

СОДЕРЖАНИЕ

Том 497, номер 1, 2021

ГЕОЛОГИЯ

- Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика)
С. Г. Сколотнев, А. Санфилиппо, А. А. Пейве, Я. Нестола, С. Ю. Соколов, Л. Петракчини, К. О. Добролюбова, В. Басш, А. Н. Перцев, К. Феррандо, А. Н. Иваненко, К. Сани, А. А. Разумовский, Ф. Муччини, А. С. Бич, К. Палмиотто, Ю. В. Брусиловский, Э. Бонатти, К. Н. Шолухов, М. Каффаро, И. А. Веклич, М. Лиджи, В. Н. Добролюбов 5
- Возраст рудомещающих пород железо-марганцевых месторождений девона Центрального Казахстана
С. И. Школьник, Е. Ф. Летникова, А. И. Брусницын, Е. Н. Лепехина, А. В. Иванов, Е. Н. Перова 10

ЛИТОЛОГИЯ

- Потоки осадочного вещества на гидротермальных полях южной части хребта Мона
А. А. Кловиткин, М. Д. Кравчишина, А. Г. Боев 16

ГЕОХИМИЯ

- Фазовые соотношения в системе Fe–S–C при $P = 0.5$ ГПа, $T = 1100–1250^\circ\text{C}$: расслоение Fe–S–C-расплава и его роль в формировании магматических сульфидных месторождений
Н. С. Горбачев, Ю. Б. Шаповалов, А. В. Костюк, П. Н. Горбачев, А. Н. Некрасов, Д. М. Султанов 23
- Прокариоты как источник нефтяных углеводородов-биомаркеров
А. А. Юсупова, М. В. Гируи, Г. Н. Гордадзе 30
- Первые данные о распределении редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях моря Лаптевых
О. Н. Колесник, А. Н. Колесник, Сянвэнь Жэнь, А. А. Карабцов, А. С. Астахов, Сюэфа Ши 37

МИНЕРАЛОГИЯ

- Природа самородного золота в железомарганцевых корках северо-западной части Тихого океана
В. В. Иванов, А. И. Ханчук, П. Е. Михайлик 44
- К вопросу об образовании поликристаллических агрегатов графита в высокобарических метаморфических породах (на примере Кокчетавского массива, Северный Казахстан)
Д. С. Михайленко, А. В. Корсаков, Х. Охфуджи, О. В. Резвухина, И. В. Пеков 49
- Новые находки алмаза и минералов-спутников алмазов на Среднем Тимане и перспективы поисков их коренных источников
А. М. Пыстин, Ю. В. Глухов, А. А. Бушенев 55

ПЕТРОЛОГИЯ

- Раннеэопротерозойская (850 млн лет) бимодальная вулканическая серия в Таласском Алатау, Северный Тянь-Шань: отражение начальных стадий распада Родинии
А. К. Худoley, Д. В. Алексеев, А. В. Рязанцев, Е. О. Петров 61

ГЕОФИЗИКА

- Сильное землетрясение на Сахалине 13.09.2020
А. В. Коновалов, А. И. Ханчук, А. А. Степнов, Ю. А. Степнова 67
- Вариации электрических характеристик приземной атмосферы в периоды магнитных бурь
С. А. Рябова, А. А. Спивак 71

Численное моделирование распространения сейсмических волн в береговой зоне <i>И. Б. Петров, А. В. Фаворская</i>	78
--	----

ОКЕАНОЛОГИЯ

Исследование из космоса экологического происшествия у полуострова Камчатка в сентябре-октябре 2020 г., связанного с красным приливом <i>В. Г. Бондур, В. В. Замшин, О. И. Черткова</i>	83
Аномальные явления в развитии фитопланктона Черного моря, зафиксированные методами дистанционного зондирования <i>А. С. Востокова, Л. И. Лобковский, С. В. Востоков</i>	91

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Углеродные калькуляторы как инструмент для оценки эмиссии парниковых газов от животноводства <i>О. Э. Суховеева</i>	96
---	----

CONTENTS

Vol. 497, no. 1, 2021

GEOLOGY

Geological and Geophysical Studies of the Charlie Gibbs Fracture Zone (North Atlantic)

S. G. Skolotnev, A. Sanfilippo, A. A. Peyve, Y. Nestola, S. Yu. Sokolov, L. Petracchini, K. O. Dobrolybova, V. Basch, A. N. Pertsev, C. Ferrando, A. N. Ivanenko, C. Sani, A. A. Razumovskii, F. Muccini, A. S. Bich, C. Palmiotto, Y. V. Brusilovsky, E. Bonatti, K. N. Sholukhov, M. Cuffaro, I. A. Veklich, M. Ligi, and V. N. Dobrolybov

5

Age of Ore-Bearing Rocks of Iron-Manganese Deposits of Devon, Central Kazakhstan

S. I. Shkolnik, E. F. Letnikova, A. I. Brusnitsyn, E. N. Lepekhina, A. V. Ivanov, and E. N. Perova

10

LITHOLOGY

Particle Fluxes in Hydrothermal Vent Fields in the Southern Part of the Mohs Ridge

A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, and A. G. Boev

16

GEOCHEMISTRY

Phase Relations in the Fe–S–C System at $P = 0.5$ GPa, $T = 1100$ – 1250°C : the Fe–S–C Liquefaction and Its Role in the Formation of Magmatic Sulfide Deposits

N. S. Gorbachev, Yu. B. Shapovalov, A. V. Kostyuk, P. N. Gorbachev, A. N. Nekrasov, and D. M. Soultanov

23

Prokaryotes as a Source of Petroleum Hydrocarbons

A. A. Yusupova, M. V. Giruts, and G. N. Gordadze

30

First Data on the Distribution of Rare Earth Elements in the Laptev Sea Ferromanganese Deposits

O. N. Kolesnik, A. N. Kolesnik, Xiangwen Ren, A. A. Karabtsov, A. S. Astakhov, and Xuefa Shi

37

MINERALOGY

Nature of Native Gold in Ferromanganese Crusts on the Northwest Pacific Ocean Seafloor

V. V. Ivanov, A. I. Khanchuk, and P. E. Mikhailik

44

On the Problem of Formation of Polycrystalline Graphite Aggregates in High-Pressure Metamorphic Rocks from The Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan

D. S. Mikhailenko, A. V. Korsakov, Hiroaki Ohfuji, O. V. Rezyukhina, and I. V. Pekov

49

New Finds of Diamond and Minerals-Satellites of Diamonds in the Middle Timan and Prospects of Searching for Their Primary Sources

F. M. Pystin, Yu. V. Glukhov, and A. A. Bushenev

55

PETROLOGY

Early Neoproterozoic (ca. 850 Ma) Bimodal Volcanic Series in the Talas Range of the North Tianshan: Indications of the Earliest Stages of the Continental Breakup of Rodinia

A. K. Khudoley, D. V. Alexeiev, A. V. Ryazantsev, and E. O. Petrov

61

GEOPHYSICS

The Strong Earthquake in Sakhalin Island on 13.09.2020

A. V. Konovalov, A. I. Khanchuk, A. A. Stepnov, and Yu. A. Stepnova

67

Variations in the Electrical Characteristics of the Surface Atmosphere During Magnetic Storm

S. A. Riabova and A. A. Spivak

71

Numerical Modeling of Seismic Wave Propagation in the Coastal Zone <i>I. B. Petrov and A. V. Favorskaya</i>	78
--	----

OCEANOLOGY

Studying from Space the Environmental Disaster near the Kamchatka Peninsula Related with a Red Tide in September-October 2020 <i>V. G. Bondur, V. V. Zamshin, and O. I. Chvertkova</i>	83
Anomalous Phenomena in the Black Sea Phytoplankton Development, Recorded by Remote Sensing Methods <i>A. S. Vostokova, L. I. Lobkovskiy, and S. V. Vostokov</i>	91

GEOECOLOGY

Carbon Calculators as a Tool for Assessing Greenhouse Gases Emission from Livestock <i>O. E. Sukhoveeva</i>	96
--	----

УДК 551.242

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2021 г. С. Г. Сколотнев^{1,*}, А. Санфилиппо², А. А. Пейве^{1,**}, Я. Нестола³, С. Ю. Соколов¹, Л. Петракчини⁴, К. О. Добролюбова¹, В. Басш², А. Н. Перцев⁵, К. Феррандо², А. Н. Иваненко⁶, К. Сани², А. А. Разумовский¹, Ф. Муччини⁷, А. С. Бич⁸, К. Палмиотто³, Ю. В. Брусиловский⁶, Э. Бонатти³, К. Н. Шолухов⁵, М. Каффаро⁴, И. А. Веклич⁶, М. Лиджи³, В. Н. Добролюбов¹

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 14.12.2020 г.

Поступило 14.12.2020 г.

После доработки 16.12.2020 г.

Принято к публикации 17.12.2020 г.

Приводятся геолого-геофизические данные, полученные в 50 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, по строению мегатрансформной системы Чарли Гиббс в Северной Атлантике. С учетом ранее опубликованных материалов было детально рассмотрено строение данного района. Показано, что северный и южный сегменты САХ, разделенные трансформным разломом Чарли Гиббс, представляют собой два совершенно отличных по морфологии, а значит и по условиям формирования, структуры. Драгированные породы включают весь спектр от мантийных до верхнекорковых разностей и позволяют в совокупности с детальными данными по рельефу определить происхождение основных структур мегатрансформной системы Чарли Гиббс.

Ключевые слова: мегатрансформная система, Северная Атлантика, разлом Чарли Гиббс

DOI: 10.31857/S2686739721030105

Большинство океанских трансформных границ состоит из одиночных узких (несколько км) сдвиговых зон, смещающих два рифтовых сегмента срединно-океанических хребтов. В то же время имеются и более сложные ансамбли структур, включающие несколько сближенных разломов, разделенных короткими межразломными

рифтовыми сегментами, получившие название мегатрансформные системы (МТС) [1]. К таким системам может быть отнесен разлом Чарли Гиббс в Северной Атлантике. Его уникальность — в расположении в пограничной зоне между двумя крупными регионами Атлантического океана, имеющими заметные различия в характере процессов магматической аккреции коры. В северном из них образование коры во многом определяется влиянием Исландского плюма на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга.

Основной целью экспедиционных работ, проведенных на НИС “Академик Николай Страхов” в 2020 г. (50-й рейс), было получение новых данных о геодинамических условиях формирования океанической коры, магматических и тектонических процессах в районе МТС Чарли Гиббс. Работы на полигоне Чарли Гиббс проводились с учетом ранее полученных данных [2–5]. Это первые детальные исследования всей активной области разлома Чарли Гиббс (54500 км²), включая два прилегающих с юга и севера рифтовых сегмента. Всего на полигоне пройдено около 5500 км профилей батиметрической съемки с помощью многолучевого эхолота Seabat-7150 фирмы “RESON” и гидромагнитной съемки с использованием магнитометров SeaSpray и Geometrics G882. На этих же галсах с помощью профиллографа EdgeTech 3300

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

² Отдел наук о Земле и окружающей среде, Университет Павия, Павия, Италия

³ Институт морских исследований, Болонья, Италия

⁴ Институт экологической геологии и геоинженерии, Рим, Италия

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

⁶ Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской академии наук, Москва, Россия

⁷ Национальный институт геофизики и вулканологии, Рим, Италия

⁸ ВНИИОкеангеология Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sg_skol@mail.ru

**e-mail: apeyve@yandex.ru

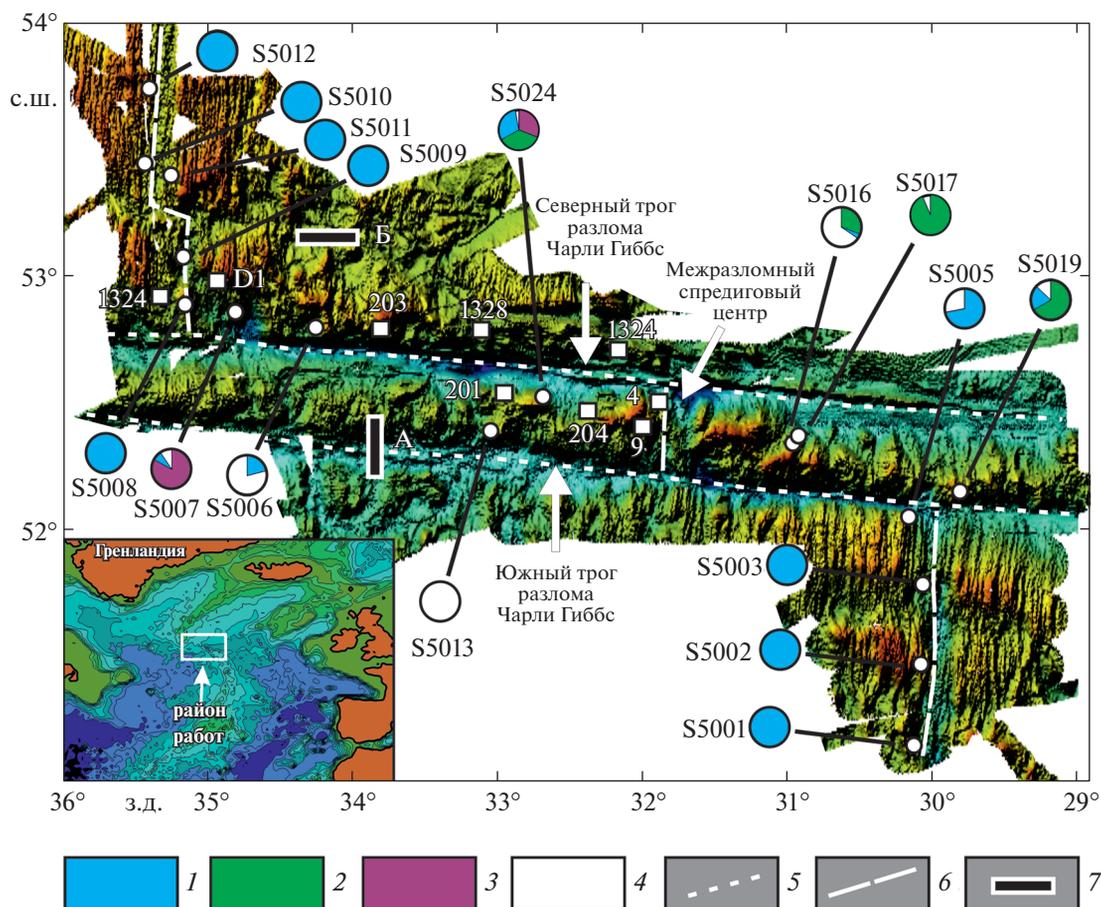


Рис. 1. Схема рельефа района разлома Чарли Гиббс. Построена на основе батиметрической съемки 50 рейса нис «Академик Николай Страх» с использованием данных [10]. Белые квадраты – станции драгирования по работам [4, 5, 11], белые круги – станции драгирования 50 рейса НИС «Академик Николай Страх». В виде секторов показаны соотношения поднятых пород. Условные обозначения: 1 – базальты и долериты, 2 – габбро, 3 – ультрабазиты, 4 – материал ледового разноса, 5 – оси разломных зон, 6 – оси рифтовых сегментов, 7 – положение разрезов, представленных на рис. 2.

