расположен ряд перспективных лицензионных участков по добыче нефти и газа, что обуславливает актуальность исследований предсказуемости ледовой обстановки на разных временных масштабах [6].

Глобальные модели климата в численных экспериментах с заданным антропогенным воздействием в среднем для ансамбля моделей воспро-

¹ Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: cherenkova@igras.ru

изводят общее сокращение площади морских льдов в Арктике в период спутниковых наблюдений с 1979 г. При этом для ансамблей моделей различного поколения отмечается существенный разброс в темпах изменений ПМЛ, особенно ярко выраженный на региональном масштабе [4]. Следует отметить улучшение способности моделей климата в целом воспроизводить наблюдаемые изменения в сентябре в последние 40 лет в каждом последующем поколении моделей [4, 9, 12].

В работе [8] приведены оценки сроков и значений изменений глобальной температуры при достижении определенных значений ППОВ, а также ее эволюции для морей Арктики согласно данным последнего поколения моделей CMIP6 при различных сценариях антропогенного воздействия. В целом для Арктики ППОВ может увеличиться примерно на 70 и 110 дней в конце XXI в. при умеренном (SSP245) и агрессивном (SSP585) сценарии антропогенного воздействия на климат соответственно [8].

В данной работе проводится анализ пространственного распределения дат установления ледяного покрова и продолжительности периода открытой воды для морей Российской Арктики по данным дистанционного зондирования в период 1981–2020 гг., оценка их воспроизведения по сравнению со спутниковыми данными и изменений в период 2061–2080 гг. по данным ансамбля моделей CMIP6. Также представлены изменения этих характеристик для юго-западной части Карского моря, где расположен ряд крупных месторождений природного газа.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Существует несколько ключевых дат в сезонном ходе морских льдов, характеризующих процессы установления и схода ледового покрова (в т.ч. начало и окончание схода и установления, продолжительность периодов таяния, образования, открытой воды), определения которых зависят от целей исследования и используемых данных (см., напр., [2, 6, 14]). В данной работе анализировались ДУ и ППОВ, которые рассчитывались следующим образом. Из всех периодов с суточной концентрацией более 85% в каждом году выбирался период наибольшей длительности. Дата его начала считалась датой установления ледового покрова. Под продолжительностью периода открытой воды понималось количество суток без льда, рассчитанное с учетом дней с суточной концентрацией льда менее 15% в течение календарного года. Верхняя граница дат установления ледового покрова в некоторых узлах спутниковой и модельной сетки в отдельные годы превышала 365 (366) сут, так как начало ледообразования может происходить в начале следующего года, а не в конце текущего года.

Использовались суточные данные о сплочности морского льда за период 1981–2020 гг. из архива Национального центра данных по снегу и льду (NSIDC) Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) [11] с пространственным разрешением 25×25 км. Эти данные получены с помощью измерений радиояркостной температуры в пассивном микроволновом диапазоне со спутника Nimbus-7 и серии спутников DMSP, использующих микроволновые радиометры SMMR и SSM/I-SSMIS.

Для оценки возможных будущих изменений использовались данные международного проекта по сравнению глобальных моделей климата CMIP6 [13]. Анализировались данные 14 моделей, для которых предоставляются суточные данные концентрации льда в исторических и сценарных экспериментах SSP245 и SSP585 (сценарии умеренного и агрессивного антропогенного воздействия на климат соответственно). Для анализа были использованы десять моделей: CESM2-WACCM, CNRM-CM6-1, EC-Earth3-CC, GFDL-CM4, IPSL-CM6A-LR, MIROC6, MPI-ESM1-2-HR, MRI-ESM2-0, NESM3 и NorESM2-MM. Выбор моделей основывался на оценке среднеквадратической ошибки воспроизведения сезонного хода площади морского льда для всех морей Российской Арктики и позволил исключить модели, показывающие значительное расхождение с данными наблюдений в современный период.

Для устранения проблемы множественных переходов концентрации льда в периоды начала образования и разрушения ледового покрова, к данным суточной концентрации льда использовалась фильтрация исходных данных скользящими средними значениями. Сравнение результатов при различном окне скользящего осреднения показало, что оптимальные результаты достигаются при выборе 20-дневного окна, использованного в данной работе.

ДУ и ППОВ были рассчитаны за каждый год в период 1981–2020 гг. по спутниковым данным и данным каждой отобранной модели по всем узлам спутниковой и модельной сетки, а также в период 2061–2080 гг. по модельным данным. После вычисления характеристик льда по каждой модели они усреднялись по ансамблю 10 моделей. Исследовались ожидаемые изменения рассмотренных характеристик в период 2061–2080 гг. по сравнению с 1981–2020 гг. Обнаружено, что, согласно критерию Стьюдента, они статистически значимы на уровне 0.05 во всех узлах сетки ансамбля моделей на территории исследования.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Даты установления ледового покрова и продолжительность периода открытой воды пред-

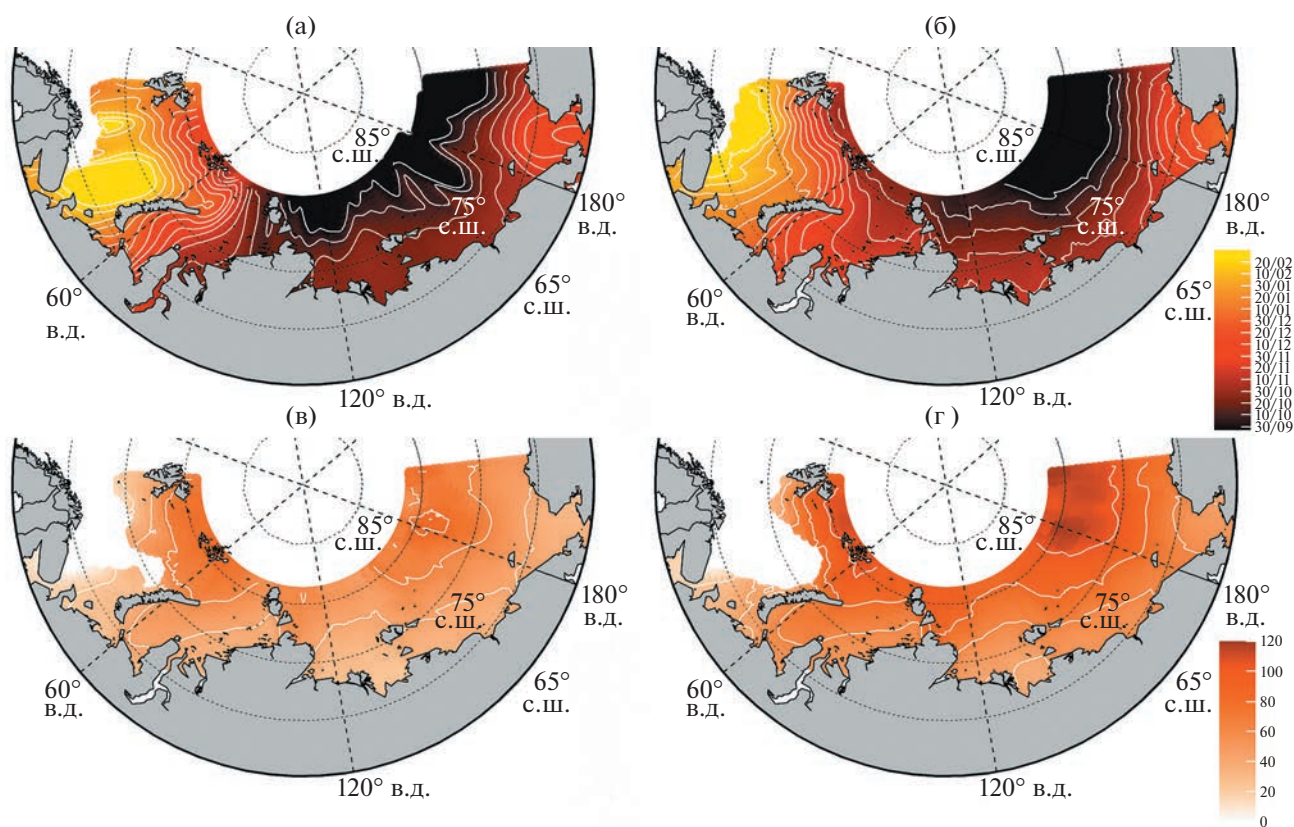


Рис. 1. Даты установления ледового покрова (декады) в морях Российской Арктики в среднем за период 1981–2020 гг. по спутниковым данным (а) и данным ансамбля климатических моделей (б), а также их изменения (дни) в период 2061–2080 гг. по сравнению с 1981–2020 гг. согласно сценариям SSP 245 (в) и SSP 585 (г).

ставлены на рис. 1. Наиболее поздние ДУ в январе и первой половине февраля в период спутниковых наблюдений отмечаются в Баренцевом море (рис. 1 а). Восточнее Новой Земли, в Карском море, отмечается меридиональная структура изохрон с быстрым ростом ДУ в восточном направлении — со второй половины октября на восточной границе до конца — начала декабря в западной и центральной областях. Такие особенности связаны с притоком теплых атлантических вод в Баренцево море [15]. В море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском распределение ДУ в целом имеет зональную структуру с относительно слабым зональным градиентом ДУ. Ледовый покров в широкой прибрежной области в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в среднем устанавливается в течение второй декады октября. Чукотское море характеризуется более поздними ДУ вблизи Берингова пролива (конец ноября — начало декабря), что может быть связано с океаническим притоком и влиянием Алеутского минимума.

Модели (в среднем по ансамблю) отображают наблюдаемые особенности пространственной структуры ДУ (рис. 1 б). Вместе с тем следует отметить, что ДУ воспроизводятся ансамблем моде-

лей в более поздние сроки по сравнению со спутниковыми данными: в Баренцевом море в конце декабря и начале января, в Карском море — от конца ноября — первой половины декабря в восточной части акватории до третьей декады октября в западной и центральной областях, в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в третьей декаде октября, в Чукотском море в первой половине декабря. Такие отличия, в частности, могут быть связаны с осреднением по ансамблю моделей, что делает пространственную структуру более гладкой.

Согласно модельным оценкам, установление ледового покрова в период 2061–2080 гг. будет происходить существенно позже по сравнению с периодом спутниковых измерений. Как показано в табл. 1, ДУ в акватории морей Российской Арктики сдвинутся на 1.1–1.5 мес по SSP245 и на 1.6–2.3 мес по SSP585. Для обоих сценариев наибольшие изменения ДУ в среднем по акватории морей затронут Карское море (табл. 1). При этом предполагается, что наибольшие региональные изменения ДУ произойдут на севере Баренцева и Карского морей, южнее Земли Франца Иосифа, а также на северо-западе моря Лаптевых, и они составят 2–2.5 мес для сценария SSP245 (рис. 1 в)

Таблица 1. ДУ (порядковый номер дня с начала года) и ППОВ (дни) в среднем по акваториям морей Российской Арктики: по спутниковым данным и данным ансамбля климатических моделей за период 1981–2020 гг., согласно сценариям SSP 245 и SSP 585 за период 2061–2080 гг.; а также их изменения (дни) в 2061–2080 гг. по сравнению с 1981–2020 гг. (все изменения значимы на уровне 0.05)

Период	Источник данных	Характеристики ледовой обстановки	Море				
			Баренцево	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
1981–2020 гг.	спутник	ДУ	383	321	294	297	335
		ППОВ	232	79	57	50	127
	SSP 245	ДУ	373	320	303	301	340
		ППОВ	195	85	56	52	120
	SSP 585	ДУ	372	321	304	302	341
		ППОВ	195	86	57	53	120
2061–2080 гг.	SSP 245	ДУ	407	367	339	340	378
		ППОВ	298	176	124	123	186
	SSP 585	ДУ	421	389	361	362	401
		ППОВ	329	221	156	158	230
2061–2080 гг. vs 1981–2020 гг.	SSP 245	ДУ	34	46	36	39	38
		ППОВ	103	91	67	71	66
	SSP 585	ДУ	49	68	58	60	60
		ППОВ	134	135	99	105	109

и 2.5–3 мес для сценария SSP585 (рис. 1 г). Таким образом, ледовый покров в Баренцевом море во второй половине XXI века будет устанавливаться в конце января–начале февраля только в узкой полосе на севере и на юге акватории. Согласно SSP245 его установление в Карском и Чукотском морях будет смещено на декабрь, а в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море – на ноябрь. Сценарные оценки SSP585 предполагают смещение ДУ в среднем на месяц позже по сравнению с SSP245 (табл. 1, рис. 1 в, г).