производилось изучение строения верхней части осадочного чехла. Было выполнено 17 удачных драгировок в различных структурах данного полигона и подняты: базальты (65%), долериты (6%), габбро (11%), дуниты (1%), гарцбургиты (11%) и континентальный материал ледового разноса (6%) (рис. 1).

Полигон Чарли Гиббс включает три структурно-тектонических области: собственно двойной трансформный разлом Чарли Гиббс, а также рифтовые сегменты к северу и югу от трансформного разлома. Рифтовый сегмент к северу от разлома Чарли Гиббс в пределах изученной площади разделен четко выраженными в рельефе нетрансформными смещениями на три блока, отличающимися друг от друга по строению. От северного к южному блоку, т.е. в направлении к трансформному разлому увеличиваются глубина и ширина рифтовых долин. В южном блоке осевая зона состоит из нескольких рифтовых впадин, кулисообразно надстраивающих друг друга в юго-восточ-

ном направлении и разделенных неовулканическими хребтами. Наиболее южная впадина соединяется с нодальной впадиной в зоне интерсекта. В двух наиболее северных блоках строение Срединно-Атлантического хребта (САХ) за пределами осевой зоны типичное для медленно-спрединговых хребтов и характеризуется развитием рифтовых гор в виде протяженных рифтовых хребтов и гряд, разделенными неширокими и неглубокими впадинами, параллельными рифтовой долине. В приразломном южном блоке за пределами осевой зоны развиты структуры типа внутренних океанических комплексов (ВОК). Такое строение характерно для приразломных сегментов других МТС, например, Романш [1, 2] или Долдрамс [3]. Строение САХ к северу от разлома Чарли Гиббс указывает на уменьшение роли магматизма и увеличение роли тектонического растяжения в процессе спрединга по мере приближения к трансформному разлому. Об этом свидетельствуют и результаты опробования. В двух

северных блоках драгированы только свежие базальты, в приразломном блоке среди продуктов драгирования доминируют глубинные породы: ультрабазиты и габброиды (рис. 1). По данным предыдущих исследований в пределах северного борта северной трансформной долины (станция драгирования 203 [4]) также распространены ультрабазиты.

Рифтовый сегмент к югу от разлома Чарли Гиббс в пределах изученной площади разделен на три блока нетрансформными смещениями. Наиболее полно изученные два более северных из них, включая приразломный блок, имеют близкое и типичное для САХ строение. В осевой зоне наблюдается глубокая рифтовая долина с небольшими неовулканическими хребтами, а за ее пределами развиты типичные рифтовые горы. К югу от разлома Чарли Гиббс высота рифтовых гор существенно меньше, чем таковых к северу от разлома. Из осевых зон всех трех блоков, включая нодальную впадину, образовавшуюся в зоне интерсекта рифта и южной ветви разлома Чарли Гиббс, подняты исключительно базальты. Следует отметить, что такое строение приразломного блока не является характерным для МТС и свидетельствует о нетипично высокой для таких условий интенсивности магматизма.

Разлом Чарли Гиббс образован северной и южной разломными долинами и межразломным хребтом между ними. В сравнении с южной, северная долина в своей активной части более протяженная и глубокая и состоит из перемежающихся поднятий и впадин. Она осложнена медианным хребтом, переходящим из активной в восточную пассивную часть. Межразломный хребет рассечен в районе 31.8° з.д. межразломным спрединговым центром, протяженностью около 40 км, представленным широкой рифтовой долиной, заканчивающейся на обоих концах нодальными впадинами. В рифтовой долине имеются хребты, один из которых по данным драгирования [5] имеет вулканическую природу. Оба фланга межразломного хребта (к востоку и к западу от рифтовой долины) состоят из блоково-глыбовых горных сооружений, разделенных неглубокими вытянутыми впадинами. Простираение впадин в целом совпадает с таковым долины современного межразломного спредингового центра. Высота поднятий закономерно увеличивается с приближением к данному спрединговому центру. Наиболее высокие поднятия на обоих флангах, непосредственно граничащие с рифтовой долиной, являются ВОК, что согласно [6, 7] подтверждается наличием тектонических борозд выпахивания параллельных направлению спрединга на их поверхности и результатам драгирования, в соответствии с которыми они сложены габброидами и ультрабазитами. Опробованные нами структуры межразломного хребта сложены преимущественно

габброидами. Эти данные указывают на то, что формирование литосферы межразломного хребта происходило при решающей роли тектонического растяжения в условиях так называемого сухого спрединга.

По результатам гидромагнитной съемки в пределах САХ к северу и югу от разлома Чарли Гиббс устанавливается отчетливый полосовой характер магнитных аномалий. В районе собственно МТС Чарли Гиббс магнитные аномалии имеют небольшую амплитуду и располагаются незакономерно. Исключение составляет высокоамплитудная положительная аномалия, приуроченная к межразломному спрединговому центру.

Расположение очагов землетрясений и их фокальные механизмы в соответствии с каталогом землетрясений согласуются с региональной структурой и соответствуют правосторонним сдвигам вдоль трансформных долин и сбросам как в пределах северного и южного сегментов САХ, так и в межразломном спрединговом центре.

Основная масса драгированных базальтов получена из осевых зон спрединга. Это свежие базальты без признаков вторичных изменений с многочисленными закалочными стеклами. Среди габброидов, поднятых только в пределах структур межразломного хребта Чарли Гиббс, преобладают типичные для океанической коры оливиновые габбро (63%). В меньшем количестве подняты рудные габбро (22%), габбронориты (15%) и собственно габбро (<1%). Все эти породы изотропные и не несут явных признаков тектонических деформаций. Перидотиты в основном представлены гарцбургитами (94%), но встречаются также дуниты (6%). Породы сильно серпентинизированы, менее серпентинизированные разновидности подверглись значительному гальмиролизу.

Анализ данных акустического профилирования верхних частей осадочного разреза показал, что здесь присутствуют 4 сейсмокомплекса четвертичного возраста, образование которых связано с гляциальными циклами [8, 9], модулирующими поступление терригенного материала из арктических вод. Имеются и осадочные тела в форме сейсмофаций облекания, сформированные преимущественно контурными течениями на абиссальном пространстве, примыкающем к району работ с северо-востока, а также течениями вдоль разломных трогов, с формированием сейсмофаций, сходных с прирусловыми фациями, называемыми “канальными дрефтами” [8]. Повсеместно встречаются осадочные тела с хаотичной внутренней структурой, имеющие повышенную акустическую мутность, являющиеся результатом оползневых процессов у подножия склонов при сходе слабokonсолидированных осадков в сейсмически активном районе (рис. 2а). Отклонения акустической стратификации осад-

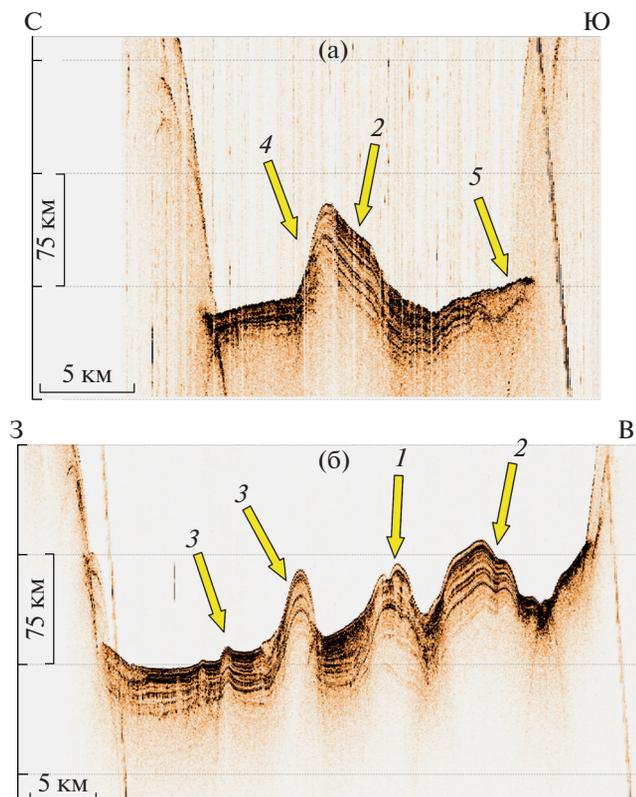


Рис. 2. Строение верхних частей осадочного чехла в районе мегатрансформной системы Чарли Гиббс. Положение разрезов на батиметрической схеме: а – в пассивной части южного трюга; б – на фланге северного трюга. Цифрами на схеме показаны: 1 – “канальный дрейф”, 2 – штамповая складка, 3 – структура протыкания, 4 – взброс, 5 – осадочное тело с хаотичной структурой.

ков от субгоризонтального залегания обусловлены комбинацией двух факторов: облеканием неоднородностей фундамента осадочным материалом, перемещаемым течениями со средней скоростью осадконакопления 45 м/млн лет [9], и тектоническими деформациями. Последние встречаются внутри разломных трюгов в виде штамповых складок, ограниченных взбросовыми нарушениями, оси которых прослеживаются вдоль трюгов на расстояния до 100 км. На удалении от бортов разломных трюгов они могут иметь характер структур протыкания (рис. 2б). Вне разломных трюгов деформации, вероятно, приурочены к разломам сдвигового парагенеза, возникающих по механизму сколов Риделя. В пределах первого и третьего комплексов встречаются области повышенных значений коэффициента отражения, указывающего на примесь вулканокластического материала в осадках. Отметим, что заполненные осадками разломные трюги имеют признаки современных тектонических нарушений структуры осадков как в активных, так и в пассивных частях.

Таким образом, проведенные комплексные геолого-геофизические исследования в районе МТС Чарли Гиббс, дали фактический материал, детальное исследование которого позволит охарактеризовать и выяснить причины различий в тектоническом строении и условиях аккреции океанической коры и осадочного чехла как в собственно мегатрансформе Чарли Гиббс, так и в рифтовых сегментах, примыкающих к нему. Было показано, что северный и южный сегменты САХ, разделенные трансформным разломом Чарли Гиббс, представляют собой два совершенно отличных по морфологии, а значит и по условиям формирования, структуры. Драгированные породы включают весь спектр от мантийных до верхнекорковых разностей и позволяют в совокупности с детальными данными по рельефу определить происхождение основных структур мегатрансформной системы Чарли Гиббс.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных программ фундаментальных научных исследований государственных академий наук (проекты № 0135-2019-0050, 0136-2018-0025, 0135-2019-0076, 0149-2019-0006) при частичной поддержке грантов РФФИ (№ 18-55-7806 Итал_т, 18-05-00316, 18-05-00691), двустороннего соглашения CNR/RFBR 2018–2020 (CUP-B36C17000250005) и итальянской национальной программой (PRIN_2017KY5ZX8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., et al. // *Geology*. 2002. V. 30. P. 11–14.
2. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., et al. // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. P. 21779–21802.
3. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., et al. // *Ofioliti*. 2020. V. 45. P. 25–41.
4. Hekinian R., Aumento F. // *Marine Geology*. 1973. V. 14. P. 47–72.
5. Whitmarsh R.B. // *Institute of Oceanographic Sciences, Cruise Report*, 1982. № 137. 33 p.
6. Georgiopoulou A., Murton B. // *Report for the Atlantic Seafloor Partnership for Integrated Research and Exploration Science Planning Workshop*. 2018. P. 53–54.
7. Georgiopoulou A. and CE18008 Scientific Party // *Research Survey Report*. Marine Institute of Ireland, Dublin. 2018. P. 1–24.
8. Баширова Л.Д., Дорохова Е.В., Сивков В.В. и др. // *Океанология*, 2017. Т. 57. № 3. С. 491–502.
9. *DSDP Leg 94* // *Report. Hole 611*. 1983. P. 471–590.
10. Furey T. Atlantic Ocean Research Alliance (AORA) Bathymetry Data. Marine Institute, Ireland. 2020. https://erddap.marine.ie/erddap/griddap/AOR-A_asc.html
11. Chernysheva E.A., Kharin G.S. // *Petrology*. 2009. V. 17. P. 476–487.

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES OF THE CHARLIE GIBBS FRACTURE ZONE (NORTH ATLANTIC)

S. G. Skolotnev^{a,#}, A. Sanfilippo^b, A. A. Peyve^{a,##}, Y. Nestola^c, S. Yu. Sokolov^a, L. Petracchini^d, K. O. Dobrolybova^a, V. Basch^b, A. N. Pertsev^e, C. Ferrando^b, A. N. Ivanenko^f, C. Sani^b, A. A. Razumovskii^a, F. Muccini^g, A. S. Bich^h, C. Palmiotto^c, Y. V. Brusilovsky^f, E. Bonatti^c, K. N. Sholukhov^e, M. Cuffaro^d, I. A. Veklich^f, M. Ligi^c, and V. N. Dobrolybov^a

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

^b Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Università di Pavia, via Ferrata 1, 27100, Pavia, Italy

^c Istituto di Scienze Marine – CNR, Bologna, via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy

^d Istituto Geologia Ambientale e Geoingegneria – CNR, P.le A. Moro 5, 00185 Roma, Italy

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

^f Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^g Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata 605, 00143 Roma, Italy

^h VNIIOkeangeologia, Ministry of Natural Resources and the Environment of the Russian Federation, Saint-Petersburg, Russian Federation

[#]e-mail: sg_skol@mail.ru

^{##}e-mail: apeyve@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyariov December 14, 2020

The paper presents geological and geophysical data obtained during the 50-th cruise of R/V “Akademik Nikolaj Strakhov” of the Charlie Gibbs megatransform system structure in the North Atlantic. Taking into account previously published data, the structure of this area was examined in detail. It has been shown that the northern and southern segments of the MAR, separated by the Charlie Gibbs transform fault, are completely different in morphology, and hence in terms of formation. The dredged rocks cover the entire spectrum from mantle to upper crustal varieties and allow, together with detailed data on the morphology, to determine the origin of the main structures of the Charlie Gibbs megatransform system.

Keywords: megatransform system, the North Atlantic, the rift Charlie Gibbs

УДК 553.4 (574)

ВОЗРАСТ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 2021 г. С. И. Школьник^{1,2,*}, Е. Ф. Летникова¹, А. И. Брусницын³, Е. Н. Лепехина⁴,
А. В. Иванов¹, Е. Н. Перова³

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 30.09.2020 г.

Поступило 30.09.2020 г.

После доработки 06.11.2020 г.

Принято к публикации 06.11.2020 г.

Впервые проведено U–Pb-датирование рудовмещающих пород рифтогенных Fe–Mn-отложений Атасуйского и Жездинского (Джездинского) рудных районов Центрального Казахстана. Установлено, что субсинхронные рудообразованию кислые эффузивы Атасуйского района (месторождение Ушкатын 1) формировались на рубеже франа и фамена (373 ± 4 млн лет). Накопление рудоносных гравелитов Жездинского района началось не ранее конца раннего девона (позднее 400 млн лет), но до импульса кислого вулканизма на рубеже 370 млн лет. Полученные данные могут указывать на несинхронное накопление Fe–Mn-отложений Жездинского и Атасуйского рудных районов.

Ключевые слова: Центральный Казахстан, Атасуйский и Жездинский рудные районы, Fe–Mn-отложения, возраст рудовмещающих пород

DOI: 10.31857/S2686739721010205

С рифтогенным магматизмом связывается значительное количество рудоносных образований, формирование которых происходило как в океанических, так и континентальных структурах Земли. Классическим и одним из наиболее полно изученных представителей проявления осадочного рудообразования в обстановках континентального рифта служат крупные месторождения Zn, Ba, Pb, Fe и Mn Центрального Казахстана ([1–6] и др.). Основные месторождения этих стратиформных руд находятся в Атасуйском рудном районе (месторождения Жайрем, Ушкатын, Жомарт, Каражал и др.) (рис. 1). Менее крупным по запасам и представительным по разнообразию типов руд является расположенный в непосредственной близости Жездинский рудный район (месторождения Жезды, Емельяновское, Надежинское, Бала-Джала и др.). В этих двух районах

сосредоточены основные запасы марганцевых руд Центрального Казахстана [1]. Согласно существующим гипотезам, железные и марганцевые руды Центрального Казахстана представляют собой слабометаморфизованные металлоносные гидротермально-осадочные отложения [4, 6]. При этом считалось ([4, 6] и др.), что их отложение на территории Жездинского и Атасуйского районов происходило синхронно, но в разных фациальных обстановках – соответственно в прибрежных и относительно глубоководных условиях. Эти выводы основывались на биостратиграфических данных, и до сих не были подтверждены геохронологическими методами. Поэтому цель нашего исследования – определить время процессов марганцевого рудообразования в осадочных рифтогенных бассейнах Жездинского и Атасуйского рудных районов Центрального Казахстана путем U–Pb-датирования вулканогенных и осадочных образований железомарганцевых месторождений Жезды (Жездинский рудный район) и Ушкатын-I (Атасуйский рудный район).

В Жездинском районе в основном распространены марганцевые месторождения, а в Атасуйском районе – свинцово-цинковые, железо-марганцевые и баритовые, и барит-свинцовые [3, 5]. Их формирование связывают с верхнедевонским рифтогенным бассейном, возникшим при деформации эпикаледонского Центрально-Казахстанского континентального блока [5–7]. Рудо-

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

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

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

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург,
Россия

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

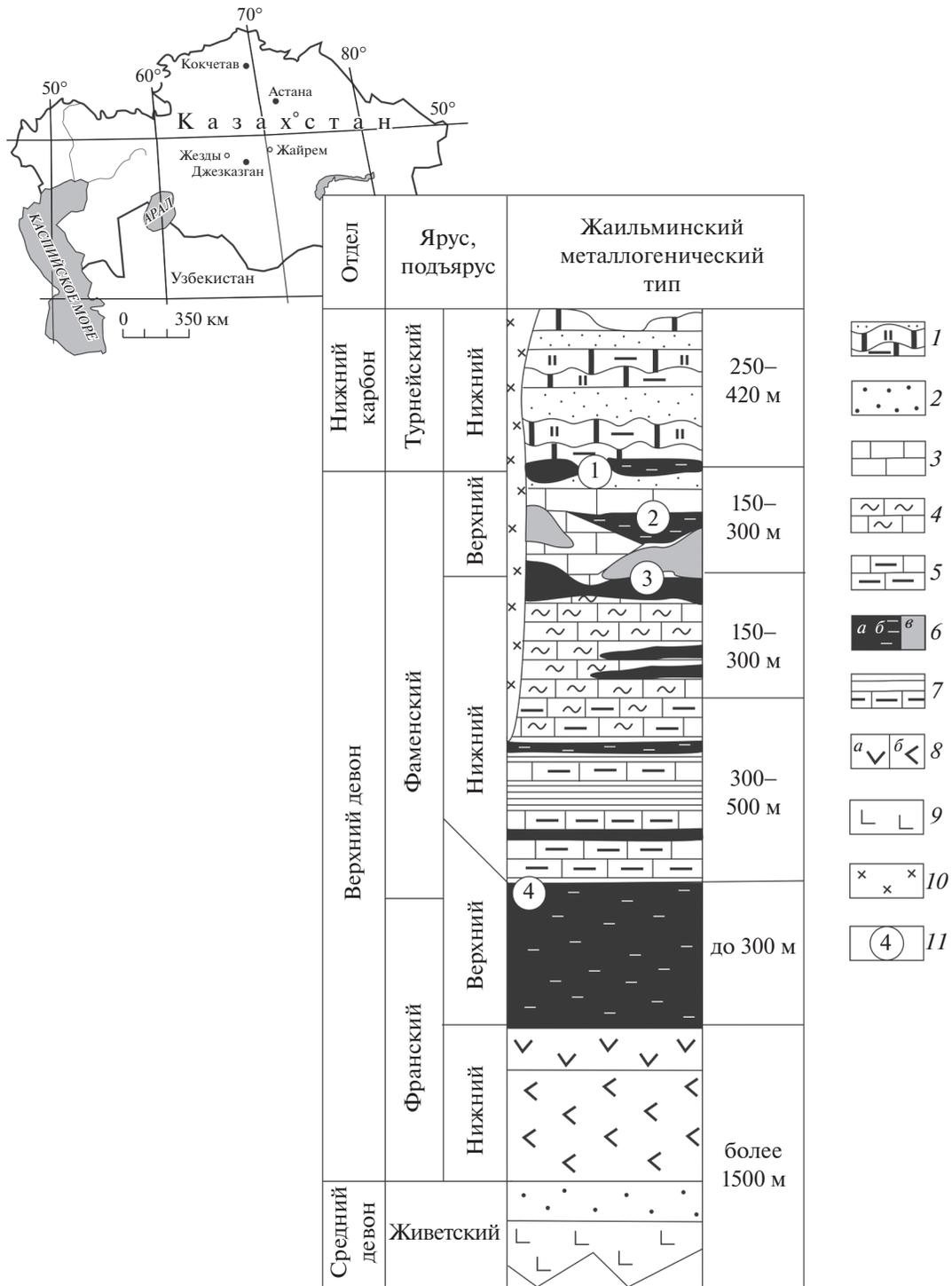


Рис. 1. Схема расположения и стратиграфическая колонка с указанием уровней размещения месторождений Атасуйского и Дездеинского комплексов (по [1]) с упрощениями. 1 – углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы, сероцветные песчаники, прослои гипса; 2 – песчаники красноцветные; 3 – известняки; 4 – черные силициты, кремни; 5 – известняки глинисто-кремнистые, аргиллиты углистые; 6 – пласти, линзы, залежи руд: железных, железомарганцевых (а), марганцевых (б), свинцово-цинковых и баритово-свинцово-цинковых (в); 7 – ритмиты жаильминского типа – углеродисто-глинисто-кремнисто-известковые; 8 – трахиандезиты (а), андезитобазальты (б); 9 – трахибазальты, базальты; 10 – габбро, габбро-диориты, диоритовые порфиры; 11 – месторождения: 1 – Ушкатынская группа, 2 – Каражал, 3 – Жайрем, 4 – Дезде.

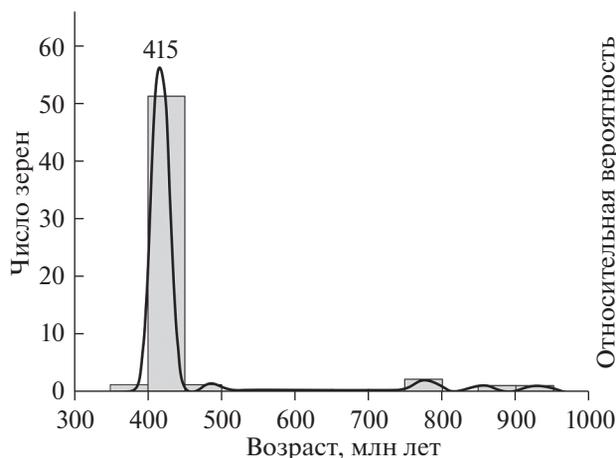


Рис. 2. Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb-возрастов детритовых цирконов из гравелитов уйтасской свиты.

носный, с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом, палеорифт Центрального Казахстана хорошо изучен ([8, 9] и мн. др.). Жездинское месторождение марганца приурочено к крыльям небольшой Жездинской антиклинали в Улутауском поднятии. Рудовмещающими являются континентальные отложения средне-верхнедевонской жаксыконской серии (уйтасская и джездинская свиты), согласно перекрытой морскими карбонатными породами верхнего фамена–нижнего карбона. Жездинская свита состоит из валунных и крупногалечных конгломератов, гравелитов, вишнево-красных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Марганцевые руды приурочены к основанию уйтасской свиты, сложенной в основном красноцветными песчаниками с цементным оруденением и горизонтами гравелитов и конгломератов. В рудоносных отложениях не обнаружены фаунистические остатки, и возраст принимается условно как позднедевонский (франский) на основе их стратиграфического положения [10]. Временной интервал проявления осадочного рудообразования в Атасуйском рудном районе определен на основе биостратиграфических данных и оценивается как фран-фаменский [11]. До настоящего времени остается открытым вопрос о временной или пространственной взаимосвязи рудообразующих процессов в этих двух пространственно-сопряженных рудных районах.

Для установления возраста рудоносных отложений Жездинского типа в карьере месторождения в районе пос. Жезды из основания уйтасской свиты была отобрана проба гравелитов с синоседочным марганцевым цементом. Исследование выделенных зерен циркона проводилось (А.И. Прошенкин, ИГМ СО РАН) методом LA–ICP–MS в ГЕОХИ РАН с использованием ICP–MS Element XR (“ThermoFinnigan”). Зерна

циркона в основном удлиненной формы с осцилляторной зональностью, типичной для вулканических пород. Это указывает на то, что зерна циркона этой популяции попали в матрикс гравелитов без существенной транспортировки и, возможно, вулканические процессы совпали по времени с накоплением рудоносных гравелитов уйтасской свиты. U–Pb-датирование циркона (53 зерна) дало возрастной интервал $399 \pm 7 - 430 \pm 8$ млн лет с максимумом 415 млн лет (рис. 2). Эти данные могут свидетельствовать о проявлении вулканизма в изучаемом регионе на границе силура и девона. Единичные анализы зерен дали следующие значения: 487, 776, 780, 854 и 928 млн лет и одно зерно – 2.45 млрд лет. На основании полученных данных можно предполагать, что накопление гравелитов уйтасской свиты началось не ранее конца раннего девона – позднее 400 млн лет.

В строении Атасуйского рудного района значительную роль играет верхнедевонско-нижнекаменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс (дарьинская свита (D_3fr)). В нижней части его разреза залегают красноцветные алевролиты, песчаники и конгломераты, которые перекрываются рудовмещающей глинисто-кремнисто-карбонатной толщей фаменского возраста (D_3fm) [11]. Синхронная осадконакоплению вулканическая деятельность приурочена к зонам разломов в фундаменте рифта, которые выявлены в пределах всех рудных полей. Вулканыты представлены породами контрастно-дифференцированной формации с субщелочными базальтами и риолитами повышенной щелочности.

Для установления возраста руд Жайремского узла из разреза в карьере Ушкатын-1 нами была отобрана проба риолита с реликтовой порфириковой структурой, фельзитовой структурой матрикса и фенокристами, представленными преиму-

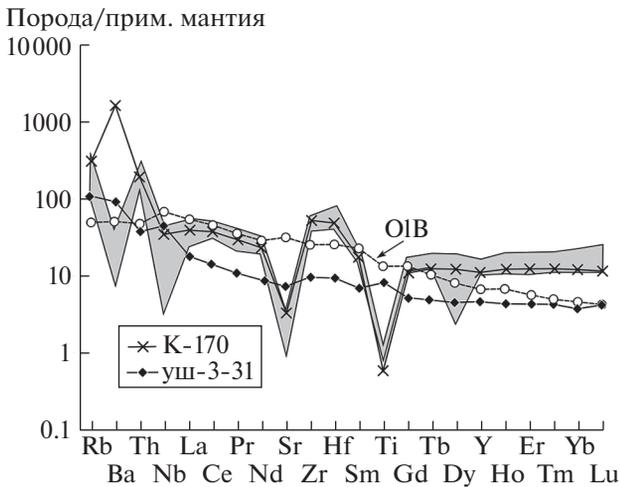


Рис. 3. Спектры распределения редких элементов, нормализованные к составу примитивной мантии [13], для риолита (К-170) и базальта (уш-3-31) Ушкатынской группы месторождений. Показаны спектры составов базальтов океанических островов (OIB) по [13] и поле рифтогенных риолитов А-типа [14].

ществено идиоморфными кристаллами кварца. По химическому составу кислые вулканы относятся к трахириолитам, для которых характерны невысокие содержания Sr (63 г/т), и Nb (25 г/т), повышенные концентрации Y (49 г/т) и спектры распределения, указывающие на слабое фракционирование редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 3-4$). Эти особенности, сочетающие резкие минимумы по Sr, Ti и обогащение рядом высокозарядных элементов (рис. 3), являются типичными для гранитов А-типа, формирование которых связывается с внутриплитными обстановками [12]. Высококалиевые субвулканические риолиты относятся к образованиям, завершающим магматизм фаменского времени [1]. Выделенные из риолита кристаллы циркона идиоморфные или субидиоморфные с хорошо выраженной осцилляционной зональностью и Th/U-отношением, варьирующим от 0.65 до 0.90. Это указывает на магматическое происхождение циркона.