Анализ ППОВ по спутниковым данным и данным моделей показал сходство их пространственного распределения в период 1981–2020 гг. (рис. 2 а, б). Наибольшая вариативность ППОВ характерна для Баренцева моря. Период открытой воды в центральной части акватории наблюдается круглогодично, а его продолжительность на севере моря составляет в среднем 100 сут. ППОВ в Карском море варьируется от 50 сут на востоке до 100 сут на западе. Наиболее коротка ППОВ в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море: длительность наблюдения открытой воды превышает пятьдесят суток лишь в прибрежной полосе. ППОВ в Беринговом проливе составляет 100–150 сут.

Прогностические оценки ППОВ в период 2061–2080 гг. по данным ансамбля моделей климата свидетельствуют о значительном его увеличении по сравнению с 1981–2020 гг. во всей акватории морей Российской Арктики. По модель-

ным результатам, ППОВ наиболее сильно (на 3–3.4 мес для сценария SSP245 и на 4.5 мес для сценария SSP585) возрастет в Баренцевом и Карском морях, а в остальных восточных морях на 2.2–2.4 мес для сценария SSP245 и на 3.3–3.6 мес для сценария SSP585 (табл. 1). Как видно на рис. 2 в, г, наиболее ощутимые региональные изменения ППОВ ожидаются на севере Баренцева моря (на 4–5 мес по SSP245 и на 6–7 мес по SSP585) и в Карском море: на 4.5 мес для SSP245 и на шесть месяцев для SSP585 на северо-западе его акватории, а также почти на четыре месяца для SSP245 и на 5–5.5 мес для SSP585 на ее юго-западе. Таким образом, ППОВ в узкой полосе на севере и на юге Баренцева моря во второй половине XXI века может возрасти в зависимости от сценария до десяти-одиннадцати месяцев в году (табл. 1, рис. 2 в, г). Длительность периода открытой воды в Карском и Чукотском морях предположительно будет достигать полугода для сценария SSP245 и семи месяцев для SSP585. Ожидаемый рост ППОВ в море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море может составить до четырех месяцев в году согласно SSP245 и пяти месяцев при сценарии SSP585.

Наиболее ощутимые изменения ППОВ в прибрежной части морей Российской Арктики во второй половине XXI века по данным модельных прогнозов произойдут на юго-западе Карского моря при использовании обоих сценариев антропогенного воздействия (рис. 2 в, г). На рис. 3 а, б

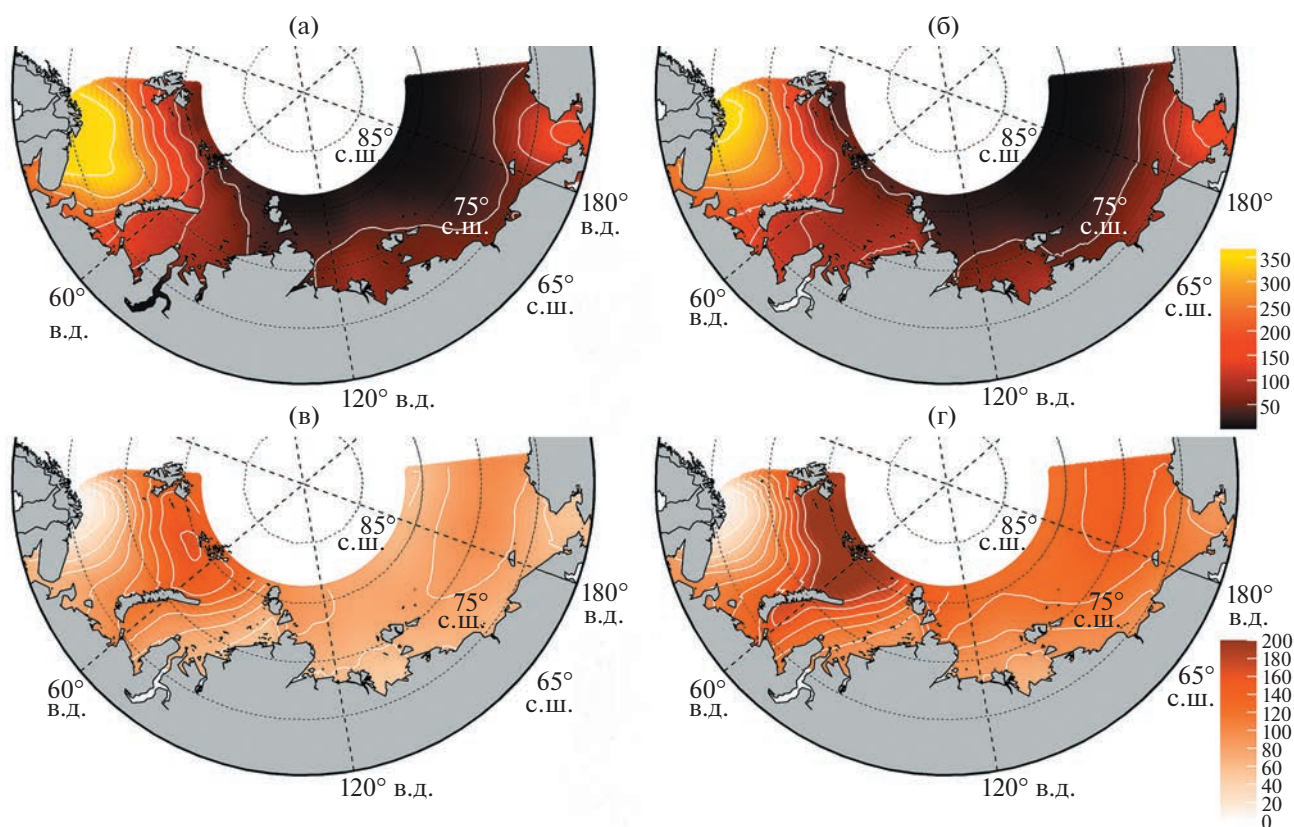


Рис. 2. Продолжительность периода открытой воды (дни) в морях Российской Арктики в среднем за период 1981–2020 гг. по спутниковым данным (а) и данным ансамбля климатических моделей (б), а также их изменения (дни) в период 2061–2080 гг. по сравнению с 1981–2020 гг. согласно сценариям SSP 245 (в) и SSP 585 (г).

видно, что изменения обеих анализируемых характеристик ледовой обстановки начинают существенно различаться друг от друга лишь со второй половины XXI века. Так, монотонный рост ДУ и ППОВ в регионе продолжится после приблизительно 2050 г. согласно сценарию SSP585, но замедлится согласно сценарию SSP245. Следует также отметить хорошую согласованность модельных оценок (средних по ансамблю) трендов ДУ и ППОВ в период 1981–2020 гг. с оценками по данным спутниковых наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модели климата последнего поколения CMIP6 в среднем для выбранного для анализа ансамбля (10 моделей) достаточно хорошо воспроизводят пространственную структуру дат установления ледового покрова и продолжительности периода открытой воды в российском секторе Арктики в сопоставлении с данными спутникового зондирования в период 1981–2020 гг.

Получены прогностические оценки изменений этих характеристик с использованием умеренного (SSP245) и агрессивного сценариев ан-

тропогенного воздействия на климат для периода 2061–2080 гг. Согласно модельным оценкам, установление ледового покрова в морях Российской Арктики будет происходить в среднем примерно на один месяц и декаду позже для сценария SSP245 и на два месяца позже для сценария SSP585 с наиболее сильными изменениями на севере Баренцева и Карского морей, а также на северо-западе моря Лаптевых (2–2.5 мес для сценария SSP245 и 2.5–3 мес для сценария SSP585). При этом ледовый покров в Карском и Чукотском морях будет устанавливаться в декабре, а в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море — в ноябре согласно SSP245 и еще на месяц позже при сценарии SSP585. ППОВ увеличится на более чем 3 и 4 мес в Баренцевом и Карском морях при сценариях SSP245 и SSP245 соответственно. Аналогичные изменения в восточных морях составят более 2 и 3 мес. Период открытой воды в Карском и Чукотском морях возрастет до полугода по сценарию SSP245 и до семи месяцев по SSP585. Ожидается рост ППОВ в море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море до четырех месяцев в году при сценарии SSP245 и пяти месяцев при SSP585.

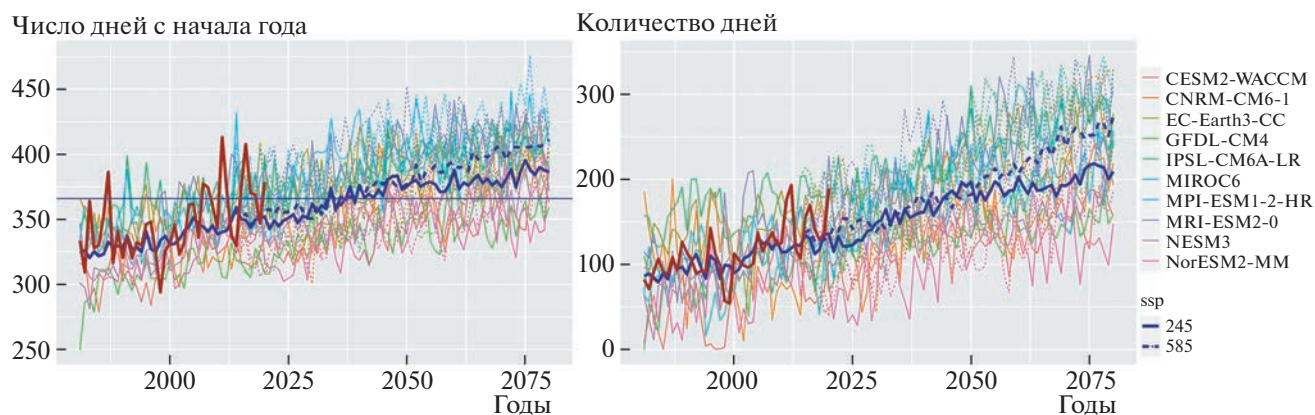


Рис. 3. Межгодовые изменения дат установления ледового покрова (а) и продолжительности периода открытой воды (б) на юго-западе Карского моря (56° – 74° в.д., 70° – 74° с.ш.) по спутниковым данным (жирная линия коричневого цвета) в период 1981–2020 гг., а также данным 10 климатических моделей CMIP6 (тонкие цветные линии) и их ансамбля (жирные линии синего цвета) в период 1981–2080 гг. согласно сценариям SSP 245 (сплошные линии) и SSP 585 (прерывистые линии).

Сравнение эволюции ДУ и ППОВ, рассчитанных по спутниковым и модельным данным для региона на юго-западе Карского моря, показало хорошее соответствие средних для ансамбля климатических трендов ДУ и ППОВ в период 1981–2020 гг. Следует отметить, что заметные расхождения ДУ и ППОВ при двух сценариях антропогенного воздействия происходят лишь со второй половины XXI века. При этом ожидаемые изменения до 2050-х гг. достаточно хорошо описываются линейной экстраполяцией тренда за последние 40 лет.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование характеристик ледовой обстановки в морях Российской Арктики по спутниковым данным проведено в рамках Госзадания Института географии РАН АААА-А19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009). Анализ и обработка модельных данных осуществлялись при поддержке РНФ (проект 23-47-00104). Прогностические модельные оценки выполнены в рамках Соглашения с Минобрнауки РФ № 075-15-2021-577.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В. Влияние регионального потепления на первичную продукцию Карского моря в последние две декады (2002–2021 гг.) // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 2. С. 1–32.
2. Егоров А.Г. Летняя кромка льдов и осенние сроки устойчивого ледообразования в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в 1981–2018 гг. // *Лед и снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 117–127.
3. Парфенова М.Р., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения периода навигации в арктических морях на Северном морском пути в 21 веке: байесовы оценки по расчетам с ансамблем климатических моделей // *ДАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 1. С. 118–125.
4. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // *Лед и снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107.
5. Семенов В.А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // *Изв. РАН Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 61. № 1. С. 21–33.
6. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Мионов Е.У., Порубаев В.С. Межгодовая изменчивость продолжительности безледного периода в юго-западной части Карского моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65 (3). С. 239–254.
7. Bliss A.C., Steele M., Peng G., Meier W.N., Dickinson S. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14. 045003.
8. Crawford A., Stroeve J., Smith A., Jahn A. Arctic Open-Water Periods Are Projected to Lengthen Dramatically by 2100 // *Commun. Earth Environ.* 2021. V. 2. P. 109.
9. Long M., Zhang L., Hu S., Qian S. Multi-Aspect assessment of CMIP6 models for Arctic sea ice simulation // *Journal of Climate*. 2021. V. 34. P. 1515–1529.
10. Matveeva T.A., Semenov V.A. Regional features of the arctic sea ice area changes in 2000–2019 versus 1979–1999 periods // *Atmosphere*. 2022. V. 13. P. 1434.
11. Meier W.N., Stroeve J. An updated assessment of the changing Arctic sea ice cover. *Oceanography*. 2022. V. 35. P. 1–10.
12. Notz D., SIMIP Community. Arctic sea ice in CMIP6. *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. e2019GL086749.
13. O’Neil et al. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6 // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. P. 3461–3482.