U–Pb-датирование циркона было проведено авторами на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в

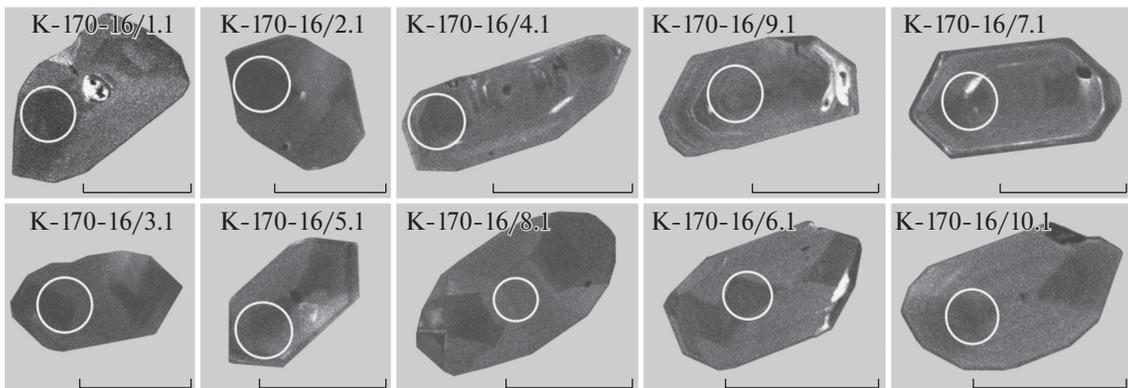
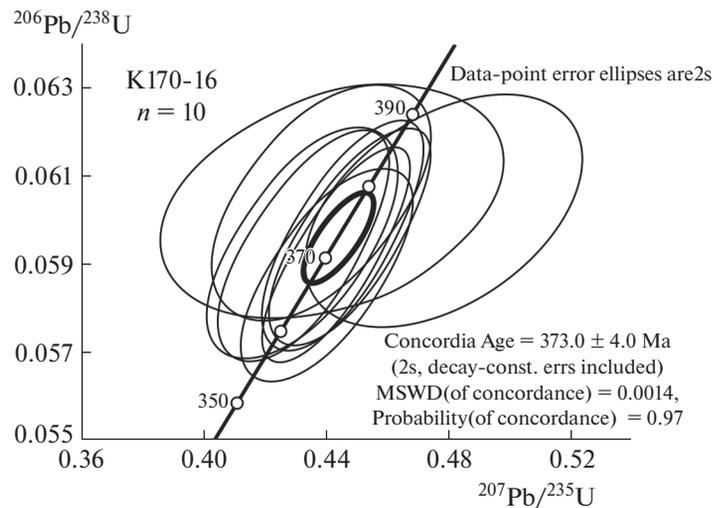


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и примеры кристаллов цирконов с осцилляционной зональностью (католюминесцентное фото, размерная линейка на всех фото соответствует 100 мкм) из риолита (К-170) Ушкатынской группы месторождений.

центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Полученные точки анализов на диаграмме образуют конкордантный кластер возрастом 373 ± 4 млн лет, соответствующим рубежу франского-фаменского яруса верхнего девона (рис. 4). Полученная оценка возраста отвечает времени кристаллизации эффузивов, субсинхронных рудообразованию. В Ушкатынском рудном поле эти вулканиты залегают в дарьинской свите (D_3fr), которая перекрывается собственно рудоносной (Mn-Fe) глинисто-кремнисто-карбонатной толщей фаменского возраста (D_3fm), и маркируют начало процессов рудогенеза в Атасуйском районе.

Таким образом, формирование субсинхронных рудообразованию кислых эффузивов Атасуйского рудного района (месторождение Ушкатын-1) происходило на рубеже франа и фамена, что согласуется с геологическими наблюдениями. Синхронные вулканиты и/или продукты их разрушения фран-фаменского возраста в разрезе уйтаской свиты Жездинского месторождения не обнаружены. Это указывает на различное время накопления рудовмещающих пород Жездинского и Атасуйского рудных полей и более раннее формирование первых. U-Pb-изотопное датирование детритовых зерен циркона из рудоносных гравелитов Жездинского месторождения указывает на их накопление позднее 400 млн лет в девоне, но до импульса кислого вулканизма на рубеже 370 млн лет на границе франа и фамена, т.е. раньше образования руды месторождений Атасуйского поля.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность председателю правления АО «Жайремский ГОК» (поселок Жайрем, Республика Казахстан) А.Ю. Бурковскому и геологам этого предприятия В.А. Волкову, О.А. Муратову и др. за содействие в реализации полевых исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант 19-17-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазуров А.К. Металлогения океанических и континентальных палеорифтов Казахстана // Известия Томского политехн. ун-та. 2002. № 6. С. 76–89.
2. Щерба Г.Н. Месторождения атасуйского типа // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 106–114.
3. Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 32–46.
4. Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов. Геология и геохимия марганца. 1982. М.: Наука. С. 116–121.
5. Веймарн А.Б. Железо-марганцевые месторождения фамена Центрального Казахстана // Геология и геохимия марганца (Отв. ред. И.М. Варенцов). М.: Наука, 1982. С. 122–127.
6. Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А., Шибрик В.И., Соколова А.Л. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана (главные компоненты, редкие земли, рассеянные элементы) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 56–79.
7. Бузмаков Е.И., Шибрик В.И. Стратиграфия и литология фаменских и отложений Атасуйского рудного района // Советская геология. 1976. № 2. С. 61–79.
8. Бахтеев М.К., Васюков Ю.А., Сорокина И.М. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана // Советская геология. 1977. № 4. С. 78–89.
9. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез и глобальные события на рубеже франского и фаменского веков // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 108–119.
10. Голубковский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З. Новые данные по стратиграфии девона Джесказган-Улутауского района / Вопросы геологии Центрального Казахстана. Издательство МГУ. 1971. 654 с.
11. Веймарн А.Б. Фаменская железо-марганцеворудная эпоха в Казахстане и ее значение в геологической истории // Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 1992. 45 с.
12. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rock // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
13. Sun S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Magmatism in Oceanic Basins / Geol. Soc. London. Spec. Pub. 1989. V. 42. P. 313–345.
14. Zhang X., Yuan L., Xue F., Yan X., Mao Q. Early Permian A-type Granites from Central Inner Mongolia, North China: Magmatic Tracer of Post-collisional Tectonics and Oceanic Crustal Recycling // Gondwana Research. 2015. V. 28. P. 311–327.

AGE OF ORE-BEARING ROCKS OF IRON-MANGANESE DEPOSITS OF DEVON, CENTRAL KAZAKHSTAN

S. I. Shkolnik^{a,b,#}, E. F. Letnikova^a, A. I. Brusnitsyn^c, E. N. Lepekhina^d, A. V. Ivanov^a, and E. N. Perova^c

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

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

^c Sankt-Petersburg State University, Sankt-Petersburg, Russian Federation

^d Karpinskiy All-Russian Scientific-Research Geological Institute, Sankt-Petersburg, Russian Federation

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

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyariov September 30, 2020

The isotope study of ore-bearing rocks of Fe-Mn rift deposits of the Atasu and Zhezda (Dhezda) ore regions of Central Kazakhstan is presented. It was found that acid effusive rocks of Atasu district (Ushkatyn-1 deposit), synchronous to ore formation, were formed at the boundary between the Fran and Famen (373 ± 4 Ma). The accumulation of ore-bearing gravelites of the Dzhezda region began not earlier than the end of the Early Devonian (after 400 Ma), but before the impulse of acid volcanism at the turn of 370 Ma. The data obtained may indicate an not synchronous accumulation of Fe-Mn in the Dzhezda and Atasu ore regions.

Keywords: Central Kazakhstan, Atasu and Zhezda ore regions, Fe-Mn deposits, age of ore-bearing rocks

УДК 551.465

ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА МОНА

© 2021 г. А. А. Клювиткин^{1,*}, М. Д. Кравчишина¹, А. Г. Боев¹

Представлено академиком РАН М.В. Флинтон 16.11.2020 г.

Поступило 16.11.2020 г.

После доработки 18.11.2020 г.

Принято к публикации 11.12.2020 г.

Обсуждаются первые результаты исследований вертикальных потоков осадочного вещества в гидротермальной седиментосистеме субполярного участка Срединно-Атлантического хребта под влиянием гидродинамических факторов, воздействующих на распространение гидротермального плюма. Краткосрочная постановка седиментационных ловушек проводилась в 75-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в июне 2019 г. на гидротермальных полях Троллвегген и Сориа Мориа в южной части хр. Мона. Осаждение частиц в придонном слое происходило при преобладающем переносе вод в северо-восточном направлении, что совпадает с пространственной ориентацией рифтовой долины в зоне исследования. Зафиксированы многочисленные кратковременные положительные аномалии температуры амплитудой до 0.86°C. Потоки частиц в придонном слое исследованного полигона намного ниже, чем на гидротермальных полях более южных участков Срединно-Атлантического хребта. В ловушечном веществе придонных горизонтов выявлено значительное количество минералов гидротермального генезиса (барит, сульфиды и др.). Главные отличия между двумя полями – отсутствие на поле Сориа Мориа кристаллитов гипса и более низкое содержание волокнистых агрегатов (нитей и сфер) аморфного кремнезема.

Ключевые слова: Арктика, гидротермальный плюм, седиментационные ловушки, Троллвегген, Сориа Мориа, бариты, сульфиды

DOI: 10.31857/S2686739721030051

Наиболее эффективные проявления гидротермальной активности в океане – это высокотемпературные источники растворов и газов. Так называемые черные и белые курильщики создают насыщенные частицами плюмы, поднимающиеся на сотни метров над морским дном [1, 5]. Продукция этого материала и его рассеяние в глубинах океана в основном зависят от интенсивности выброса горячих флюидов, которые затем оседают на дно в виде тонких частиц. Эти частицы в составе гидротермальных плюмов нейтральной плавучести переносятся глубоководными течениями и фиксируются на расстоянии в десятки километров от источника [8, 9].

Изучение плюмов в настоящее время – это важная составляющая океанологических исследований в силу значительного влияния высокотемпературных флюидов на баланс химических элементов в океане. Цель работы – оценить потоки вещества и состав оседающих частиц в гидро-

термальной седиментосистеме южной части хр. Мона под влиянием гидродинамических факторов, воздействующих на распространение гидротермального плюма.

Гидротермальные проявления в южной части хр. Мона были открыты в экспедиции BIODEEP-05 норвежского научно-исследовательского судна “G.O. Sars” в 2005 г. [12]. Исследования развивались в последующих экспедициях в разных направлениях [4, 13]. Изучены рельеф, состав построек и флюидов, эмиссия эндогенного CO₂ и метана, биологическая активность гидротермальной фауны, микробные процессы и др. Но прямой сбор осаждающегося вещества гидротермальных плюмов с помощью седиментационных ловушек в этом районе выполнен нами впервые.

Краткосрочная постановка автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС) с седиментационными ловушками (СЛ) проводилась в 75-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” [3] в начале лета 4–8 июня 2019 г. на гидротермальных полях Троллвегген и Сориа Мориа (рис. 1, табл. 1).

Использованы малые цилиндрические СЛ МСЛ-110 [6]. Пробосборники заполнялись филь-

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

*E-mail: klyuvitkin@ocean.ru

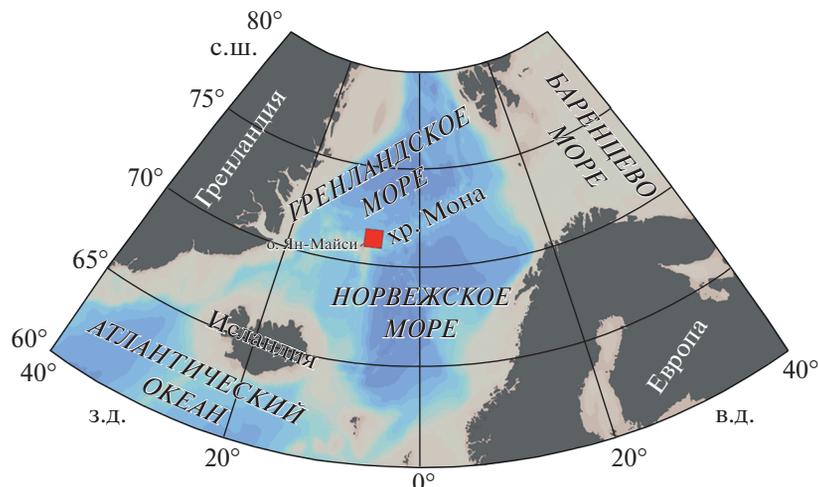


Рис. 1. Положение района исследования.

тратом морской воды с горизонта постановки. Для регистрации параметров среды на придонном горизонте АГОС-1 были установлены акустический измеритель течения Nortek Aquadopp и STD-профилограф SBE37, а на двух нижних горизонтах АГОС-2 – термографы RBRduet. Перед постановкой и после подъема АГОС выполнены STD-зондирования судовым комплексом SBE911plus.

В ловушечном материале определено содержание Si и Al фотокolorиметрическим методом (аналитик Е.О. Золотых) и органического ($C_{\text{орг}}$) и карбонатного ($C_{\text{карб}}$) углерода методом кулонометрического титрования на анализаторе углерода АН-7529 (аналитик Л.В. Демина). Содержание CaCO_3 рассчитано по $C_{\text{карб}}$, литогенного вещества (ЛВ) – по Al, а биогенный кремнезем ($\text{SiO}_{2\text{био}}$) вычислен методом терригенной матрицы по разнице содержаний валового и литогенного SiO_2 на

основании среднего состава верхнего слоя земной коры [15].

Состав частиц ловушечного материала изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) VEGA-3sem “TESCAN” с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford “INCA Energy” 350.

ВОДНАЯ ТОЛЩА

Температурный фон в придонных слоях (до 100 м от дна) составил $-0.13...-0.12^\circ\text{C}$ для поля Троллвегген и $-0.26...-0.13^\circ\text{C}$ для поля Сориа Мория. STD-зондирования при постановке и подъеме АГОС выявили у дна положительные температурные аномалии амплитудой 0.64°C на первом и 2.49°C на втором поле соответственно.

Самописцы условий среды в составе АГОС (рис. 2) показали, что осаждение частиц в придонном слое поля Троллвегген происходило при

Таблица 1. Поток и состав осаждающегося вещества на гидротермальных полях Троллвегген (АГОС-1) и Сориа Мория (АГОС-2)

	Координаты, глубина, экспозиция	Горизонт/расстояние от дна, м	Поток, мг/м ² /сут							
			Общий	Si _{общ}	Al	C _{орг}	C _{карб}	Хлорин	ЛВ	SiO _{2био}
АГОС-1	71°17.883' с.ш.	150/400	279.6	33.1	0.31	88.8	25.2	1.459	3.77	69.3
	05°46.359' з.д.	350/200	100.5	14.5	1.31	27.5	7.96	0.528	16.0	24.3
	550 м	450/100	85.6	12.2	1.20	19.9	0.81	0.644	14.7	20.0
	101.7 ч	520/30	103.6	14.2	1.26	22.8	5.74	0.827	15.5	23.9
АГОС-2	71°15.677' с.ш.	270/400	130.3	20.8	1.36	38.6	9.62	0.444	16.6	37.5
	05°48.899' з.д.	470/200	97.5	12.9	1.11	39.4	0.36	0.663	13.6	21.9
	670 м	570/100	90.2	13.6	1.61	18.3	6.48	0.597	19.7	20.8
	95.5 ч	640/30	103.9	14.6	1.43	20.4	9.42	0.367	17.6	23.9

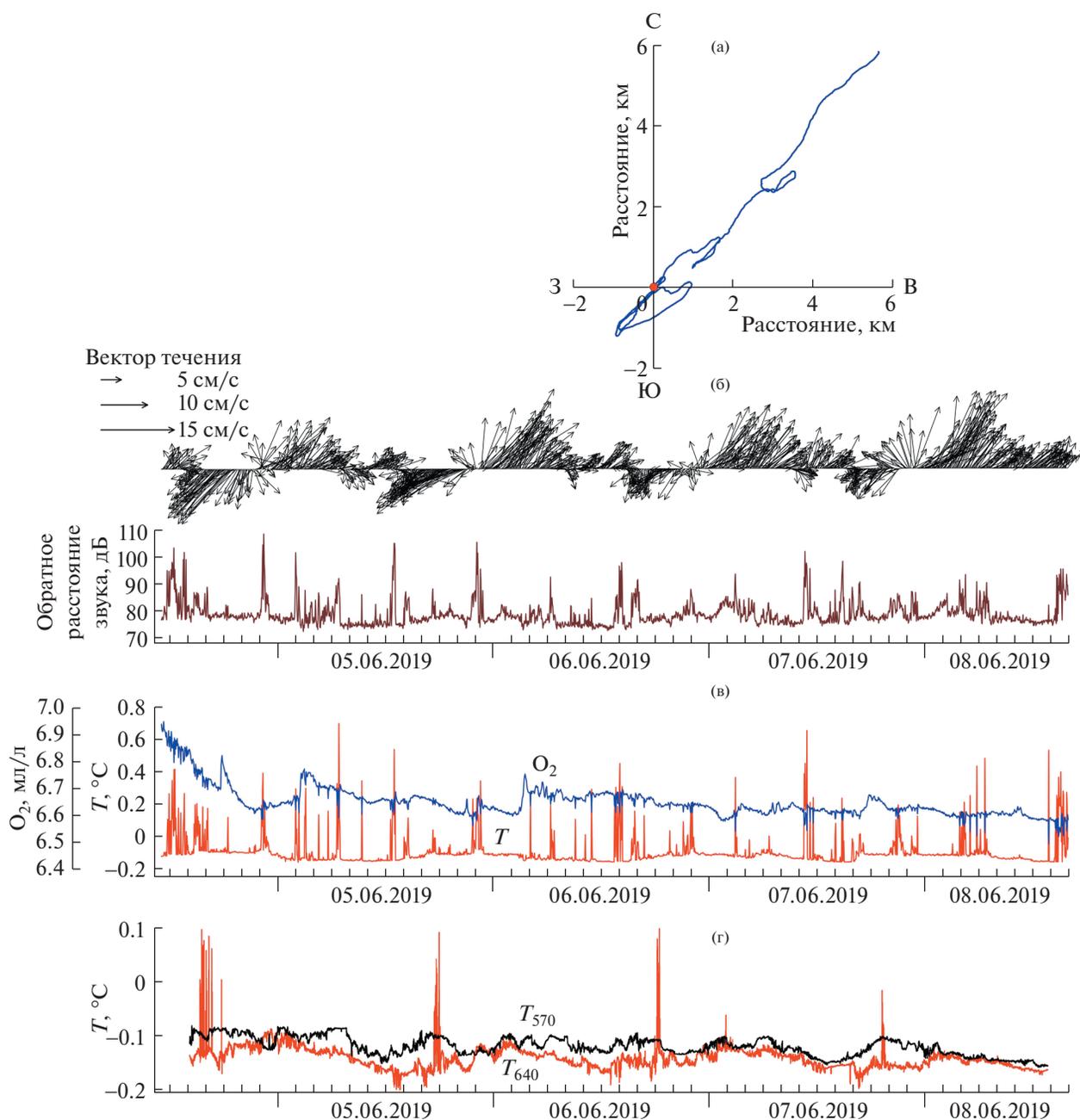


Рис. 2. Параметры водной толщи в точках постановки АГОС: прогрессивная векторная диаграмма течения (а), изменчивость вектора течения и обратного рассеяния звука взвесью по данным акустического измерителя течений на поле Троллвегген (б), температура (T) и растворенный кислород (O_2) на поле Троллвегген (в), температура на придонном (T_{640}) и следующем от дна (T_{570}) горизонте на поле Сориа Мориа (г).

преобладающем переносе вод в северо-восточном направлении, что практически совпадает с пространственной ориентацией рифтовой долины в зоне исследования. При этом движение воды носило возвратно-поступательный характер. Скорости течения изменялись от 0.3 до 18.7 см/с при среднем значении 6.1 см/с. Выявлена периодичная изменчивость скорости и направления течений с полусуточным приливным циклом. В придонном горизонте зафиксированы много-

численные, хаотично возникающие, кратковременные положительные аномалии температуры амплитудой до 0.86°C . К этим же пикам привязаны минимумы концентраций растворенного кислорода, а также максимумы коэффициента обратного рассеяния звука взвесью. Очевидно, что ловушки в придонном горизонте на поле Троллвегген попадали в область влияния гидротермального плюма, что и было целью постановки.

Таблица 2. Общий поток осаждающегося вещества под влиянием плюма гидротермальных полей на разных участках САХ

Гидротермальное поле	Координаты	Глубина, м	Горизонт, м	Поток, мг/м ² /сут	Источник
Троллвегген	71°17.883' с.ш. 05°46.359' з.д.	550	520	103.6	Данная работа
Сория Мориа	71°15.677' с.ш. 05°48.899' з.д.	670	640	103.9	Данная работа
Лаки Страйк	37°17.508' с.ш. 32°16.473' з.д.	1630	1628	264.3	[9]
Рейнбоу	36°13.8' с.ш. 33°54.1' з.д.	2275	2273	280–19200	[10]
Брокен Спур	29°10.1' с.ш. 43°10.3' з.д.	3030	3028	1800	[7, 11]
ТАГ	26°09.2' с.ш. 44°49.6' з.д.	3650	3648	5200	[7]

Термографы в придонном слое на поле Сория Мориа также зафиксировали пики температуры, но с гораздо меньшей амплитудой (~0.25°C). Повышение температуры отмечалось гораздо реже (всего 1 раз в сутки) и было привязано к фазе прилива (рис. 2). На следующем горизонте от дна (570 м) подобные температурные аномалии не обнаружены, т.е. вблизи источника гидротермальный плюм распространяется в субгоризонтальном направлении в 10–30 м от дна, что также подтверждено STD-зондированиями.

Интересно, что на поле Сория Мориа при зондировании перед постановкой АГОС у дна наблюдался холодный слой мощностью около 50 м с температурой –0.26°C, что на 0.13°C ниже фонового. Зондирование после подъема АГОС этот слой не обнаружило. Придонный термограф в составе АГОС также фиксировал колебания фоновой температуры с той же амплитудой (до 0.13°C). Период колебаний составил 1 сут, что характерно для суточной составляющей прилива. Таким образом, под воздействием приливных течений происходит заток холодных глубинных вод на исследуемое поле с глубин, превышающих исследуемые на десятки метров. На фоновой станции при глубине моря 2375 м в 50 км от полигона воды с температурой –0.26°C фиксировалась в слое 850 м.

ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА

Максимум потока рассеянного осадочного вещества (279.6 мг/м²/сут) на изученном полигоне приходится на подповерхностный горизонт 150 м на поле Троллвегген (табл. 1). Глубже, с 270 м до дна, потоки варьировали в пределах 85–130 мг/м²/сут. Минимум потоков (85–97 мг/м²/сут) зафиксиро-

ван в промежуточном слое 450–570 м на обеих АГОС. Выявлено небольшое увеличение потоков в придонном слое (30 м от дна) +18 мг/м²/сут (до 103.6 мг/м²/сут) на поле Троллвегген и +13.7 мг/м²/сут (до 103.9 мг/м²/сут) на поле Сория Мориа, что может свидетельствовать как о поставке эндогенного вещества, так и о возможном влиянии придонного нефелоидного слоя. Однако изучение распределения водной взвеси как фильтрационным методом, так и оптическим (нефелометрия), не выявило в исследуемом районе присутствия у дна выраженного нефелоидного слоя, не привязанного к гидротермальной активности, что отмечалось также в работе [4].

Полученные значения потоков осадочного вещества, в целом, несколько выше, чем в среднем для изучаемого региона. Так, в Норвежско-Гренландском регионе на горизонте около 500 м они обычно не превышали 200 мг/м²/сут [2, 14]. Высокие потоки в нашем исследовании объясняются активностью фитопланктона. В период работы АГОС наблюдалось цветение микроводорослей, что подтверждается высокими концентрациями хлорофилла “а” в поверхностном слое (до 5.4 мг/л) и высоким потоком хлорина на подповерхностном горизонте АГОС-1 (1.46 мг/м²/сут на 150 м).

Потоки частиц в придонном слое исследованного полигона намного ниже, чем на гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта 25–40° с.ш. Как видно из табл. 2, потоки вещества значительно варьируют на разных гидротермальных полях, но все они превышают таковые величины, полученные на полях Троллвегген и Сория Мориа [7, 9–11]. Налицо также высокая временная изменчивость потоков: почти в 70 раз за 16 сут экспозиции ловушек на поле Рэйнбоу [10].

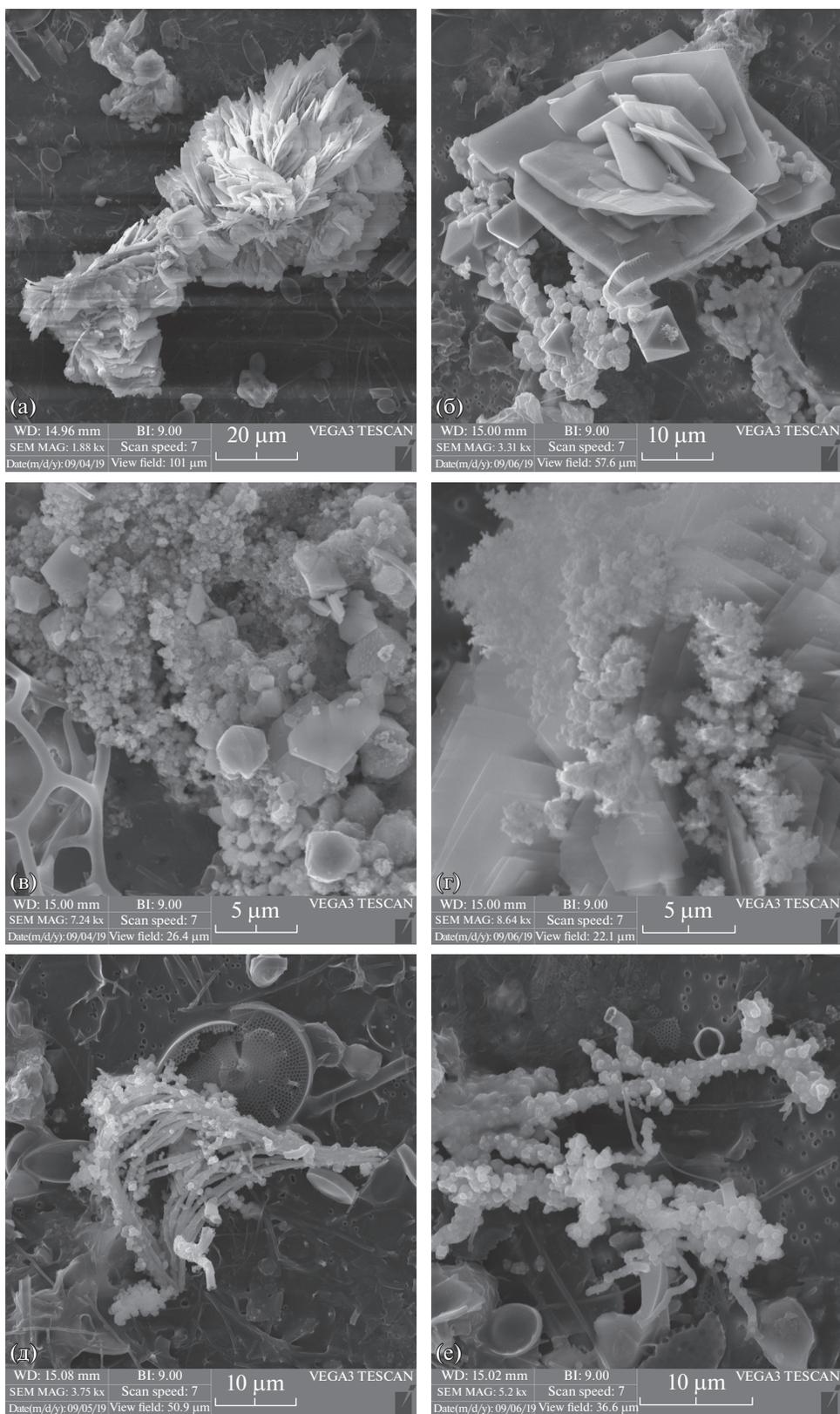


Рис. 3. Вещественный состав осадочного вещества из придонных седиментационных ловушек по результатам сканирующей электронной микроскопии: агрегаты барита на гидротермальном поле Троллвегген (а) и Сория Мориа (б), сульфидные фазы сложного состава в форме дендритов и сплошных масс на поле Троллвегген (в) и Сория Мориа (г), волокнистые агрегаты аморфного кремнезема с примесью железа и кальция на поле Троллвегген (д) и Сория Мориа (е).

Очевидно, интенсивность гидротермальных проявлений изученных нами полей и влияние гидротермального плюма на водную среду существенно ниже, чем на других известных гидротермальных полях САХ, что отмечалось ранее [4]. Показано сходство этих полей с полем Лаки Страйк по составу донных осадков [4].

По значению вертикальных потоков частиц поля Троллвегген и Сория Мориа также наиболее близки к полю Лаки Страйк (табл. 2).

СОСТАВ ВЕЩЕСТВА ПОТОКОВ

В осаждающемся материале преобладало биогенное вещество (CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{био}}$), достигая в верхнем слое АГОС-1 (150 м) ~99%. $C_{\text{орг}}$ варьировал от 19 до 40% с максимумом в подповерхностных горизонтах. Отмечено практически постоянное во всей водной толще высокое содержание биогенного кремнезема (22.5–28.7%), при этом максимум потока $\text{SiO}_{2\text{био}}$ приурочен к подповерхностным горизонтам 150 м (АГОС-1) и 270 м (АГОС-2) и составляет 69.3 мг/м²/сут и 37.5 мг/м²/сут соответственно. Максимум CaCO_3 в потоке также выявлен в подповерхностных горизонтах. Поток литогенного вещества возрастает ниже эвфотического слоя и остается практически неизменным (13.6–19.7 мг/м²/сут) от 270 м до дна на обеих станциях, составляя 12.8–21.8% вещества в ловушках.