14. Peng G., Steele M., Bliss A.C., Meier W.N., Dickinson S. Temporal Means and Variability of Arctic Sea Ice Melt and Freeze Season Climate Indicators Using a Satellite Climate Data Record // *Remote Sens.* 2018. V. 10. P. 1328.
15. Smedsrud L.H., Esau I.N., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V., Olsen A., Omar A., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Rev. Geophysics* // 2013. V. 51. P. 415–449.

MODERN AND PROJECTED CHARACTERISTICS OF SEASONAL CYCLE OF ICE COVER IN THE RUSSIAN ARCTIC SEAS

Academician of the RAS V. A. Semenov^{a,b}, E. A. Cherenkova^{a,b,#}, and T. A. Aldonina^{a,b}

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

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

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

The characteristics of the sea ice conditions in the Seas of the Russian Arctic during the period of satellite measurements were studied and quantitative estimates of their changes in the second half of the 21st century were made based on the results of the CMIP6 climate models' ensemble using aggressive and moderate scenarios of anthropogenic forcing, SSP585 and SSP245 respectively. It has been revealed that the dates of closing (DOC) of the sea ice cover and the length of the open water season (LOWS) are in general successfully reproduced by the ensemble of models. It is shown that DOC on average over the studied Seas will be observed about forty days later under SSP245 scenario and two months later under SSP585 scenario in 2061–2080 compared to 1981–2020 period. At the same time, the increase of LOWS is more than two and a half months under SSP245 scenario and almost four months under SSP585 scenario. The most significant changes in DOC are expected in the north of the Barents and Kara Seas, as well as in the northwest of the Laptev Sea: 2–2.5 months and 2.5–3 months later for the SSP245 and SSP585 scenarios respectively.

Keywords: dates of ice cover closing, length of open water period, climate models, satellite data, Seas of the Russian Arctic

УДК 631.4

ГУМИНОВЫЕ ВЕЩЕСТВА И ВЯЗКОСТЬ ПОЧВЕННЫХ ПАСТ

© 2023 г. Г. Н. Федотов^{1,*}, член-корреспондент РАН С. А. Шоба¹, Д. А. Ушкова¹, И. В. Горепекин¹,
О. А. Салимгареева¹, Д. И. Потапов¹

Поступило 15.02.2023 г.

После доработки 17.03.2023 г.

Принято к публикации 20.03.2023 г.

В работе методом вибрационной вискозиметрии было изучено влияние содержания воды в почвенных пастах на их вязкость и объяснены изменения вязкости с позиций структурной организации гуминовых веществ (ГВ) почв. Было установлено, что вязкость паст, приготовленных из дерново-подзолистой почвы, при снижении содержания в них воды ниже 36% увеличивается до величин 4000–4200 мПа·с, а затем практически не изменяется. Это противоречило существующим представлениям о вязкости суспензий, которая должна непрерывно возрастать с уменьшением содержания в них воды. Данное явление было объяснено с позиций наличия в почвенной пасте, кроме воды и почвенных частиц (агрегатов и микроагрегатов), еще одного компонента надмолекулярных образований (НО) из ГВ почв, которые могут отделяться от почвенных гелей и переходить в дисперсионную среду. По литературным данным НО ГВ существуют в почвах в виде фрактальных кластеров (Ф-кластеров) из частиц-молекул. В связи с высокой устойчивостью Ф-кластеров можно предположить существование в пастах скольжения частиц почвы по Ф-кластерам, а изменение толщины слоя Ф-кластеров, по которому происходит скольжение, может значимо не менять вязкость почвенных паст. Полученные при изучении вязкости почвенных паст данные подтверждают значимость Ф-кластеров в возникновении почвенных свойств.

Ключевые слова: почвенные гели, надмолекулярные образования из гуминовых веществ, фрактальные кластеры из частиц-молекул гуминовых веществ (Ф-кластеры), вискозиметрия почвенных паст, механическое воздействие на пасты, содержание воды в пастах, электронная микроскопия Ф-кластеров из почвенных паст

DOI: 10.31857/S2686739723600285, EDN: RXRQHN

Изучение вязкости паст является одним из способов получения информации о дисперсной фазе — строении частиц [1, 2]. Для исследования почвенных частиц, которые являются сложными образованиями и состоят из более мелких частиц, покрытых и связанных между собой почвенными гелями [3], данный подход также используется в [4].

В основе объяснения поведения суспензий и паст лежит уравнение Эйнштейна [5]:

$$\eta = \eta_0 (1 + 2.5\phi),$$

где

 η — вязкость суспензии; η_0 — вязкость растворителя; ϕ — объемная доля твердой фазы;

2.5 — коэффициент для сферических твердых частиц.

В количественной форме оно применимо только для неконцентрированных суспензий, но физический смысл его должен сохраняться и для паст. Из физического смысла этой формулы следует, что к увеличению вязкости суспензии приводят увеличение в ней объемной доли твердой фазы и уменьшение толщины прослоек жидкости между частицами твердой фазы.

Однако при исследовании влияния содержания воды в пастах на их вязкость были обнаружены результаты, которые не поддавались объяснению с классических позиций. Обратило на себя внимание то, что при малом количестве воды в пастах их вязкость имеет довольно высокие и примерно постоянные в определенном интервале содержания воды в пастах значения (рис. 1).

При увеличении содержания воды в пастах вязкость начинает падать и достигает постоянных низких значений (рис. 1). Ход правых участков кривых при среднем и высоком содержании воды в пастах ранее удавалось объяснить с позиций увеличения количества кинетически свободной воды между частицами в пасте [6]. Для этого ис-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

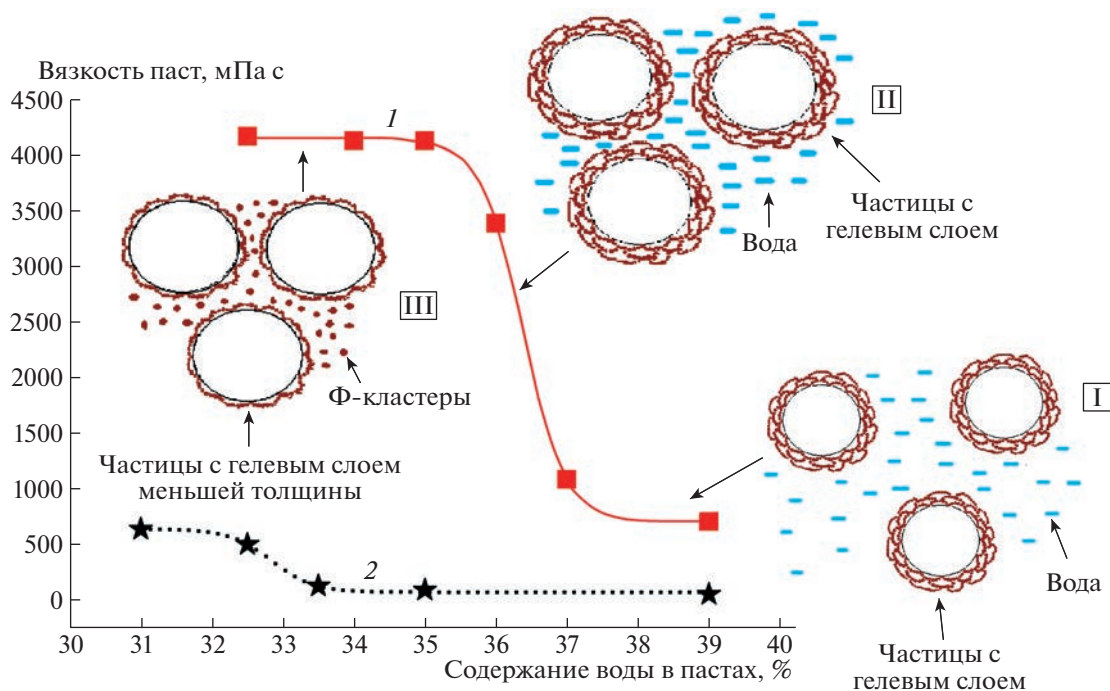


Рис. 1. Вязкость почвенных паст от содержания в них воды, приготовленных из разных образцов дерново-подзолистой (1) почвы (1 — Исх; 2 — ВС) с изображением существующих в пастах почвенных структур. I — участок паст с большим содержанием воды со значительными прослойками воды между почвенными частицами. II — переходный участок с уменьшением толщины прослоек воды между частицами. III — участок, на котором происходит замена контакта между почвенными частицами через воду на контакт через Ф-кластеры со снижением толщины ажурного гелевого слоя вокруг почвенных частиц.

пользовали трактовку для изменения вязкости почвенных паст с позиций поглощения свободной воды гелями, покрывающими почвенные частицы [3], и увеличения объемной доли твердой фазы, включающей в свой состав связанную гелями частиц пасты воду [6].

Однако фактическое постоянство вязкости почвенных паст (рис. 1) при малом содержании (32–35%) в них воды, когда частичная концентрация в пастах продолжает возрастать, невозможно объяснить с классических позиций увеличения прослоек свободной воды между частицами в пастах. Толщина прослоек при уменьшении содержания воды должна продолжать уменьшаться, а вязкость должна возрастать, но она увеличиваться перестала.

Целью работы было нахождение объяснения для наблюдаемого в почвенных пастах явления.

В качестве объекта исследования использовали почвенные образцы дерново-подзолистой почвы (Московская область) исходной влажности (примерно 0.7–0.8 наименьшей влагоемкости — Исх) и высушенные до воздушно-сухого состояния (ВС). Содержание органического вещества по углероду — 1.65%.

Почвенные пасты готовили, перемешивая почвы с необходимым количеством воды стек-

лянной палочкой 3–5 мин. Механическую обработку почвенных паст проводили в течение минуты при помощи мешалки MLW MR 25 (Германия), меняя число оборотов.

Для определения вязкости паст использовали вибрационный вискозиметр SV-10 фирмы “AND” (Япония). Принцип работы прибора основан на поддержании амплитуды вынужденных колебаний чувствительного элемента (камертона), помещенного в вязкую среду, за счет изменения силы тока. Время измерения — 15 с. Амплитуда колебаний камертона 2 мм.

Электронно-микроскопическое исследование проводили при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ) JEOL-6060A (фирмы “JEOL”, Япония) с вольфрамовым катодом при ускоряющем напряжении 2–5 кВ. На образцы перед исследованием напыляли золото, используя установку JFC-1600 (фирмы “JEOL”, Япония).

При приготовлении образцов для электронно-микроскопических исследований 2 г пасты с содержанием воды 37% взбалтывали в 50 г воды, затем полученную суспензию разбавляли еще в 100 раз. Получали разбавление жидкости, содержащейся в пасте, примерно в 15000 раз. После этого 5 мкл суспензии наносили на атомно-гладкую поверхность слюды. Делали снимки с 5 обла-

стей слюды для каждого изучаемого образца. Подсчитывали количество частиц (Φ -кластеров) на каждом снимке и определяли среднее значение.

На начальном этапе работы было проведено исследование вязкости почвенных паст, приготовленных из образцов дерново-подзолистой почвы с применением механического воздействия при помощи вибрационного вискозиметра.

Было установлено (рис. 2), что при малом числе оборотов мешалки, осуществляющей механическое воздействие на пасту, вязкость пасты остается примерно постоянной на относительно низком уровне (1-й участок кривой).

После преодоления определенного предела по числу оборотов (рис. 2) начинается практически линейный рост вязкости (2-й участок кривой) с выходом на плато, когда вязкость перестает возрастать (3-й участок кривой).

Объяснение для наблюдаемых результатов является достаточно очевидным. До достижения определенной величины числа оборотов мешалки (граница между 1 и 2 участками кривой, рис. 2) отделения мелких частиц от более крупных почвенных частиц (агрегатов и микроагрегатов) в значимых количествах не происходит, суммарная концентрация частиц в пасте меняется мало, поэтому вязкость пасты остается постоянной. После преодоления барьера по величине механического воздействия (числу оборотов) начинается отделение мелких частиц от более крупных. Общее количество частиц в пасте нарастает, что приводит к увеличению ее вязкости. После отрыва от агрегатов и микроагрегатов основной массы способных отделиться мелких частиц увеличение вязкости пасты от роста числа оборотов мешалки прекращается, и вязкость паст достигает постоянных значений.