Придонные горизонты, подверженные влиянию поставки вещества из высокотемпературных гидротермальных флюидов, по соотношению основных макрокомпонент потока явно не выделяются. Обращает на себя внимание только незначительное уменьшение содержания в потоке основного маркера литогенного вещества Al на 13–22% от вышележащего горизонта, при том, что суммарный поток не уменьшается, а даже возрастает на 15–20%. Очевидно, увеличение потока происходит все-таки за счет поставки гидротермального материала, имеющего состав, отличный от среднего для верхнего слоя земной коры, на основании которого обычно рассчитывается содержание литогенного вещества во взвеси [15].

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СЭМ

Во всей толще воды, кроме придонных горизонтов обоих полей, преобладали биогенное вещество и частицы породообразующих минералов пелитовой и мелкоалевритовой размерности – полевых шпатов, кварца, авгита, андалузита.

В осадочном веществе придонного горизонта поля Троллвегген выявлено значительное количество минералов гидротермального генезиса. Среди минералов преобладают крупные, до 140 мкм, кри-

сталлиты гипса, сформированные в результате свободного роста. Микросталлиты барита (рис. 3) характеризуются пластинчатым и таблитчатым габитусом и значительной изоморфной примесью Sr. Барит образует минеральную ассоциацию и сростки с сульфидами Fe, Cu, Zn. Сульфидные минералы формируют пористые почковидные массы с размерами отдельных сферолитов <0.5 мкм, и только пирит образует правильные октаэдры и кубоктаэдры размером до 3 мкм. Обнаружены волокнистые агрегаты (нити и сферы) аморфного кремнезема с примесью Fe и Ca, часто закрученные в спирали (рис. 3).

Минеральное вещество придонного горизонта поля Сория Мориа представлено частицами глинистых минералов, единичными частицами породообразующих минералов, стекловидными нитями, сростками кристаллов барита и сульфидами Fe, Cu, Zn. Сульфидные минералы представлены хорошо окристаллизованными октаэдрами пирита и сфалерита до 6 мкм, а также фазами сложного состава в форме дендритов и сплошных масс. Главные отличия между двумя полями – полное отсутствие на поле Сория Мориа кристаллитов гипса и более низкое содержание агрегатов аморфного кремнезема.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, Г.В. Малафеева, А.В. Булохова и А.И. Коченкову за помощь при отборе и обработке проб, а также проф. А.Ю. Леин за помощь в постановке научных задач и обсуждении результатов исследования.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 20-17-00157). Работа АГОС обеспечена грантом РФФИ № 19-05-00787. Интерпретация результатов частично выполнена в рамках Госзадания Минобрнауки России (тема № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Леин А.Ю. В кн.: Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. С. 350–371.
2. Дриц А.В., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др. // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 576–594.
3. Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 487–487.
4. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др. // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
5. Лисицын А.П. В кн.: Мировой океан. Т. II. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.

6. Лукашин В.Н., Ключиткин А.А., Луцицын А.П., Новигатский А.Н. // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 746–750.
7. Русаков В.Ю. // Геохимия. 2007. № 7. С. 766–785.
8. German C.R., Sparks R.S.J. // Earth and Planet. Sci. Letters. 1993. V. 116. № 1–4. P. 129–134.
9. Khripounoff A., Comtet T., Vangriesheim A., Crassous P. // J. of Marine Systems. 2000. V. 25. № 2. P. 101–118.
10. Khripounoff A., Vangriesheim A., Crassous P., et al. // Journal of Marine Research. 2001. V. 59. № 4. P. 633–656.
11. Lukashin V.N., Rusakov V.Y., Lisitzin A.P., et al. // Exploration and Mining Geology. 1999. V. 8. № 3–4. P. 341–353.
12. Pedersen R., Thorseth I., Hellevang B., et al. // AGU Fall Meeting Abstracts. 2005. OS21C-01.
13. Pedersen R.B., Thorseth I.H., Nygård T.E., et al. // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 2010. V. 188. P. 67–89.
14. Peinert R., Antia A., Bauerfeind E., et al. // The Northern North Atlantic: A Changing Environment, ed. P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schluter, and J. Thiede. Springer, Berlin, 2001. P. 53–68.
15. Rudnick R.L., Gao S. // Treatise on geochemistry. 2014. T. 4. P. 1–51.

PARTICLE FLUXES IN HYDROTHERMAL VENT FIELDS IN THE SOUTHERN PART OF THE MOHNS RIDGE

A. A. Klyuvitkin^{a,#}, M. D. Kravchishina^a, and A. G. Boev^a

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

[#]E-mail: klyuvitkin@ocean.ru

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint November 16, 2020

The first results of vertical particle flux studies in the hydrothermal sediment system of the subpolar area of the Mid-Atlantic Ridge under the influence of hydrodynamic factors affecting the propagation of the hydrothermal plume are discussed. Short term mooring with sediment traps was deployed during 75th cruise of RV Akademik Mstislav Keldysh on June, 2019 at hydrothermal vent fields Trollveggen and Soria Moria in the southern part of the Mohns Ridge. The sedimentation of particles in the bottom layer occurred with the prevailing transport of water in the northeastern direction, which coincides with the spatial orientation of the rift valley in the studied area. Numerous short-term positive temperature anomalies with amplitude of up to 0.86°C were recorded. Particle fluxes in the near-bottom layer of the studied site are much lower than in hydrothermal vent fields in the more southerly areas of the Mid-Atlantic Ridge. A significant amount of minerals of hydrothermal genesis (barite, sulfides, etc.) were found in the trap material of the bottom layers. A feature of the sedimentary matter of the Trollveggen field is the presence of a large number of fibrous aggregates (filaments and spheres) of amorphous silica with an admixture of iron.

Keywords: Arctic, hydrothermal plume, sediment traps, Trollveggen, Soria Moria, barites, sulfides

УДК 550.4.02

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В СИСТЕМЕ Fe–S–C ПРИ $P = 0.5$ ГПа, $T = 1100–1250^{\circ}\text{C}$: РАССЛОЕНИЕ Fe–S–C-РАСПЛАВА И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2021 г. Н. С. Горбачев^{1,*}, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов^{1,**}, А. В. Костюк^{1,***}, П. Н. Горбачев¹, А. Н. Некрасов¹, Д. М. Султанов¹

Поступило 19.11.2020 г.
После доработки 02.12.2020 г.
Принято к публикации 03.12.2020 г.

При частичном плавлении графит-насыщенной системы Fe–S–C при $P = 0.5$ ГПа, температуре 1150, 1200 и 1250°C жидкие фазы представлены несмесимыми (*ms*) Fe–S- и (*mc*) Fe–C-расплавами. В результате фракционирования элементов между сосуществующими жидкостями Fe, Ni, Pt, Au преимущественно концентрируются в Fe–C-расплаве, а Cu, Pd, Ag – в Fe–S-расплаве. Особенности геологической обстановки формирования магматических сульфидных месторождений Норильского района и химического состава руд свидетельствуют о контаминации Fe-сульфидного расплава углеродом с расслоением на Fe–C- и Fe–S-жидкости, сосуществующие с силикатным расплавом. С перераспределением рудообразующих элементов между ними и фракционированием Fe–C жидкости связано обогащение рудообразующего Fe-сульфидного расплава Cu, Pd, Ag, обеспечив тем самым Pd–Cu-специализацию сульфидных руд Норильского района.

Ключевые слова: расслоение, металл, сульфид, эксперимент, Норильск

DOI: 10.31857/S2686739721030026

Фазовые соотношения в системе Fe–S–C представляют интерес в связи с тем, что в отличие от бинарных систем Fe–S [1] и Fe–C [2], в которых существуют эвтектические соотношения между Fe–металлическим и обогащенными легкими элементами (S, C) Fe–S или Fe–C фазами, в тройной системе Fe–S–C существует область несмесимости между (*mc*) Fe–C- и (*ms*) Fe–S-расплавами. Опубликовано ограниченное число работ о фазовых соотношениях в системе Fe–S–C и распределении элементов между сосуществующими фазами [3, 4]. В работе [4] для нескольких составов графит-насыщенной системы Fe–S–C экспериментально изучено распределение ряда элементов между сосуществующими Fe–C- и Fe–S-фазами при $P = 1$ атм в интервале температур

950–1350°C при надсолидусных и надликвидусных условиях. Высоким сродством к Fe–C-расплаву (коэффициенты разделения между Fe–C- и Fe–S-расплавами $D^{mc/ms}$ до 100 и более) обладают W, Re, тяжелые платиноиды Os, Pt. Элементы с $D^{mc/ms} < 1$, характеризующие сродство к Fe–S-расплаву, имеют Mo, Ag, легкие платиноиды: Ru, Rh, Pd. В представленной работе приводятся результаты экспериментального изучения фазовых соотношений и распределения ряда элементов при частичном плавлении графит-насыщенной системы Fe–S–C при $P = 0.5$ ГПа, $T = 1150, 1200, 1250^{\circ}\text{C}$.

Эксперименты длительностью 24 ч проводились на установке высокого газового давления с внутренним нагревом УВД-10000. Исходную шихту, состоящую из равных весовых частей порошков пирротина из массивных пирротиновых руд Октябрьского месторождения Норильского района, металлического Fe (реактив марки ХЧ) с добавлением 10 мас. % сажи (углерод технический, марка П-803) в качестве дополнительного источника углерода, а также металлов Ag, Au, Re, Pt, Pd, W, Mo, Rh в элементарной форме или в ви-

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

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

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

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

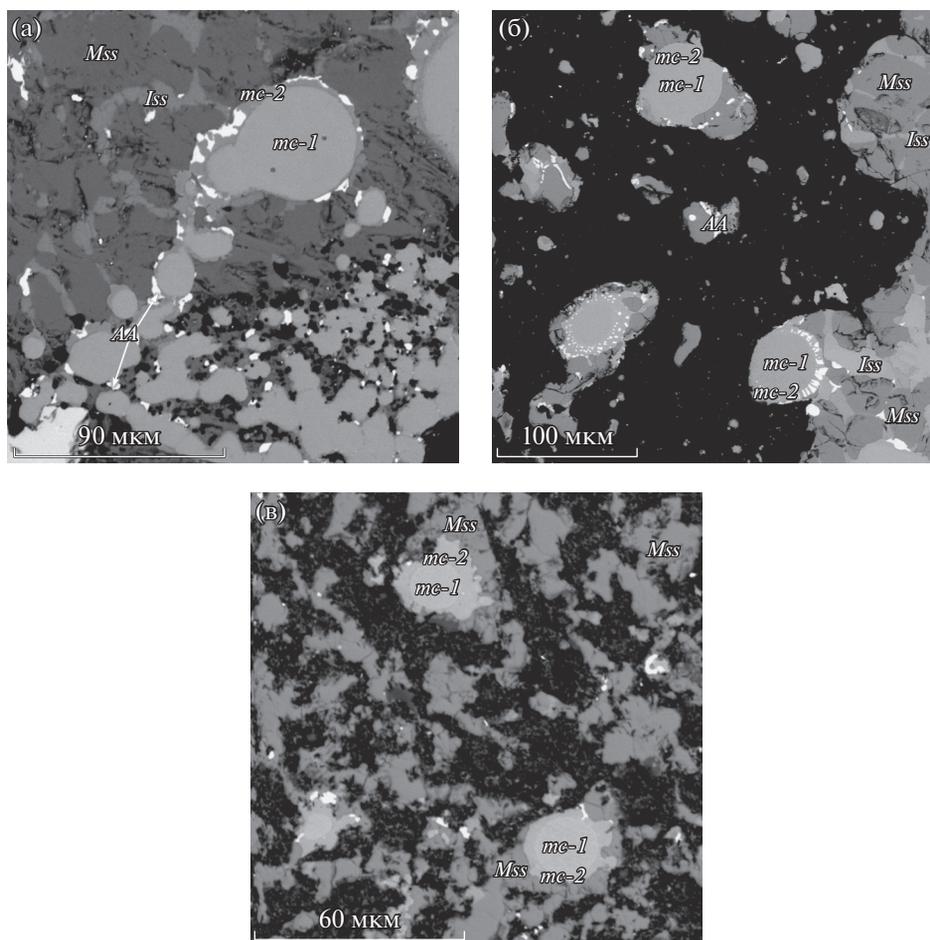


Рис. 1. Микрофотографии закалочных образцов в отраженных электронах, характеризующие фазовые соотношения при частичном плавлении углерод-насыщенной системы Fe–C–S при температурах: (а) 1150, (б) 1200 и (в) 1250°C.

де их сплавов, с концентрацией каждого из них, не превышающей 0.5 мас. %, загружали в графитовую ампулу с крышкой. Графитовая ампула помещалась в Pt-ампулу, которая герметически заваривалась. Полированные препараты закалочных образцов изучались и анализировались на цифровом электронном сканирующем микроскопе (PC-controlled Scanning Electron Microscope) VEGA TS 5130MM, оснащенный детекторами вторичных и отраженных электронов на YAG-кристаллах и энергодисперсионным рентгеновским (Energy Dispersive X-ray) микроанализатором с полупроводниковым Si(Li)-детектором “INCA Energy” 350. Расчеты результатов рентгеноспектрального микроанализа выполнялись с помощью программы “INCA” версии 4.06 с последующим пересчетом полученных результатов с помощью пакета программ, разработанного в ИЭМ РАН. Исследования выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ. Погрешности измерений приведены для уровня доверия $P = 99.73\%$ (3 сигма).

На рис. 1 приведены микрофотографии закалочных образцов, характеризующих фазовые соотношения при частичном плавлении углерод-насыщенной системы Fe–C–S при 1150, 1200 и 1250°C, в табл. 1–2 составы сосуществующих фаз в отношении главных минерал-образующих элементов – Fe, Ni, Cu, S и элементов-примесей – Ag, Au, Pd, Pt, Rh, Re, W а также межфазовые коэффициенты разделения ряда элементов между сосуществующими фазами.

При 1150°C Fe–C–S-жидкие фазы представлены несмесимыми Fe–сульфидным (ms) и Fe–карбидными (mc) расплавами, сосуществующими с реститом из металлического Fe (рис. 1а). Закаленный сульфидный расплав слагает матрицу образца представленной Fe–Ni–S-фазой Mss с включениями Fe–Cu–S фазы Iss. По соотношению Fe и S состав Mss отвечает троилит-пирротину ($Fe_{0.95-1.11}S_{1.0}$). Ni не превышает 0.02, Cu – 0.04 (ат. доли в формуле троилита при S = 1). Iss-фаза характеризуется аномальным составом $Cu_{2.2}Fe_{0.64}S_{2.0}$, от-

Таблица 1. Представительные составы сосуществующих фаз в системе Fe–S–C при $P = 0.5$ ГПа

Фаза	S	Fe	Ni	Cu	Mo	Rh	Pd	Ag	W	Re	Pt	Au	Сумма
1150°C													
<i>mc-1</i>	0.06	84.14	1.74	0.93	Н.о.	Н.о.	0.53	0.00	0.08	5.78	0.19	6.55	100
<i>mc-2</i>	0.13	81.93	12.58	1.50	Н.о.	Н.о.	2.17	0.01	0.27	0.23	0.15	1.05	100
<i>I_{ss}</i>	25.89	16.61	0.10	55.47	Н.о.	Н.о.	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	1.66	100
<i>M_{ss}</i>	33.16	63.37	0.45	1.63	Н.о.	Н.о.	0.10	0.08	0.11	0.16	0.21	0.72	100
<i>AA</i>	0.17	2.45	0.14	3.61	Н.о.	Н.о.	1.87	83.97	0.52	0.18	0.00	7.08	100
1200°C													
<i>mc-1</i>	0.56	91.80	1.28	0.52	0.67	0.17	0.11	0.07	0.48	1.06	0.90	2.39	100
<i>mc-2</i>	0.29	92.31	2.02	0.49	0.45	0.03	0.38	0.18	0.25	1.68	0.63	2.28	100
<i>M_{ss}</i>	32.63	59.61	0.70	1.85	4.33	0.11	0.01	0.14	0.13	0.15	0.02	0.33	100
<i>I_{ss}</i>	22.84	12.95	0.15	59.14	2.34	0.20	0.05	0.17	0.70	0.62	0.53	0.31	100
<i>AA</i>	0.00	4.94	0.18	3.74	0.78	0.00	0.48	69.15	0.00	0.00	1.86	18.89	100
1250°C													
<i>mc-1</i>	0.73	86.32	1.62	0.31	0.00	1.21	0.12	0.11	0.35	1.43	5.08	2.71	100
<i>mc-2</i>	0.00	92.02	2.94	0.69	0.49	0.63	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	2.94	100
<i>M_{ss}</i>	31.15	60.44	0.37	0.78	6.21	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.58	0.38	100
<i>AA</i>	0.34	4.03	0.09	3.33	0.00	0.00	0.05	88.81	0.12	0.07	0.00	3.18	100

Примечание: *mc* – несмесимый Fe–C-расплав, имеющий зональное строение: *mc-1* центр, *mc-2* кайма; *M_{ss}* – матрица сульфидного расплава с включениями *I_{ss}*-фазы; *AA* – Ag–Au-фаза.

Таблица 2. Коэффициенты разделения $D^{mc/ms}$

$D^{mc/ms}$	1200°C		1250°C	
	1	2	1	2
S	0.01	0.05	0.01	0.05
Fe	1.48	1.38	1.40	1.38
Ni	3.18	0.80	5.71	0.81
Cu	0.37	0.09	0.72	0.10
Mo	0.11	31	0.02	34
Rh	1.30	Н.о.	8.86	Н.о.
Pd	11	0.87	3	0.73
Ag	0.53	0.01	0.69	0.01
W	2.10	480	5.67	610
Re	5.83	400	3.61	2400
Pt	45	60	8.7	42
Au	7.02	3.1	13.94	2.10

Примечание: 1 – наши данные, 2 – по [4].

личающимся по соотношению Cu–Fe–S от Fe–содержащих сульфидов меди – халькопирита ($CuFeS_2$), кубанита ($CuFe_2S_3$), борнита (Cu_5FeS_4), идаита (Cu_5FeS_6) дефицитом Fe и избытком Cu. Закалочные сульфидные фазы *M_{ss}* и *I_{ss}* характеризуются низкими концентрациями элементов-примесей, их сумарные концентрации не превышают 2 мас. %.

Сульфидная матрица содержит включения закаленного Fe–C-расплава в виде каплевидных выделений диаметром до 50 мкм, центральная часть (ядро) которых округлой формы, окружена реакционной каймой, толщина которой не превышает 1/10 радиуса глобулы. Кайма характеризуется резкими внутренними и внешними контактами (рис. 1а). Закаленный Fe–C-расплав содержит 81–85 мас. % Fe, кайма обеднена Re, Pt, Au, обогащена Ni, Cu, Pd. К кайме приурочены выделения Ag–Au-фазы (*AA*) переменного состава, с содержанием 83–84 мас. % Ag, 7–8 мас. % Au, порядка 4 мас. % Cu, 2 мас. % Pd и Fe (табл. 1).

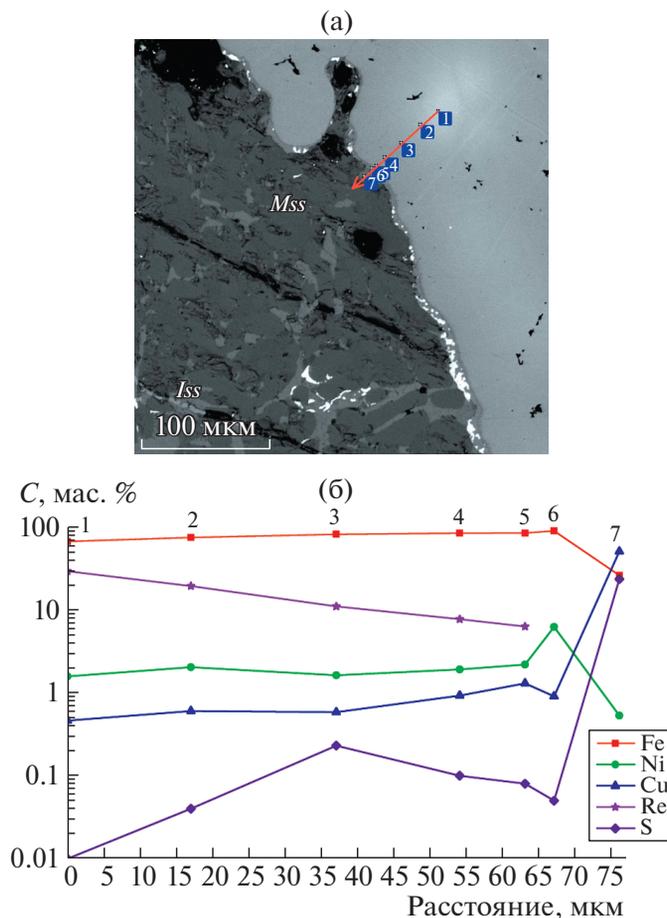


Рис. 2. Выделения зональной реститовой Fe–металлической фазы, локализованной в сульфидной матрице: (а) микрофотография закалочного образца в отраженных электронах; (б) распределение главных минералообразующих элементов вдоль линии сканирования.

Выделения реститовой Fe–металлической фазы ксеноморфной формы с овальными, оплавленными контурами, локализованы в сульфидной матрице, окружены тонкой, до 5 мкм, микрокаймой, к которой приурочены включения AA-фазы (рис. 2а). Реститовая Fe–металлическая фаза характеризуется геохимической зональностью, от центра к краю увеличиваются концентрации Fe, Ni, Cu, Au, уменьшаются Re, Pd, однако ее составы не выходят за интервалы составов Fe–C-глобулей (рис. 2б сканирование по точкам 1–7).

При 1200°C текстуры, фазовые соотношения и состав закалочных образцов сходны с образцами при 1100°C. Закаленный сульфидный расплав представлен ассоциацией *Mss* и *Iss*, а закаленный Fe–металлический расплав образует изолированные зональные глобулы, с реакционной каймой, контактирующей с *Mss*. На рис. 1б и в табл. 1 *mc-1* – центр, *mc-2* – кайма такой глобулы. Кайма содержит большое количество включений AA-фазы переменного состава, которые подобно “ожерелью” окружают ядро глобулей.

При 1250°C сульфидный расплав закаливается только в виде *Mss*-фазы, образующей изолированные ксеноморфные выделения с овальными, оплавленными контурами. Закаленный Fe–C-расплав сходен по текстуре и составу с глобулами при 1150 и 1200°C. Контакт каймы глобулы с окружающей сульфидной фазой неровный, зубчатый. В кайме редко встречаются включения AA-фазы (рис. 1в).

На рис. 3 и в табл. 2 приведены коэффициенты разделения $D^{mc/ms}$ ряда элементов между металлическим и сульфидным расплавами при 1200 и 1250°C и 0.5 ГПа. В наших экспериментах наиболее высокой сидерофильностью – сродством к металлическому расплаву с $D^{mc/ms}$ от 10 до 20 характеризуются Re, Au, Pt, умеренным сродством с $D^{mc/ms}$ от 2 до 10 – Rh, Pd, Ni, W. Элементы с $D^{mc/ms} < 1$ характеризуются халькофильными свойствами, которые возрастают с уменьшением $D^{mc/ms}$ в последовательности Ag → Cu → Mo → S. При повышении температуры от 1200 до 1250°C

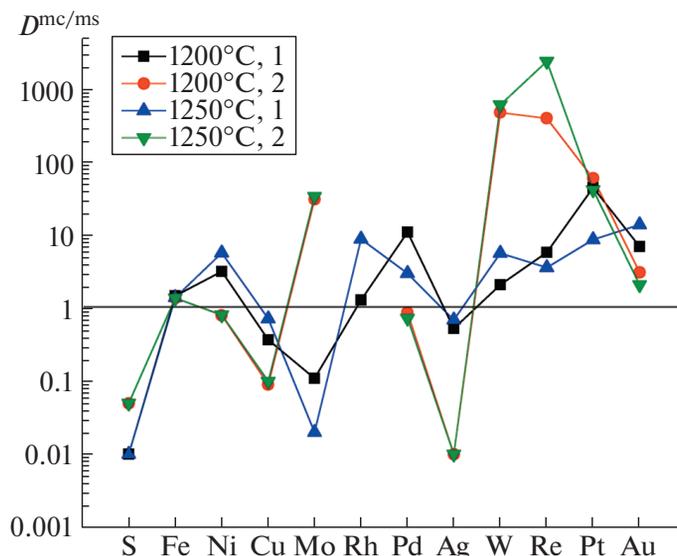


Рис. 3. Коэффициенты разделения $D^{mc/ms}$ ряда элементов между металлическим (mc) и сульфидным (ms) расплавами при $T = 1200$ и 1250°C . 1 – наши данные, 2 – данные [4].

наблюдаются незакономерные вариации $D^{mc/ms}$ с тенденцией к возрастанию $D^{mc/ms}$ у Ni, Cu, Rh, W, Au. На этом же рисунке приведены $D^{mc/ms}$ по экспериментальным данным Хайдена [4]. В целом коэффициенты разделения по экспериментальным данным Хайдена при 1 атм одного порядка с нашими данными, за исключением более высоких (на порядок) значений $D^{mc/ms}$ для Mo, Ag, W и Re.

Анализ особенностей текстуры и фазового состава закаленных образцов свидетельствует о том, что при частичном плавлении углерод-насыщенной системы Fe–S–C жидкие фазы представлены несмесимыми Fe–сульфидным и Fe–карбидными расплавами, сосуществующими с Fe-содержащим реститом. Однако при закалке сульфидного расплава при 1150 и 1200°C образуется двухфазная ассоциация *Mss* и *Iss*, в то время как при 1250°C сульфидный расплав закаливается только в виде *Mss*. Структурные соотношения *Mss* и *Iss* в сульфидной матрице отличаются от структур распада Fe–Ni–Cu-сульфидов, образующихся в субсолидусе при закалке сульфидных расплавов в экспериментальных образцах и природных рудах. К тому же состав закаленного *Iss* отличается от составов Fe–Cu–S-минералов. Поэтому существование двухфазной ассоциации *Mss* + *Iss* при закалке сульфидного расплава при 1150 и 1200°C и ее отсутствие при 1250°C скорее всего обусловлены надликвидусным расслоением сульфидного Fe–Ni–Cu-расплава на несмешивающиеся жидкости *Mss*- и *Iss*-составов, область существования которых ограничена при 1250°C. Ранее существование *Mss*–*Iss*-несмесимости в сульфидных Fe–Ni–Cu-расплавах было изучено

экспериментально [5], а его признаки прослеживались в сульфидных рудах месторождений Норильского района [6].

Особый интерес расслоение Fe–S–C-расплава на Fe–C- и Fe–S-жидкости представляет в связи с проблемами генезиса магматических сульфидных месторождений. Обычно в генетических моделях таких месторождений рассматривается равновесие Fe–сульфидного расплава с силикатным. Однако использование этой модели для оценки исходного состава сульфидного расплава не всегда позволяет объяснить наблюдаемые геохимические особенности месторождений, в частности Pd–Cu-специализацию сульфидных руд Норильского района.

Роль углерода в процессах формирования магматических сульфидных месторождений, за исключением А.А. Маракушева [7], практически не рассматривалась, не считая находок глыб металлического Fe в базальтах Норильского района [8], Гренландии, о. Диско [9]. Их образование связано с восстановлением FeO-силикатного расплава до металлического при взаимодействии базальтового расплава с углеродом (например, с пластами угля), однако рудообразующего значения этот процесс не имеет. Между тем, учитывая особенности геологической обстановки формирования магматических сульфидных месторождений Норильского района, таких как существование в верхах мантии и на разных уровнях земной коры фрагментов магматических очагов и подводящих каналов [10], наличие мощного, до 13 км осадочного чехла, состоящего из глинистых пород, эвапоритов (ангидрит, гипс, галит), карбонатов (известняки, доломиты), черносланцевых, нефтега-

зоносных и угленосных отложений, ассимиляция сульфидным расплавом не только серы, но и углерода из пород платформенного чехла не только возможна, но и неизбежна. С ассимиляцией коровой серы связано обогащение сульфидных руд месторождений Норильского района тяжелым изотопом серы $\delta S^{34} = +8\text{--}+13$ [11, 12]. Ассимиляция углерода должна приводить к расслоению Fe–S–C-расплава на несмешивающиеся Fe–C- и Fe–S-жидкости, сосуществующие с силикатным расплавом. Распределение рудообразующих халькофильных и сидерофильных элементов между ними влияет на состав Fe-сульфидного расплава. О существовании в ассоциации с силикатным расплавом Fe–C- и Fe–S-расплавов в процессе формирования месторождений свидетельствуют химические составы протосульфидного расплава и сульфидных руд. В работе [13] приводятся оценки химического состава сульфидного расплава, отделившегося от источника – трапповой магмы на ранней стадии рудообразующего процесса. Его состав – концентрации рудообразующих элементов C_s – оценивался по уравнению $C_s = C^0[D(R + 1)/(R + D)]$, описывающему распределение элементов между силикатным и сульфидным расплавами [14], с учетом исходного состава трапповой магмы C_0 , коэффициентов разделения элементов между сульфидным и силикатным расплавами $D^{mc/ms}$ и заданному R – весовому отношению силикат/сульфид. В работе [6] по данным минералогического и химического изучения главных минералогических типов сульфидных руд приведена оценка химического состава наименее фракционированных сульфидных руд пирротин-халькопиритового состава. Оказалось, что исходный сульфидный расплав и сульфидные руды различаются по химическому составу. Первые обогащены сидерофильными элементами Ni, Pt, Au, а вторые – халькофильными элементами Cu, Pd. Эти особенности коррелируются с величинами $D^{mc/ms}$, определяющими распределение элементов между Fe–C и Fe–S расплавами. Особенно показательно Pt/Pd-отношение, которое относительно постоянно в ходе дифференциации сульфидного расплава. В исходном расплаве Pt/Pd = 0.71, в руде – 0.23. Исходя из особенностей распределения элементов между Fe–C и Fe–S расплавами, высокое отношение Pt/Pd в исходном расплаве является результатом перераспределения более сидерофильной Pt в Fe–C-расплав, а более халькофильного Pd в рудообразующий Fe–S-расплав. Эта закономерность наблюдается также и для отношений Cu/Ni и Pd/Au. Более высокие их отношения в руде – 2.2 и 23.6 соответственно, по сравнению с исходным расплавом – 1.5 и 8.3, обусловлено предпочтительным распределением Ni и Au в Fe–C-расплав, а Cu и Pd в Fe–S-расплав.