Из предложенного объяснения следует, что почвенную пасту следует рассматривать как систему, которая состоит не из двух компонентов (почвенные частицы и вода), а из трех качественно отличающихся компонентов — агрегаты и микроагрегаты (1), мелкие почвенные частицы (2) и вода (3). Однако было непонятно, чем мелкие почвенные частицы качественно отличаются от почвенных агрегатов и микроагрегатов, так как с позиций общепринятой трехфазной физической модели почв (твердая, жидкая и газообразная фазы) таких отличий быть не должно.

Из изложенного выше следовало, что использование для объяснения полученных данных традиционной трехфазной модели почв не дает результата, и необходимо перейти к гелевой модели [3], которая последние десятилетия активно развивалась. С этих позиций наряду с частицами почвы в пасте можно предположить существование частиц-молекул гуминовых веществ (ГВ) и надмолекулярных образований (НО) из них.

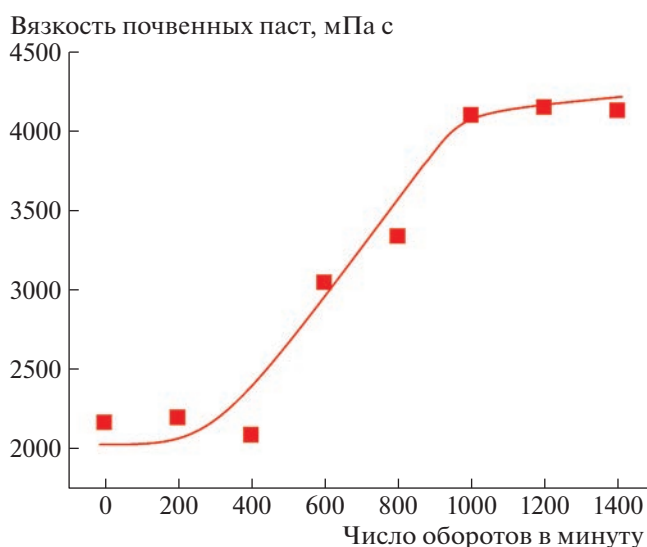


Рис. 2. Вязкость почвенных паст из Исх дерново-подзолистой почвы (1) с содержанием воды 37% после обработки в течение минуты при разной скорости вращения мешалки.

Проведенные ранее исследования [7–10] свидетельствуют о высокой прочности связей между частицами-молекулами ГВ в НО. Отмечено, что изменения, связанные с самоассоциацией молекул ГВ в НО, были заметны уже при концентрациях 1 мг/л, а завершение данной стадии агрегирования происходило при концентрациях, не превышающих 10–30 мг/л.

При исследовании методом малоуглового рассеяния нейтронов (МУРН) растворов гуминовых кислот (ГК), содержащих НО, было обнаружено, что НО фрактально организованы. То есть частицы-молекулы ГК существуют в виде фрактальных кластеров (Φ -кластеры) размером 100–200 нм [11]. Позднее это было подтверждено при изучении растворов ГК и другими методами [10, 12]. При проведении опытов с почвами при помощи метода МУРН была обнаружена фрактальная организация для коллоидной составляющей почв различных типов в размерном диапазоне, близком размеру Φ -кластеров ГК [13]. Это дало возможность сделать вывод, что основой почвенных гелей являются Φ -кластеры¹ из частиц молекул гуминовых веществ (ГВ) [13], которые образуют Φ -кластеры за счет гидрофобных связей благодаря мозаичной гидрофильно-гидрофобной поверхности частиц ГВ [14].

Можно предположить, что механизм вязкости почвенных паст [5] должен быть связан с суще-

¹ Терминологическая разница между надмолекулярными образованиями (НО) и Φ -кластерами состоит в том, что НО не предполагает четкой структурной организации в отличие от Φ -кластера. Поэтому последний термин является более точным.

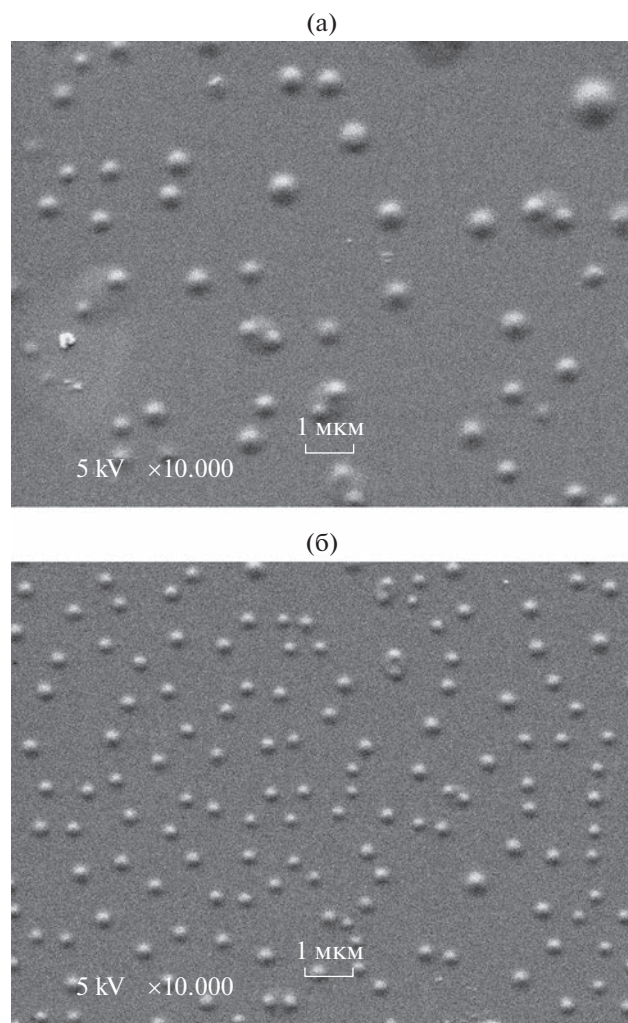


Рис. 3. Электронно-микроскопические фотографии частиц из суспензий, полученных из паст воздушно-сухой (а) и исходной (б) дерново-подзолистых почв (1), нанесенных на подложку слюды.

ствованием в почвах Φ -кластеров, как основы почвенных гелей [13], которые, по-видимому, и являются искомыми мелкими почвенными частицами, отделяющимися от агрегатов и микроагрегатов.

Предполагаемое нами существование в почвенных пастах еще одного компонента — Φ -кластеров позволяло объяснить наблюдаемые результаты. По-видимому, в области низких влажностей почвенных паст (рис. 1) их дисперсионной средой является не чистая вода, а вода с Φ -кластерами. В пастах с высокой концентрацией почв свободной воды остается очень мало и частицы с гелевыми оболочками (основу которых составляют Φ -кластеры) начинают взаимодействовать между собой через эти оболочки и отделившиеся от гелей свободные Φ -кластеры. Дальнейшее снижение количества воды в пастах приводит к частичному

распаду ажурных гелевых оболочек до Φ -кластеров и увеличению толщины слоя Φ -кластеров между почвенными частицами, покрытыми ажурными почвенными гелями. Уменьшение содержания воды ведет к увеличению доли Φ -кластеров, располагающихся между частицами, покрытыми гелями, а не в самих гелях. То есть от контакта покрытых гелями частиц через воду с небольшим количеством Φ -кластеров при большом и среднем ее содержании в пасте происходит переход к контакту покрытых гелями частиц через слой Φ -кластеров (рис. 2). По-видимому, изменение толщины слоя Φ -кластеров (из-за их высокой устойчивости и способности вращаться) мало влияет на вязкость паст², поэтому и наблюдается ее выход на примерно постоянные значения.

Обращает на себя внимание, что вязкость почвенных паст при больших механических воздействиях (рис. 2) примерно совпадает с вязкостью высококонцентрированных паст (рис. 1). Это является косвенным подтверждением того, что механические воздействия и снижение содержания воды в пасте приводят к образованию близких по строению структур — почвенных частиц, покрытых ажурными почвенными гелями, которые отделены друг от друга слоем необъединенных Φ -кластеров.

Для проверки этих предположений было решено провести электронно-микроскопические исследования. Из представленного графика (рис. 1) хорошо видно, что вязкость почвенных паст, приготовленных из воздушно-сухих почв, намного ниже вязкости паст, которые готовят из почв, не подвергавшихся высушиванию. Связано это может быть с возникновением более прочных связей между коллоидными образованиями (Φ -кластерами) при высушивании почв и затруднением их перехода в дисперсионную среду пасты. Из этого следует, что концентрация (объемная доля) Φ -кластеров в суспензиях, приготовленных из паст из воздушно-сухих образцов почв, должно быть заметно ниже в сравнении с суспензиями из паст из образцов почв, не подвергавшихся высушиванию.

Полученные результаты (рис. 3) это подтверждают — на электронно-микроскопической микрофотографии (рис. 3 а), где использовали суспензии на основе паст из воздушно-сухих почв, количество частиц заметно меньше, а их размер больше, в сравнении с суспензиями на основе паст из почв, не подвергавшихся высушиванию (рис. 3 б). По-видимому, при высушивании происходит упрочнение связей между Φ -кластерами, и они не отделяются друг от друга при приготовлении почвенных паст. В результате размер на-

² Механическая аналогия — движение предмета по твердым шарикам, расположенным на твердой поверхности.

блюдаемых в этом случае при помощи РЭМ Ф-кластеров больше, а число меньше.

Полученные при изучении почвенных паст данные свидетельствуют, что Ф-кластеры являются важным и неотъемлемым компонентом почв. Они способны объединяться друг с другом и образовывать гели, включающие в свой состав воду. При избытке воды они могут практически самопроизвольно при легком перемешивании переходить в дисперсионную среду паст.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания МГУ № 122011800459-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Библик Е.Е. Реология дисперсных систем. Л.: ЛГУ, 1981. 172 с.
2. Фролов Ю.Г. Структурообразование в дисперсных системах. Реологические свойства структур. М.: МХТИ, 1980. 63 с.
3. Тюлин А.Ф. Органно-минеральные коллоиды в почве, их генезис и значение для корневого питания высших растений. М.: АН СССР, 1958. 52 с.
4. Горбунов Н.И., Аbruкова Л.П. Реологические свойства и минералогический состав слитых почв // Почвоведение. 1974. № 8. С. 74–85.
5. Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Химия. 1982. 463 с.
6. Шоба С.А., Потанов Д.И., Горепекин И.В., Ушкова Д.А., Грачева Т.А., Федотов Г.Н. Состояние почвенных гелей при разной пробоподготовке к вискозиметрии образцов дерново-подзолистей почвы // Доклады РАН. Науки о жизни. 2022. Т. 504. С. 240–244.
7. Евдокимов И.П., Лосев А.П. Природные нанообъекты в нефтегазовых средах М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2008. 104 с.
8. Fasurova N., Cechlovska H., Kucerik J. A comparative study of South Moravian lignite and standard IHSS humic acids' optical and colloidal properties. Petroleum and Coal. 2006. 48(2): 24–32.
9. Rice J.A., Lin J.S. (1993). Fractal nature of humic materials // Environ. Sci. Technol. 1993. 27. P. 413–414.
10. Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P. Fractal dimension of humic acids in aqueous suspension as a function of pH and time // Soil Science Society of Am. J. 1996. V. 60. № 6. P. 1613–1678.
11. Osterberg R., Mortensen K. Fractal dimension of humic acids. A small angle neutron scattering study // European Biophysics J. 1992. V. 21 (3). P. 163–167.
12. Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P. Fractal humic acids in aqueous suspensions at various concentrations, ionic strengths, and pH values. Colloids and Surfaces A. // Physicochemical and Engineering Aspects. 1997. V. 127. Iss. 1–3. P. 57–68.
13. Федотов Г.Н., Добровольский Г.В. Возможные пути формирования нано- и микроструктур в гумусовых веществах почвенных гелей // Почвоведение. 2012. № 8. С. 908–920.
14. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.

HUMIC SUBSTANCES AND VISCOSITY OF SOIL PASTES

G. N. Fedotov^{a, #}, Corresponding Member of the RAS S. A. Shoba^a, D. A. Ushkova^a, I. V. Gorepekin^a, O. A. Salimgareeva^a, and D. I. Potapov^a

^a Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: gennadiy.fedotov@gmail.com

In the work, the influence of water content in soil pastes on their viscosity was studied by the method of vibrational viscometry and changes in viscosity were explained from the standpoint of the structural organization of humic substances (HS) of soils. It was found that the viscosity of pastes prepared from sod-podzolic soil, with a decrease in their water content below 36%, increases to values of 4000–4200 MPa sec, and then practically does not change. This contradicted the existing ideas about the viscosity of suspensions, which should continuously increase with a decrease in the water content in them. This phenomenon was explained from the standpoint of the presence in the soil paste another component in addition to water and soil particles (aggregates and microaggregates) – supramolecular formations (SF) from soil HS, which can separate from soil gels and pass into a dispersion medium. According to the literature data, SF of HS exist in soils in the form of fractal clusters (F-clusters) consisting of particles-molecules. Due to the high stability of F-clusters, it is possible to assume that soil particles sliding along F-clusters in pastes, and a change in the thickness of the F-cluster layer through which sliding occurs may not significantly influence the viscosity of soil pastes. The data obtained during the study of the viscosity of soil pastes confirm the importance of F-clusters in the occurrence of soil properties.

Keywords: soil gels, supramolecular formations of humic substances, fractal clusters (F-clusters) of particles-molecules of humic substances, viscometry of soil pastes, mechanical effect on pastes, water content in pastes, electron microscopy of F-clusters from soil pastes

УДК 9.929+57.557+50.502/504

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ БОРЕАЛЬНЫХ ЛЕСОВ В ПОГЛОЩЕНИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И В АДАПТАЦИИ К ГЛОБАЛЬНОМУ ПОТЕПЛЕНИЮ (К ПАРИЖСКОМУ СОГЛАШЕНИЮ ПО ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА)

© 2023 г. Академик РАН В. М. Котляков^{1,*}, Э. Г. Коломыц^{2,**}, Л. С. Шарая³

Поступило 07.03.2023 г.

После доработки 10.03.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

На примере лесов Окского бассейна проведен опыт численного решения двуединой задачи, поставленной Парижским (2015) Соглашением по изменению климата: оценить поглощение лесными сообществами CO₂ из атмосферы при современном глобальном потеплении и их адаптацию к изменениям климата. С помощью эмпирико-статистического моделирования раскрыты механизмы регуляции лесным покровом углеродного цикла, с эффектом смягчения прогнозируемого потепления. Проведены оценки адаптивного потенциала лесов и его роли в адсорбции и консервации углерода. В качестве показателя адаптации использован предложенный индекс упруго-пластичной функциональной устойчивости лесных экосистем. Статистически установлена роль устойчивости лесов как прямого экологического фактора поглощения парниковых газов. Получена однозначная картина существенного роста экологических ресурсов бореальных и неморальных лесов — их адсорбционной способности при повышении адаптивного потенциала. Установлено, что в течение прогнозируемого 100-летнего периода общая упруго-пластичная устойчивость лесных формаций в регионе должна увеличиваться, особенно при современных темпах глобального потепления. За счет этого следует ожидать и значительное повышение способности бореальных и в меньшей степени неморальных лесов поглощать парниковые газы. Полученные результаты регионального прогнозного моделирования демонстрируют эффективность сопряженного исследования адсорбционной способности лесных биомов и их адаптации к меняющемуся климату.

Ключевые слова: лесные экосистемы, современное глобальное потепление, поглощение и эмиссия парниковых газов, адаптация лесов к изменениям климата, экологические ресурсы лесных биомов, сопряженный экологический анализ, прогнозные эмпирико-статистическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739723600510, **EDN:** RZNLQA

Современное глобальное потепление продолжается на всем земном шаре и имеет, по всей видимости, антропогенное происхождение. Вычленение антропогенной составляющей из глобальных, в том числе климатогенных, изменений природной среды входит в стратегию перехода к устойчивому развитию [1, 2]. Климатические прогнозы, основанные на сценариях техногенных выбросов парниковых газов в атмосферу, предполагают повышение средней глобальной температуры поверхности Земли в пределах 1.4°–5.8° за период 1990–2100 гг., что в 2–10 раз боль-

ше величины потепления в XX в. [3]. Однако реальная картина значительно превосходит эти расчеты. Существующий в настоящее время тренд потепления приведет к повышению средней глобальной температуры к 2100 г. на 4° [4]. При этом потепление в некоторых регионах России может достигнуть 6°–11° [5]. Необходимо отметить, что малые внешние воздействия способны вызвать существенные глобальные изменения в биосфере [1].

В 2015 г. в Париже в ходе Конференции по климату в рамках Рамочной конвенции ООН об изменении климата было достигнуто Соглашение, регулирующее меры по снижению углекислого газа в атмосфере с 2020 г. [6]. Согласно Статьям 2 и 4 Парижского Соглашения, странам-участникам необходимо стремиться к “...достижению баланса между возникающими в результате деятельности человека парниковыми газами и их поглощением морями и лесами — ко второй половине XXI века”, в целях удержания прироста средней глобальной температуры не выше 1.5°–2°.

¹ Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

² Институт фундаментальных проблем биологии Российской академии наук, Пущино, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт агрохимии им. Д.Н. Прянишникова, Москва, Россия

*E-mail: vladcot4@gmail.com

**E-mail: egk2000@mail.ru

Стабилизация окружающей среды на суше может быть достигнута через *процессы адсорбции парниковых газов* естественными, и прежде всего лесными, экосистемами.

С другой стороны, важной целью Парижского Соглашения является планирование действий в *области адаптации* – “укреплении адаптационных возможностей, повышении сопротивляемости и снижении уязвимости ... экологических систем к изменениям климата, в целях ... обеспечения адекватного адаптационного реагирования в контексте упомянутой выше температурной цели” (Статья 7 Соглашения). Таким образом, определена необходимость решения по лесным экосистемам *двухединой задачи* – *адсорбции и адаптации*, что позволит оценить регуляцию лесным покровом углеродного цикла, направленную на смягчение глобального потепления.

В данном сообщении изложен опыт регионального решения двухединой задачи на примере Окского бассейна (площадью около 250 тыс. кв. км). Проведен численный эксперимент по оценке влияния упруго-пластичной устойчивости лесных экосистем как показателя их адаптационного потенциала, а также прогнозируемых климатических параметров на углеродный баланс лесов, т.е. на их адсорбционную способность. Климатические параметры взяты из прогнозных сценариев двух глобальных моделей: 1) умеренной E GISS [7], отвечающей целям Парижского Соглашения, с ее ранней версией GISS-1993; 2) экстремальной HadCM3, версия A2 [8], дающей прогноз, адекватный современному тренду глобального потепления (см. выше).

В эксперименте использованы материалы крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок, проведенных ранее по специально разработанной методике на пяти экспериментальных полигонах Среднего и Верхнего Поволжья [9]. Каждый полигон характеризовал определенный экорегион. Базовое содержание и климатогенная динамика углерода оценивались по дискретным параметрам малого биологического круговорота: 1) скелетной древесно-кустарниковой фитомассе – *BS*; 2) массе корней – *BR*; 3) общей зеленой массе – *BV*; 4) массе лесной подстилки – *ML*; 4) мертвой скелетной надземной фитомассе (валеж и сухостой) – *WD*; 6) массе гумуса в органно-минеральном горизонте почвы – *HU*. Для прогнозирования этих параметров предварительно проводилась гидротермическая ординация их базовых значений в пространстве локальных ландшафтных сопряжений (катен) по каждому экорегиону [9]. Переход от самих геомасс к содержанию в них углерода выполнялся с помощью известных углеродных коэффициентов ([10, 11], и др.).

Оценки изменений содержания углерода в различных биотических компонентах и в целом

по лесным биогеоценозам проведены по известному лесоводственному методу [10, 12], основанному на динамике живых и мертвых фитомасс, а также лабильного гумуса. При этом реализуется кибернетический подход [13, 14], когда сами геомассы (углеродные пулы) рассматриваются как функциональные параметры на “выходе” системы, без анализа метаболических процессов “черного ящика”, что позволяет представить функциональные состояния биогеосистем как целостных образований, согласно [15].

Изменение массы потока углерода $\Delta C(F_a)$ в системе почва–растительность–атмосфера, т.е. углеродный баланс почвенно-растительного комплекса на данный прогнозный срок рассчитывали по формуле:

$$\Delta C(F_a) = \Delta C(WD) + \Delta C(ML) + \Delta C(HU) - \Delta C(BS) - \Delta C(BV) - \Delta C(BR). \quad (1)$$

Параметр $\Delta C(F_a)$ определялся для каждой группы биогеоценозов данного экорегиона. При положительных величинах первые три слагаемые правой части уравнения дают прибавку эмиссии CO_2 из почвенно-растительного покрова в атмосферу, а вторые – убыль этого потока. При отрицательных же значениях указанных слагаемых картина обратная. Таким образом, по прогнозируемому параметру $\Delta C(F_a)$ оценивалось, будет ли поглощать данный лесной биогеоценоз дополнительное количество CO_2 из атмосферы в результате сдвигов в биологическом круговороте или, наоборот, станет источником его дополнительных выбросов.

Переход с локального (аналитического) уровня на региональный (картографический) проведен с помощью специально разработанного метода индукционно-иерархической экстраполяции [16], а также с применением новых методов геоморфометрии [17]. Для этого были использованы спутниковые данные НАСА о рельефе – матрицы высот земной поверхности, полученные в ходе выполнения проекта SRTM30 “США–Италия–Германия” (2000 г.).

Количественная оценка адаптации лесных экосистем к меняющемуся климату проведена по их *упруго-пластичной устойчивости* [18], определяющей сукцессионно-восстановительный потенциал лесов. Как известно, в биологическом круговороте ключевое значение имеют два процесса: относительная величина продуцирования зеленого вещества и скорость его разложения. Они могут быть выражены двумя дискретными параметрами метаболизма – коэффициентом годового оборота надземной фитомассы ($KR = PV/BL$) и подстилично-опадным индексом ($KY = PV/ML$). Здесь PV – годовая продукция зеленой массы (с генеративными органами), BL – общая живая надземная фитомасса, ML – масса

Таблица 1. Уравнения, описывающие связи изменения содержания углерода в лесных формациях Окского бассейна с их упруго-пластичной функциональной устойчивостью и с климатическими характеристиками

Растительные формации	Регрессионные уравнения	Статистика	
		R_s	P
А. Темнохвойные и широколиственно-темнохвойные леса	$\Delta C(F_a) = 62.4I(\text{уст}) + 22.7r_{\text{Year}} + 10.2t_{\text{July}} - 49.3$	0.50	$<10^{-6}$
Б. Сосновые леса	$\Delta C(F_a) = 38.6r_{\text{Year}} + 29.4t_{\text{July}} - 16.0I(\text{уст}) - 24.8$	0.46	$<10^{-6}$
В. Широколиственно-сосновые леса	$\Delta C(F_a) = 217.4I(\text{уст}) + 78.0t_{\text{July}} + 55.3r_{\text{Year}} - 165.6$	0.64	$<10^{-6}$
Г₁. Северные широколиственные леса с примесью ели	$\Delta C(F_a) = 6.23I(\text{уст}) - 4.65t_{\text{July}} + 4.30r_{\text{Year}} - 5.63$	0.46	$<10^{-6}$
Г₂. Южные остепненные широколиственные леса	$\Delta C(F_a) = 32.9t_{\text{July}} + 24.1r_{\text{Year}} - 54.3I(\text{уст}) - 19.6$	0.38	$<10^{-6}$
Д. Все лесные формации Окского бассейна	$\Delta C(F_a) = 76.3I(\text{уст}) + 36.9t_{\text{July}} + 31.1r_{\text{Year}} - 69.6$	0.13	$<10^{-6}$
Е. Все коренные лесные формации	$\Delta C(F_a) = 68.6t_{\text{July}} + 37.1r_{\text{Year}} - 3.4I(\text{уст}) - 51.0$	0.16	$<10^{-6}$
Ж. Все производные лесные формации	$\Delta C(F_a) = 123.5I(\text{уст}) + 22.8r_{\text{Year}} + 18.7t_{\text{July}} - 64.6$	0.30	$<10^{-6}$
И. Вторичные мелколиственные леса на месте сосновых	$\Delta C(F_a) = 2218I(\text{уст}) - 68.5t_{\text{July}} + 33.9r_{\text{Year}} - 83.2$	0.45	$<10^{-6}$
К. Вторичные мелколиственные леса на месте широколиственных	$\Delta C(F_a) = 10.7I(\text{уст}) + 6.0r_{\text{Year}} - 4.6t_{\text{July}} - 12.2$	0.13	$<10^{-6}$
Л. Леса южной лесостепи и северной степи	$\Delta C(F_a) = 95.4t_{\text{July}} - 78.3I(\text{уст}) + 47.5r_{\text{Year}} - 22.6$	0.54	$<10^{-6}$

лесной подстилки. С помощью метрики евклидова расстояния вычислялся индекс упруго-пластичной устойчивости $I_{\text{упр}}$ как функция указанных коэффициентов:

$$I_{\text{упр}} = 1 - \left[\sqrt{(\Delta KR)^2 + (\Delta KY)^2} \right] / \sqrt{2}, \quad (2)$$

где

$$(\Delta KR) = (KR_{\text{max}} - KR_i) / (KR_{\text{max}} - KR_{\text{min}}),$$

$$(\Delta KY) = (KY_i - KY_{\text{min}}) / (KY_{\text{max}} - KY_{\text{min}}).$$

Индекс упруго-пластичной устойчивости, таким образом, оценивается в безразмерных единицах, т.е. он указывает на определенную долю устойчивости изучаемой экосистемы от максимально возможной в данной статистической выборке.

Если $KR_i \rightarrow KR_{\text{max}}$ и $KY_i \rightarrow 0$, то $I_{\text{упр}} \rightarrow 1$. Параметр $I_{\text{упр}}$ лесной экосистемы характеризует ее способность к прохождению восстановительных сукцессий (упругость), либо к переходу в новое функциональное устойчивое состояние, при сохранении, с допустимой вероятностью, ее первичной структуры (пластичность).

На практике для Средней полосы Русской равнины параметр $I_{\text{упр}}$ можно рассчитать по следующим эмпирическим формулам, с достаточно высокими коэффициентами детерминации R^2 [9]:

$$I_{\text{упр}} = 0.715 - 0.0555KY; \quad R^2 = 0.90; \quad (3)$$

$$KY = 0.993t_{\text{Jan}} - 0.5365t_{\text{July}} + 0.003508r_{\text{Year}}; \quad R^2 = 0.61; \quad (4)$$

$$KY = \exp(6.453 - 0.2993t_{\text{July}}); \quad R^2 = 0.76. \quad (5)$$

Здесь t_{Jan} и t_{July} — соответственно средние температуры января и июля (в °C), r_{Year} — годовое количество осадков (в мм).

После процедуры присвоения мезо-катенам распределения каждой растительной формации значений индексов упруго-пластичной устойчивости и изменений содержания углерода был сформирован пул картографически привязанных данных (более 52000 точек). Пространственная вариабельность углеродного баланса лесов в связи с показателем их адаптивного потенциала в бассейне изучалась методами множественной регрессии.

В табл. 1 приводятся полученные статистические взаимосвязи показателей адсорбции $\Delta C(F_a)$ и адаптации $I_{\text{упр}}$ зональных/подзональных типов/подтипов лесных формаций, по классификации [12], с достаточно высоким уровнем значимости Пирсона ($P < 10^{-6}$). Здесь $\Delta C(F_a)$ — изменение удельного потока CO_2 (т/га год) в системе земная поверхность—атмосфера, t_{July} и r_{Year} — нормированные значения (в долях 1) средней темпе-

Таблица 2. Удельные и суммарные значения углеродных балансов лесных формаций на выборочной территории Волжского бассейна, прогнозируемые на 2100 г. при их базовой и конечной лабильной упругой устойчивости и по климатическим сценариям, согласно двум глобальным прогнозным моделям: умеренной GISS-93 и экстремальной HadCM3

Зональные типы и подзональные подтипы лесных формаций, по [19], (см. в тексте)	Средневзвешенный индекс упруго-пластичной устойчивости, $I_{упр}$		Прогнозируемые климатические параметры на 2100 г.				Удельный углеродный баланс, т/га		Лесо- покрытая площадь, кв. км	Суммарный углеродный баланс, млн т.		
			Модель GISS-93		Модель HadCM3							
	Базовый	Прогнозный		$t_{июль}$, °C	$r_{год}$, мм	$t_{июль}$, °C	$r_{год}$, мм	Модель GISS-93		Модель HadCM3		
		Модель GISS-93	Модель HadCM3									
А	0.554	0.630	0.670	20.1	950	22.2	725	9.70	8.87	75'706	73.435	67.151
Б	0.430	0.630	0.675	20.1	930	22.6	710	14.44	16.04	48'506	109.319	121.432
В	0.531	0.664	0.684	21.6	830	23.0	705	18.70	44.51	37'841	70.763	160.430
Г₁	0.547	0.667	0.689	22.2	780	23.8	685	57.83	82.76	18'350	218.835	313.172
Г₂	0.547	0.667	0.689	23.8	700	24.0	650	−2.32	−3.61	7'544	−4.257	−6.624
Заболоченные леса	0.549	0.630	0.672	20.1	940	22.4	720	−14.00	−10.83	7'052	−10.562	−8.170
								−17.86	−18.57		−13.434	−14.009
Неморальные поймы	0.559	0.642	0.685	22.5	770	23.6	680	8.12	6.61	16'267	5.726	4.661
								13.17	14.18		9.287	10.000
Средневзве- шенное/Сумма	0.517	0.634	0.673	20.4	921	21.0	717	3.37	4.69	211'266	5.482	7.676
								3.13	11.53		5.092	18.871
								3.61	10.02		179.376	284.281
								11.62	17.10		354.091	486.012

t_{July} — средняя температура июля; r_{Year} — годовое количество осадков. В столбцах удельного и суммарного углеродного баланса первая строка характеризует баланс при базовом значении индекса устойчивости растительных формаций, а вторая — при его конечном значении (на прогнозный срок 2100 г.). Безлесные верховые и переходные болота не учитываются.

ратуры июля и годового количества осадков. Низкие в целом значения рангового коэффициента Спирмана R_s обусловлены огромным числом статистической выборки, где существенное “шумовое” воздействие оказывают местные геоморфологические и эдафические факторы, создающие группы средних с противоположными связями. Как известно [13], при описании сложных многокомпонентных биологических систем неизбежны нарушения базовых принципов статистического анализа. В частности, не соблюдается принцип линейной независимости предикторов, а коэффициенты корреляции и детерминации не могут быть высокими. Тем не менее по каждому уравнению общую тенденцию связей можно принять достоверной, о чем свидетельствуют упомянутые значения коэффициента Пирсона.

Каждый зональный/подзональный тип/подтип включает коренные и производные лесные сообщества, а также фрагментарные лесные угодья, т.е. он отображает состояние реального лесного покрова.

Уравнения (3)–(11) мы предлагаем включить напрямую в доработку утвержденных Минприродой России “Методических указаний по количественному определению объема поглощения парниковых газов” (Распоряжение № 20-р от 30.06.2017) в бореальных и неморальных лесах Средней полосы Европейской России. Для примера в табл. 2 приведены результаты расчетов (по формулам А–Г₂ в табл. 1) прогнозируемых удельных и суммарных значений углеродного баланса зональных/подзональных типов/подтипов лесных формаций всего Окско-Волжского бассейна по базовым и прогнозируемым величинам $I_{\text{упр}}$, а также по параметрам t_{July} и Year , которые заданы двумя различными глобальными климатическими моделями (см. выше). Согласно первой, умеренной, модели потепление к середине XXI в. составит в Среднем Поволжье от 0.2°–0.6° зимой до 0.8°–1.1° летом, что отвечает сценарию, который допускается Парижским Соглашением. Экстремальная же модель дает общегодовое повышение температуры к этому сроку на 2.5°–4.0°, которое может быть достигнуто при современных темпах глобального потепления.

В течение всего 100-летнего прогнозного периода общая упруго-пластичная устойчивость лесных формаций должна увеличиваться, причем в наибольшей мере при экстремальном потеплении. За счет этого следует ожидать и значительное повышение способности бореальных лесов поглощать парниковые газы и тем самым смягчать тренд самого потепления, что будет означать *увеличение их экологических ресурсов*, по определению [14]. Сопоставление значений углеродного баланса лесных формаций, полученных при начальных (базовых) и конечных (итоговых) индек-

сах функциональной устойчивости дает однозначную картину существенного роста адсорбционной способности хвойных и смешанных лесов с повышением их адаптивного потенциала.

Важно было также учесть изменение экологических ресурсов лесных формаций, которые могут быть вызваны их функционально-структурными преобразованиями в течение данного прогнозного периода. Эти изменения неоднозначны. По климатическим сценариям умеренного потепления (модель GISS-93) проведено алгебраическое сложение значений параметра $\Delta C(F_a)$ для зональных/подзональных типов/подтипов лесных формаций Волжского бассейна (см. табл. 2). Получены следующие *показатели изменений удельного углеродного баланса лесов* $\Delta[\Delta C(F_a)]$ (т/га): А – (+4.998); Б – (–14.570); В – (+27.773); Г₁ – (+10.010). В целом сохраняется потенциал экологических ресурсов всего спектра бореальных темнохвойных и темнохвойно-широколиственных, а также подтаежных широколиственно-сосновых лесов. Заметно возрастает адсорбционная способность чисто широколиственных лесов (главным образом за счет их предполагаемой трансформации в леса бореальные). В то же время южнотаежные сосняки, переходя более чем на 50% в смешаннолесные сообщества, существенно утрачивают свои экологические ресурсы, хотя величина их $\Delta C(F_a)$ остается положительной.

Приведенные материалы в целом указывают на феномен роста адсорбционной способности лесного покрова Средней полосы Русской равнины при усилении самого сигнала глобального потепления и соответствующем повышении упруго-пластичной устойчивости экосистем. В этом можно убедиться, сопоставив значения $\Delta C(F_a)$ по моделям GISS-93 и HadCM3 (см. табл. 2). *Решающий вклад в консервацию лесами парниковых газов вносит рост их адаптивного потенциала*, играющего роль прямого экологического фактора смягчения климатических колебаний, в том числе современного потепления.

Таким образом, проведенное эмпирико-статистическое моделирование изменений углеродных балансов лесных формаций Окско-Волжского бассейна в зависимости от их упруго-пластичной устойчивости позволило вскрыть влияние механизмов адаптации лесов на их адсорбционный потенциал. Тем самым продемонстрирован один из путей решения двуединой проблемы, поставленной Парижским (2015) Соглашением, о необходимости сопряженного исследования адсорбционной способности лесных биомов и их адаптации к меняющемуся климату.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Котляков В.М.* Избранные сочинения. Книга 3. География в меняющемся мире. М.: Наука, 2001. 411 с.
2. *Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Савиных В.П.* Перспективы развития цивилизации. Многомерный анализ. М.: "Логос", 2003. 576 с.
3. *Албриттон Д.Л., Баркер Т., Башмаков И.* Изменение климата. 2001 г. Обобщенный доклад МГЭИК / Под ред. Р.Т. Уотсона. Geneva: World Meteorological Organization, 2003. 220 p.
4. *Le Quere C., Moriarty R., Andrew R.M.* Global carbon budget 2014 // *Earth Syst. Sci. data.* 2015. V. 7. Iss. 1. P. 47.
<https://doi.org/10.5194/essd-7-47-2015>
5. *Швиденко А.З., Щепаченко Д.Г., Кракснер Ф., Онуцин А.А.* Переход к устойчивому управлению лесами России: теоретико-методические предпосылки // *Сибирский лесной журнал.* 2017. № 6. С. 3–25.
6. Paris Agreement. Conference of the Parties Twenty-first session. Paris, 30 Nov. to 11. Dec., 2015. 19 p.
7. *Hansen J., Sato M., Ruedy R.* Climate simulations for 1880–2003 with GISS model E // *Climate Dynamics.* 2007. V. 29. P. 661–696.
<https://doi.org/10.1007/s00382-007-0255-8>
8. *Pope V.D., Gallani M.L., Rowntree P.R., Stratton R.A.* The impact of new physical parametrizations in Hadley Centre climate model – Had-CM3 // *Climate Dynamics.* 2000. V. 16. P. 123–146.
9. *Коломыц Э.Г.* Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. М.: Наука, 2008. 427 с.
10. *Кобак К.И.* Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
11. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И.* Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 253 с.
12. *Цельникер Ю.Л.* Газообмен CO₂ в лесных биогеоценозах // *Идеи биогеоценологии в лесоведении и лесоразведении.* М.: Наука, 2006. С. 213–229.
13. *Эшби У.Р.* Введение в кибернетику. Пер. с англ. М.: Изд-во Иност. лит-ры, 1959. 432 с.
14. *Шмальгаузен И.И.* Кибернетические вопросы биологии. Новосибирск: Наука, 1968. 224 с.
15. *Сукачев В.Н.* Избранные труды. Т. 1-й. Основы лесной типологии и биогеоценологии. Л.: Наука, 1972. 418 с.
16. *Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Шарая Л.С.* Методы ландшафтной экологии в прогнозных оценках биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении // *Экология.* 2009. № 6. С. 1–8.
<https://doi.org/10.1007/s00382-007-0255-8>
17. *Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V.* Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma.* 2002. V. 107. № 1–2. P. 1–32.
18. *Одум Ю.* Экология. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 328 с.
19. Растительность Европейской части СССР. Грибова С.А., Исаченко Т.И., Лавренко Е.М., ред. Л.: Наука, 1980. 429 с.
20. *Montgomery D.C., Peck E.A.* Introduction to Linear Regression Analysis. New York: John Wiley & Sons. 1982. 504 p.
21. *Лосев К.С.* Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Изд-во "Космосинформ", 2001. 399 с.

ECOLOGICAL RESOURCES OF BOREAL FORESTS IN ABSORPTION OF GREENHOUSE GASES AND IN ADAPTATION TO GLOBAL WARMING (TO THE PARIS AGREEMENT ON CLIMATE CHANGE)

Academician of the RAS V. M. Kotlyakov^{a, #}, E. G. Kolomyts^{b, ##}, and L. S. Sharaya^c

^a Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^b Institute for Fundamental Problems of Biology, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russian Federation

^c D.N. Pryanishnikov All-Russian Research Institute of Agrochemistry, Moscow, Russian Federation

[#] E-mail: vladcot4@gmail.com

^{##} E-mail: egk2000@mail.ru

On the example of the forests of the Oka basin, an experiment was carried out to numerically solve the dual task set by the Paris (2015) Agreement on climate change: to assess the absorption of CO₂ from the atmosphere by forest communities under current global warming and their adaptation to climate change. With the help of empirical-statistical modeling, the mechanisms of forest cover regulation of the carbon cycle are revealed, with the effect of mitigating the predicted warming. Assessments of the adaptive potential of forests and its role in carbon adsorption and conservation have been carried out. The proposed index of elastic-plastic functional stability of forest ecosystems was used as an indicator of adaptation. The role of forest sustainability as a direct environmental factor in the absorption of greenhouse gases has been statistically established. An unambiguous picture of a significant increase in the ecological resources of boreal and nemoral forests has been obtained – their adsorption capacity with an increase in adaptive potential. It has been established that during the predicted 100-year period, the overall elastic-plastic stability of forest formations in the region should increase, especially at the current rate of global warming. Due to this, a significant increase in the ability of boreal and, to a lesser extent, nemoral forests to absorb greenhouse gases should also be expected. The obtained results of regional predictive modeling demonstrate the effectiveness of the coupled study of the adsorption capacity of forest biomes and their adaptation to a changing climate.

Keywords: forest ecosystems, modern global warming, absorption and emission of greenhouse gases, adaptation of forests to climate change, ecological resources of forest biomes, coupled ecological analysis, predictive empirical and statistical modeling

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

УДК 551

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАНА НАД АРКТИЧЕСКИМ ШЕЛЬФОМ ЕВРАЗИИ

© 2023 г. Р. Б. Шакиров^{1,*}, Е. С. Хазанова¹, И. Е. Стёпочкин¹

Представлено академиком РАН И.И. Моховым 30.12.2022 г.

Поступило 30.12.2022 г.

После доработки 03.03.2023 г.

Принято к публикации 13.03.2023 г.

Представлены новые результаты анализа распределения метана в тропосфере над Арктическим шельфом Евразии с помощью ИК-зондировщика AIRS. Показаны основные тренды изменчивости содержания метана (повышение), температуры (AIRS, флуктуации без ярко выраженного тренда) и ледовитости (по данным Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)) за период 2010–2022 гг. Сделаны заключения о разнице в распределениях атмосферного метана над западной и восточной частями Евразийской Арктики, разделяемых по зоне проницаемости, сформированной сейсмически активным линейментом вдоль хребта Гаккеля. Показано, что гидрометеорологические параметры, включая температуру и льдообразование, вероятно, не являются главными причинами повышения содержания метана в атмосфере Евразийского арктического шельфа. Распределение метана и повышение его содержания связаны с природными региональными факторами, распространенными на обширных площадях, которыми являются, в первую очередь, геологические структуры: нефтегазоносные бассейны и тектоническая раздробленность литосферы, формирующая зоны ее дегазации разных типов.

Ключевые слова: метан, лед, температура, шельф Арктики, нефтегазоносные бассейны, тектоника, тренды, атмосфера

DOI: 10.31857/S2686739722603003, **EDN:** RXANBN

В настоящее время дискуссии о роли Арктических морей в ресурсном и климатических аспектах планеты занимают лидирующее место. Распространены разные взгляды на масштабы и генезис потоков метана в системе литосфера–гидросфера–атмосфера в Арктике [1]. Моря Арктики представляются и как районы экстремальных экологических сценариев за счет выброса метана [2], и как источники гигантских залежей углеводородов, преимущественно газовых [3], и как наиболее чувствительный индикатор эволюционных процессов цикла углерода [4].

В условиях острого недостатка данных прямых наблюдений в регионе, большое значение имеет направление дистанционного зондирования Земли из космоса. Авторы преследуют цель объективной оценки распределения метана в атмосфере на примере западной и восточной Арктики с учетом гидрометеорологических и ледовых условий и региональных геологических факторов

(геологическое строение, особенности распространения углеводородных залежей и др. [5]).

В работе проведен анализ распределения метана в атмосфере арктического шельфа Евразии по данным ИК-зондировщика Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) [6], установленного на спутнике Aqua. Данный аппарат дает широкие возможности для мониторинга изменений климата, в частности содержания парниковых газов в атмосфере Земли. Использовались данные атмосферных профилей метана и температуры версии 7 уровня L3 на регулярной географической сетке с пространственным разрешением 1° и временным разрешением 1 мес [7].

Исследуемый арктический регион для сравнения был условно разделен на 2 макрорегиона с небольшим взаимным перекрытием в первую очередь на основании геологического строения (рис. 1а): западный сектор (20° в.д. – 140° в.д.), включающий моря Баренцево, Карское и большую часть моря Лаптевых [8, 9] и восточный сектор (120° в.д. – 160° з.д.), включающий Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Полоса перекрытия (120°–140° в.д.) включает в себя зону проницаемости, сформированную вдоль и на южном продолжении сейсмо- и вулканически активного

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

*E-mail: ren@poi.dvo.ru

хребта Гаккеля, в пределах которого зафиксированы вулканизм взрывной “газовой” природы [10] и тектонически контролируемые участки газовых факелов на дне у его подножия [11]. При оценке распределения температуры и метана данные, попадающие в полосу перекрытия, учитывались и для западного, и для восточного секторов для создания объективной региональной картины распределений. Полоса дна вдоль газоактивного линеймента хребта Гаккеля имеет черты геологического строения, в целом не характерные ни для западного, ни для восточного секторов, и заслуживает отдельного исследования. В целом характеристики газогеохимического режима западного и восточного секторов существенно различаются [12–19]. В западном секторе также обнаружены термофильные микроорганизмы, индикаторные для геотермальных проявлений [15]. Для анализа выбран период с 2010 по 2022 г. включительно.

Выявлен устойчивый тренд роста содержания метана (CH_4) на фоне мало выраженного десятилетнего тренда изменчивости поля температуры (по данным AIRS) (рис. 1Б), при этом характерной особенностью является схожесть в характере закономерных флуктуаций межгодовой изменчивости между распределением полей температуры и метана. На графиках показана временная изменчивость усредненных по акватории содержания метана и температуры приповерхностного слоя атмосферы. Основным отличием запада от востока является более выраженный тренд на увеличение содержания метана в западном секторе. За 2020–2022 гг. тренд выглядит гораздо характернее, достигая уверенного уровня в 2 ppm в западной зоне и немного ниже в восточной. В западном секторе за наблюдаемый период содержание метана имело минимум 1.91 ppm (июль 2010 г.), и максимум 2.018 ppm (сентябрь 2021 г.), а в восточном минимум составлял 1.89 ppm в марте 2010 г. и максимум 2 ppm в ноябре 2020 г.

Как в западном, так и в восточном секторе содержание метана демонстрирует выраженный тренд к увеличению [20]. С 2010 по 2022 г. увеличение среднесезонных значений составило $2.13 \pm 0.48\%$ (рост температуры $0.46 \pm 0.13\%$) и $1.92 \pm 0.52\%$ (рост температуры $0.62 \pm 0.16\%$) соответственно. В отличие от температуры, в содержании метана отчетливо наблюдаются периодические квартальные флуктуации. Главные межгодовые пики повышения содержания метана совпадают по времени между восточным и западным секторами. В соответствии с рассматриваемыми данными, маловероятно, что они связаны с процессами становления и таяния льда.

Для определения площади льда были взяты данные пассивной микроволновой радиометрии спутников серии Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) [21]. На рис. 1в показаны сред-

негодовые значения площади льда (км^2) в восточном (ВС) и западном (ЗС) секторах. Разделение на секторы при анализе площади льда было произведено согласно морям [21, 22]: ЗС – Баренцево, Карское, Лаптевых (основная, большая часть); ВС – Восточно-Сибирское, Чукотское и Берингово, которое оказывает влияние на ледовый режим Арктики [23]. Зафиксированный минимум льда в сентябре 2012 г. [24] четко отражается в среднегодовых значениях в ЗС и находится в противофазе с ВС в 2012, 2017–2020 гг. Тренд на уменьшение площади льда в ВС фиксируется с 2014 (1.9 млн км^2) по 2019 (1.5 млн км^2) года. За 6 лет площадь льда уменьшилась на $\approx 20\%$ или 0.4 млн км^2 . С 2020 г. площадь льда снова начала расти и в 2021 г. достигла 1.7 млн км^2 , снизившись в 2022 г. к 1.6 млн км^2 . В ЗС нет четко выраженного тренда уменьшения ледовитости, в восточном секторе этот тренд выражен отчетливее (рис. 1В). В западном секторе минимальная площадь достигала 1 млн км^2 в 2012 г., при этом флуктуации ледовитости носят квазипериодический характер. Какой-либо зависимости повышения значений поля метана от ледовитости не наблюдается.

Таким образом, можно сделать вывод, что температура и ледовитость не имеют какой-либо выраженной связи с ростом содержания метана в атмосфере. Особенности распределения и декадное изменение в поле метана, по всей видимости, являются следствием влиянием региональных геологических факторов и их закономерной пространственной изменчивости. Среди них наиболее значимыми являются нефтегазоносные бассейны арктического региона, эволюционный процесс их развития и проницаемость литосферы.

Несмотря на недостаточную разведанность нефтегазовых залежей на Евразийском арктическом шельфе [26], в западном секторе обнаружены уникальные месторождения углеводородов (Штокмановское, Приразломное, Русановское и др.) [5], многочисленные локальные структуры, которые являются источниками метана по аналогии с другими бассейнами. В восточном секторе углеводородные скопления практически не разведаны прямыми методами, но имеющаяся информация показывает, что их распространение носит иной характер. При этом перспективность восточного сектора может не уступать западному, тем не менее, условия дегазации литосферы в них отличаются. Согласно газогеохимическим исследованиям [15, 16], перспективы нефтегазоносности в восточном секторе могут быть связаны, в том числе, с осадочно-породными толщами северной части Северной структурной террасы, Ломоносово-Менделеевской флексуры-разломной зоны и Предвосточносибирского осадочного бассейна, континентального склона и верхней террасы котловины Подводников, прогиба Вилькиц-

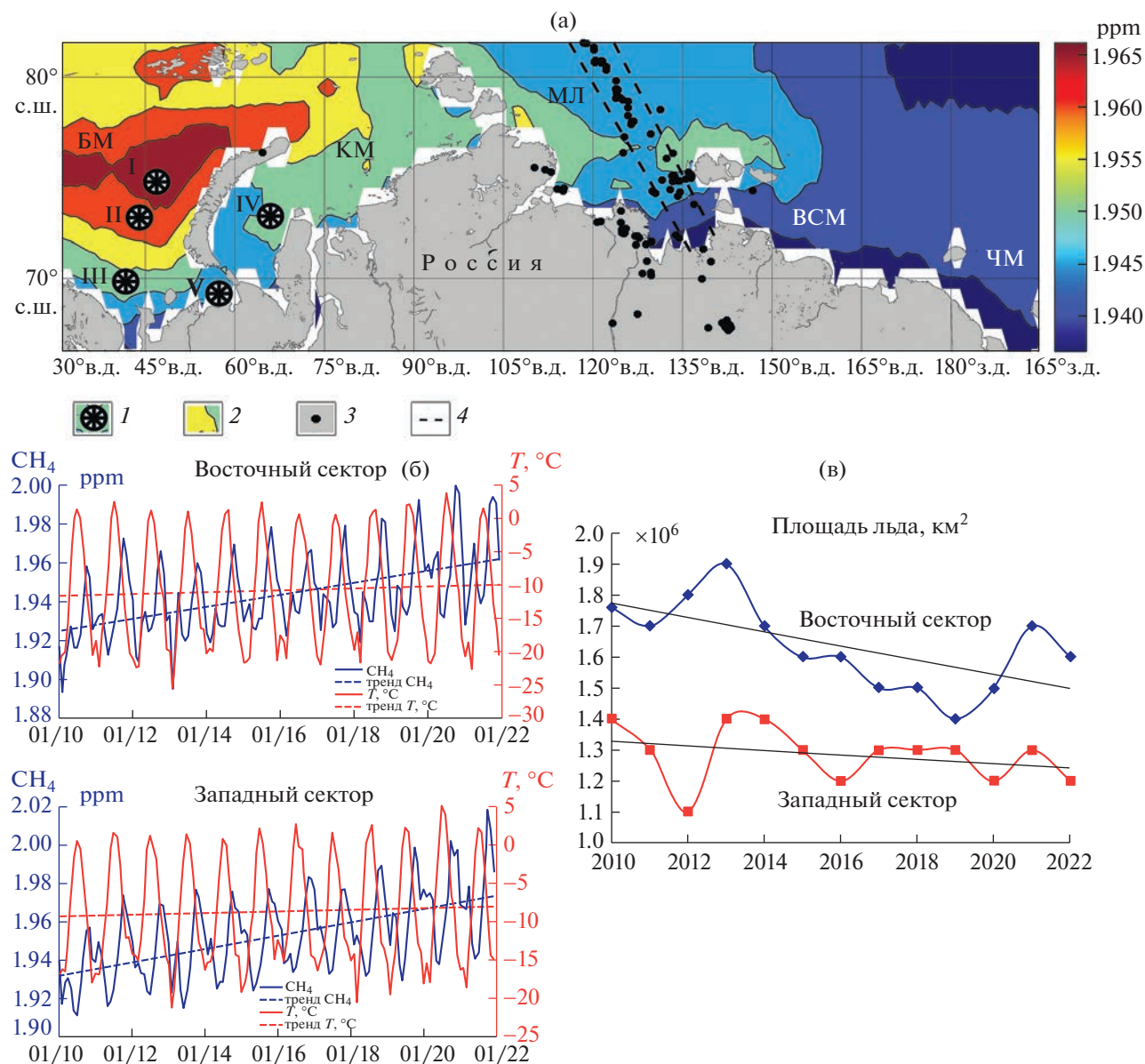


Рис. 1. а – распределение поля содержаний метана (среднегодовое содержание) в приземном слое атмосферы в 2010–2022 гг.; б – графики изменчивости содержания метана (CH₄) в ppm и температуры приземного слоя атмосферы (T, °C) в восточном и западном секторе (средние значения по регионам); в – диаграммы изменения площади льда (км²) в восточном и западном секторе [21]. 1 – месторождения (I – Лудловское, II – Штокмановское, III – Мурманское, IV – Русановское, V – Приразломное), 2 – метан, 3 – землетрясения [25], 4 – схематические границы полосы вдоль сейсмоактивной зоны в районе хребта Гаккеля. БМ – Баренцево море, КМ – Карское море, МЛ – море Лаптевых, ВСМ – Восточно-Сибирское море, ЧМ – Чукотское море.

кого и Ломоносово-Менделеевской флексуразломной зоны. В осадочных отложениях Предвосточносибирского осадочного бассейна и Северной структурной террасы установлены миграционные углеводородные газы с газогеохимическими показателями, характерными для газонефтяных и нефтяных залежей Ленского, Верхнебуреинского, Анадырского, Сахалинского и др. нефтегазоносных бассейнов Востока России [15, 16]. Указанные геоструктуры характеризуются

наличием геологических признаков нефтегазоносности, в том числе большим объемом слабодислоцированных осадочных пород и присутствием в составе осадочных толщ, обогащенных Сорг, значительной глубиной погружения перспективных геоструктур (4–10 км), присутствием в осадочной толще природных резервуаров, состоящих из пород-коллекторов и перекрывающих их флюидоупоров, а также ловушек углеводородов, в которых возможно формирование за-

лежей нефти и газа. Вопросы дегазации этих структур в настоящее время недостаточно исследованы. Возможно, что в восточном секторе сохранность углеводородных залежей лучше, чем в западном. Об этом косвенно свидетельствуют и результаты литологических исследований авто-ров вдоль регионального профиля 5-АР [11]: при отборе гравитационной трубкой были обнаружены участки с тонкозернистыми пластичными отложениями чрезвычайно высокой плотности уже на интервалах до 200 см ниже поверхности дна. Разломная тектоника [5] более выражена в западном секторе (в соответствии с разделением западного и восточного секторов по зоне хребта Гаккеля), что, вероятно, и выражается в более интенсивной дегазации недр, контрастируя в этом отношении с восточным сектором.

Анализ приведенных факторов показывает, что распределение поля метана и уровень его содержания в атмосфере арктического шельфа Евразии, главным образом, определяют региональные особенности распространения углеводородных залежей и геологического строения нефтегазоносных бассейнов. Кроме нефтегазовых месторождений, важную роль в качестве источников метана на арктическом шельфе могут иметь угольные залежи [1], начальные ресурсы метана в которых на прилегающем континенте достигают огромных значений и на которые также влияют факторы глубинной дегазации [25]. Предварительно можно выделить западно-арктическую (западный сектор) и восточно-арктическую (восточный сектор) газогеохимические провинции, разделяемые сейсмо- и вулканически активной зоной проницаемости в районе хребта Гаккеля. Влияние антропогенных факторов и локальных активных участков дегазации дна существует, но, по всей видимости, имеет подчиненное значение при мелкомасштабных оценках по отношению к региональным особенностям геологического строения. Зона хребта Гаккеля и прилегающих участков дна в дегазации арктического шельфа занимает особое место, и изучать ее предлагается как отдельный объект.

БЛАГОДАРНОСТИ

Статья посвящается Российскому фонду фундаментальных исследований. Авторы выражают признательность рецензентам за конструктивные замечания.

Работа способствует достижению целей проекта ГЕОМИР в Десятилетии ООН наук об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование поддержано грантом РФФИ № 20-55-12010 и выполнено в рамках тем государственного задания пер. №№ АААА-А19-119122090009-2 и 121021500055-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богоявленский В.И., Сизов О.С., Богоявленский И.В., Никонов Р.А., Каргина Т.Н.* Дегазация Земли в Арктике: генезис природной и антропогенной эмиссии метана // Арктика: экология и экономика. 2020. № 3(39). С. 6–22. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2020-3-2-22>
2. *Шахова Н.Е.* Метан в морях Восточной Арктики. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Москва, 2010. 213 с.
3. *Dmitrieva D.M., Romasheva N.V.* Sustainable Development of Oil and Gas Potential of The Arctic And Its Shelf Zone: The Role of Innovations Journal of Marine // Science and Engineering. 2020. № 8. P. 1–18. <https://doi.org/10.3390/jmse8121003>
4. *Romasheva N.V., Dmitrieva D.M.* Energy Resources Exploitation in the Russian Arctic: Challenges and Prospects for the Sustainable Development of the Ecosystem // Energies. 2021. № 14(24). P. 1–31. <https://doi.org/10.3390/en14248300>
5. Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / под ред. д-ра техн. наук Г.С. Казанина; АО “МАГЭ”. Мурманск; СПб.: “Реноме”, 2020. 544 с.
6. <https://airs.jpl.nasa.gov/>
7. *Susskind J., Blaisdell J.M., Iredell L.* Improved methodology for surface and atmospheric soundings, error estimates, and quality control procedures: the atmospheric infrared sounder science team version-6 retrieval algorithm // Journal of Applied Remote Sensing. 2014. Т. 8. №. 1. P. 084994–084994.
8. *Найдина О.Д.* Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
9. *Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С.* Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 964–112.
10. *Koulakov I., Schlindwein V., Liu M., Gerya T., Jakovlev A., Ivanov A.* Low-degree mantle melting controls the deep seismicity and explosive volcanism of the Gakkel Ridge. // Nat Commun. 2022. V. 13. № 1. P. 3122. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30797-4>
11. *Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В.* Система разломов, контролирующих метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524863354-358>
12. *Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Саломатин А.С., Макаров М.М.* Новые данные о линейном контроле современных очагов метановой дегазации морей Восточной Азии // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 327–330.
13. *Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И.* Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 231–243.

14. *Shakirov R.B., Mau S., Mishukova G.I., Obzhairov A.I., Shakirova M.V., Mishukova O.V.* The features of methane fluxes in the western and eastern Arctic: A review. Part I // *Geosystems of Transition Zones*. 2020. V. 4. № 1. P. 004–025.
<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.004-025>
15. *Пономарева А.Л., Полоник Н.С., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Григорьев Р.А., Шмале О., Мау С.* Взаимосвязь распределения метана и психро-, мезо- и термофильных углеводородокисляющих микроорганизмов в донных отложениях в Карском море // *Геосистемы переходных зон*. 2021. Т. 5. № 4. С. 389–398.
<https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.4.389-393.394-398>
16. *Obzhairov A.I., Polonik N.S., Ponomareva A.L., Vereshchagina O.V., Telegin Yu.A., Syrbu N.S., Flint M.V.* Distribution Patterns of Methane, Hydrogen, and Helium in the Water Column of the Kara Sea // *Oceanology*. 2021. № 61. P. 881–891.
<https://doi.org/10.1134/S000143702106028X>
17. *Yatsuk A., Gresov A., Snyder G.T.* Hydrocarbon Gases in Seafloor Sediments of the Edge Shelf Zone of the East Siberian Sea and Adjacent Part of the Arctic Ocean // *Frontiers in Earth Science*. 2022. № 10. P. 856496.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.856496>
18. *Гресов А.И., Яцук А.В., Аксентов К.И., Саттарова В.В., Швалов Д.А., Зарубина Н.В.* Геохимические исследования плейстоценовых отложений окраинно-шельфовой зоны Восточно-Сибирского моря и Северного Ледовитого океана // *Геохимия*. 2022. Т. 67. № 10. С. 961–977.
<https://doi.org/10.31857/S001675252210003X>
19. *Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Саломатин А.С., Макаров М.М.* Новые данные о линейamentном контроле современных очагов метановой дегазации морей Восточной Азии // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 3. С. 327–330.
20. *Юрганов Л.Н., Лейфер А., Вадаккенулиямбатта С.* Признаки ускорения возрастания концентрации метана в атмосфере после 2014 года: спутниковые данные для Арктики // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 5. С. 248–258.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-5-248-258>
21. *Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M., Windnagel A.K.* 2017, updated daily. Sea Ice Index, Version 3. Monthly Data by Year. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center.
<https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
22. Sea ice analysis spreadsheets overview nsidc.org/sites/nsidc.org/files/files/data/noaa/g02135/Sea-Ice-Analysis-Spreadsheets-Overview.pdf
23. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 4. P. 881–889.
24. *Parkinson C.L., Comiso J.C.* On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm // *Geophys. Res. Lett.* 2013. № 40. P. 1356–1361.
<https://doi.org/10.1002/grl.50349>
25. Earthquake Catalog.
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
26. *Никитин Б.А., Дзюбло А.Д.* Перспективы освоения газовых ресурсов шельфа арктических морей России // *Вести газовой науки*. 2017. № 4 (32). С. 15–24.
27. *Гресов А.И.* Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока и перспективы ее промышленного освоения. Том II. Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2012. 468 с.

NEW DATA ON THE PATTERNS OF METHANE DISTRIBUTION OVER THE ARCTIC SHELF OF EURASIA

R. B. Shakirov^{a, #}, E. S. Khazanova^a, and I. E. Steepochkin^a

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

[#] *E-mail: ren@poi.dvo.ru*

Presented by Academician of the RAS I.I. Mokhov December 30, 2022

New results of the analysis of methane distribution in the troposphere over the Arctic shelf of Eurasia using satellite methods are presented. The main trends in the variability of methane content (increase), temperature (fluctuations without a pronounced trend) and ice cover for the period 2010–2022 are shown. Conclusions are made about the difference in the distributions of atmospheric methane over the western and eastern Eurasian Arctic, divided by the zone of the seismically active lineament of the Gakkel Ridge. It is shown that hydrometeorological parameters, including temperature and ice formation, are probably not the main factors for increasing the methane content in the atmosphere of the Eurasian Arctic shelf. The increase in methane content is associated with regional factors that are widespread over vast areas, such are, first of all, geological structures: oil and gas basins and tectonic fragmentation of the lithosphere, which forms permeability zones.

Keywords: methane, ice, temperature, Arctic shelf, oil and gas basins, tectonics, trends