Таким образом, исходя из предложенной модели, контаминация Fe-сульфидного расплава углеродом в процессе формирования магматических сульфидных месторождений Норильского района приводила к его расслоению на Fe–C- и Fe–S-расплавы, сосуществующие с силикатным. С перераспределением рудообразующих элементов между сосуществующими расплавами связано обогащение рудообразующего Fe-сульфидного расплава Cu, Pd и другими халькофильными элементами, обеспечив тем самым Pd–Cu-специализацию сульфидных руд Норильского района, а Fe-углеродного расплава – Ni, Pt и другими сидерофильными элементами. Не исключено, что при фракционировании Fe–C-расплава наряду с сульфидными рудами, могут формироваться рудные тела (“слитки” чугуна) в результате кристаллизации Fe–C жидкости.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в ИЭМ РАН по теме НИР АААА-А18-118020590151.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jones J.H., Hart S.R., Benjamin T.M. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57 P. 453–460.
2. Chabot N.L., Campbell A.J., McDonough W.F., Draper D.S., Agee C.B., Humayan M., Watson H.C., Cottrell E., Saslow S.A. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 4146–4158.
3. Dasgupta R., Buono A., Whelan G., Walker D. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 6678–6691.
4. Hayden L.A., Orman Van., James A., McDonough William F., Ash Richard D., Goodrich C.A. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 6570–6583.
5. Горбачев Н.С., Некрасов А.Н. // *ДАН*. 2004. Т. 399. № 4. С. 520–523.
6. Горбачев Н.С. Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 6. С. 540–556.
7. Маракушев А.А., Панях Н.А., Маракушев С.А. Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. Москва. ГЕОС, 2014. С. 183.
8. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. 1985. Новосибирск. Наука. 169 с.
9. Solovova I.P., Ryabchikov I.D., Girnis A.V., Pedersen A., Hansteen T. // *Chem. Geol.* 2002. V. 183. P. 365–371.
10. Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Конкина О.М. и др. // *Cu–Ni–МПГ месторождения Норильского типа*. М.: ЦНИГРИ, 2001.
11. Гриненко Л.Н. // *Геология рудных месторождений*. 1967. № 1. С. 3–15.
12. Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н. // *Геохимия*. 1973. № 8. С. 1127–1136.
13. Горбачев Н.С. // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. № 3. С. 195–220.
14. Campbell I.H., Naldrett A.J. // *Economic Geology*. 1979. V. 74. P. 1503–1505.

**PHASE RELATIONS IN THE Fe–S–C SYSTEM AT $P = 0.5$ GPa,
 $T = 1100–1250^{\circ}\text{C}$: THE Fe–S–C LIQUATION AND ITS ROLE
IN THE FORMATION OF MAGMATIC SULFIDE DEPOSITS**

**N. S. Gorbachev^{a,#}, Corresponding Member of the RAS Yu. B. Shapovalov^{a,##}, A. V. Kostyuk^{a,###},
P. N. Gorbachev^a, A. N. Nekrasov^a, and D. M. Soultanov^a**

*^a Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences,
Chernogolovka, Moscow Region, Russian Federation*

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

^{##}E-mail: shap@iem.ac.ru

^{###}E-mail: nastya@iem.ac.ru

The liquid phases are represented by immiscible Fe–S and Fe–C melts at partial melting of the graphite-saturated Fe–S–C system at $P = 0.5$ GPa, $T = 1150, 1200, 1250^{\circ}\text{C}$. Fe, Ni, Pt, Au are predominantly concentrated in the Fe–C melt, and Cu, Pd, Ag – in the Fe–S melt as a result of fractionation of elements between coexisting liquids. The features of the geological setting of the formation of magmatic sulfide deposits in the Norilsk region and the chemical composition of ores indicate the contamination of the Fe-sulfide melt with carbon with liquation into Fe–C and Fe–S liquids, coexisting with the silicate melt. The enrichment of the ore-forming Fe-sulfide melt of Cu, Pd, AgC is associated with the redistribution of ore-forming elements between them, thereby providing Pd-Cu specialization of sulfide ores in the Norilsk region.

Keywords: liquation, metal, sulfide, experiment, Norilsk

УДК 547.912(571.51)+553.98

ПРОКАРИОТЫ КАК ИСТОЧНИК НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ-БИОМАРКЕРОВ

© 2021 г. А. А. Юсупова¹, М. В. Гируц¹, Г. Н. Гордадзе^{1,*}

Представлено академиком РАН А.Э. Конторовичем 27.11.2020 г.

Поступило 27.11.2020 г.

После доработки 09.12.2020 г.

Принято к публикации 11.12.2020 г.

Представлены закономерности распределения алифатических и циклических нефтяных углеводородов-биомаркеров в различных индивидуальных прокариотах и их сообществах, в частности: индивидуальных бактериях — *Arthrobacter* sp. RV, *Pseudomonas aeruginosa* RM, *Spirulina (Arthrospira) platensis*, индивидуальных бактериях, выделенных из нефтяного месторождения Даган (КНР) — *Geobacillus jurassicus* и *Shewanella putrefaciens*, индивидуальных археях (*Thermoplasma* sp.), микробных сообществах, выделенных из источника Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон (Камчатка, Россия) и реликтов циано-бактериальных матов, выделенных из карбонатных пород-коллекторов нижнего кембрия месторождения Ичединское (Восточная Сибирь). Показано, что исследуемые бактерии и археи вносят различный вклад в образование углеводородов-биомаркеров нефти. В частности, показано, что нефтепроявление Нефтяной площадки кальдеры Узон (Камчатка) и докембрийская нефть месторождения Ичединское (Восточная Сибирь) образовались из прокариот.

Ключевые слова: происхождение нефти, углеводороды-биомаркеры, n-алканы, изопренаны, стераны, терпаны, прокариоты, бактерии, археи

DOI: 10.31857/S2686739721030130

В образовании углеводородов (УВ) нефти основное внимание уделяется животным, растениям и грибам (эукариотам). Прокариотам (бактериям и археям) уделяется роль лишь в начальном этапе преобразования биомассы эукариот [1, 2].

Известно, что кероген (нерастворимое органическое вещество — геобиополимер) породы содержит все углеводородные фрагменты, которые находятся в нефтях [3–5]. Как показали наши исследования, аналогично эукариотам, в растворимой части и продуктах термолиза нерастворимой части биомассы прокариот также образуются нефтяные алифатические и циклические УВ-биомаркеры [6–8].

Моделирование процессов нефтеобразования из прокариот имеет большое теоретическое значение с точки зрения происхождения нефти, а также практическое — с точки зрения поисков нефтяных месторождений и возобновления запасов нефти [3].

Целью настоящего исследования является проведение сравнительного анализа распределения нефтяных УВ-биомаркеров на молекулярном уровне как в растворимой части, так и в продуктах термолиза нерастворимой части (керогена) различных прокариот (бактерий и архей) и их сообществ.

В качестве объектов исследования были выбраны:

1. Индивидуальные бактерии — *Arthrobacter* sp. RV, *Pseudomonas aeruginosa* RM, *Spirulina (Arthrospira) platensis* (сине-зеленая прокариотическая микроводоросль (цианобактерия), интенсивно развивающаяся в богатых карбонатами и гидрокарбонатами тропических и субтропических водах) [8].

2. Индивидуальные бактерии, выделенные из нефтяного месторождения Даган (КНР) — *Geobacillus jurassicus*¹ и *Shewanella putrefaciens* [7, 9].

3. Индивидуальные археи (*Thermoplasma* sp.) и микробные сообщества, выделенные из источника Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон (Камчатка, Россия) [5].

¹ Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

*E-mail: gordadze@rambler.ru

¹ Бактерии были предоставлены зав. лабораторией Нефтяной микробиологии института микробиологии им. С.Н. Виноградского Т.Н. Назиной.

Таблица 1. Геохимическая характеристика в растворимой части и продуктах термоллиза нерастворимой части различных прокариот по n-алканам и изопренам в нефтях и нефтепроявлении

Обр. №	Образец	прис-тан/фитан		пристан/n-C ₁₇		фитан/n-C ₁₈		(пристан+ фитан)/(n-C ₁₇ + n-C ₁₈)		K ¹ _{нечет.}		K ² _{нечет.}	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Индивидуальные бактерии													
1	<i>Arthrobacter</i> sp. RV	0.50	1.0	0.50	0.04	1.00	0.08	0.75	0.05	0.56	1.49	1.5	1.16
2	<i>Pseudomonas aeruginosa</i> RM	0.42	0.83	0.45	0.06	0.86	0.13	0.66	0.08	0.44	1.48	1.54	1.50
3	<i>Spirulina platensis</i>	1.10	0.38	0.05	0.15	0.53	21.00	0.09	0.55	2.76	2.77	1.45	4.21
Индивидуальные бактерии, выделенные из нефтяного месторождения Даган (КНР)													
4	<i>Geobacillus jurassicus</i>	0.81	0.98	0.24	0.60	0.09	0.41	0.12	0.49	0.17	0.53	0.17	1.36
5	<i>Shewanella putrefaciens</i>	0.92	0.94	0.58	0.56	0.50	0.60	0.53	0.58	0.52	0.87	1.44	2.69
6	Нефть м-ния Даган	1.05		1.33		1.58		1.44		0.87		3.36	
Индивидуальные археи и микробные сообщества, выделенные из источника Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон													
7	<i>Thermoplasma</i> sp.	0.71	0.82	0.60	0.85	0.28	1.04	0.36	0.95	0.82	0.77	1.67	1.21
8	Микробные сообщества (среднее)	0.51	0.59	1.58	0.78	1.95	1.10	1.82	1.06	0.80	0.75	1.74	1.41
9	Нефтепроявления	0.53		1.35		1.46		1.53		0.71		1.63	
Реликты циано-бактериальных матов (ЦБМ), выделенные из коллектора нижнего кембрия (осинский горизонт)													
10	Реликты ЦБМ	0.75	0.81	0.29	0.34	0.70	0.55	0.44	0.43	1.59	1.09	1.36	1.42
11	Нефть осинского горизонта	0.83		0.39		0.74		0.52		1.42		1.19	

Примечание. **1** – растворимая часть, **2** – термоллиз; $K^1_{нечет.} = (n-C_{13} + n-C_{15} + n-C_{17} + n-C_{19} + n-C_{21}) / (n-C_{14} + n-C_{16} + n-C_{18} + n-C_{20} + n-C_{22})$; $K^2_{нечет.} = (n-C_{25} + n-C_{27} + n-C_{29} + n-C_{31} + n-C_{33}) / (n-C_{26} + n-C_{28} + n-C_{30} + n-C_{32} + n-C_{34})$.

4. Реликты циано-бактериальных матов (ЦБМ), выделенные из коллектора нижнего кембрия (осинский горизонт) Восточной Сибири [10–15].

Для всех вышеуказанных бактерий и архей изучали закономерности распределения нефтяных углеводородов-биомаркеров (n-алканов, изопренов, стеранов и терпанов) в растворимой части и продуктах термоллиза нерастворимой части. Биомассу исследуемых бактерий лиофилизировали при температуре 25°C, давлении $10 \cdot 10^{-7}$ МПа, в течение 24 ч. Экстракцию лиофильной биомассы исследуемых бактерий проводили при комнатной температуре n-гексаном, предварительно перегнанным на ректификационной колонке. Растворимую часть бактерии отбирали через 40 и 60 ч. Экстракцию проводили до полного исчезновения экстрагируемых веществ. Термоллиз нерастворимой части биомассы бактерий и асфальтенов проводили в одинаковых условиях, при температуре 330°C в запаянной ампуле.

Анализ углеводородов проводили методами газожидкостной хроматографии (ГЖХ) и хромато-масс-спектрометрии (ГХМС).

В табл. 1 представлена геохимическая характеристика в растворимой части и продуктах термоллиза нерастворимой части различных прокариот по n-алканам. Здесь же представлены результаты анализа УВ нефтей м-ния Даган (КНР) и нижнекембрийской нефти осинского горизонта (Восточная Сибирь) и нефтепроявлений кальдеры вулкана Узон (Камчатка).

Прежде всего необходимо отметить, что во всех случаях, как в растворимой части, так и в продуктах термоллиза нерастворимой части прокариот наблюдается гомологический ряд n-алканов состава C₁₀–C₄₀ (гомологический ряд n-алканов характерен для всех нефтей). Вместе с тем их относительное содержание во всех случаях значительно отличается между собой. Так, в образце № 4 *Geobacillus jurassicus* наблюдаются аномально высокие значения четных n-алканов состава C₁₆–

C_{38} (такие высокие значения не наблюдаются ни в одной нефти мира). А в термолизате этого образца превалируют только четные n -алканы C_{16} , C_{18} , C_{20} над нечетными C_{15} , C_{17} и C_{19} . В нефти м-ния Даган, из которой были выделены бактерии *Geobacillus jurassicus*, значительно преобладают нечетные n -алканы над четными. Превалирование низкомолекулярных четных n -алканов над нечетными характерно и для других прокариот. Коэффициент нечетности варьирует в пределах 0.17–0.80, за исключением *Spirulina platensis* (обр. № 3) $K^{\text{нечет.}} = 2.76$ и образца № 10, где $K^{\text{нечет.}} = 1.59$ (табл. 1).

Интересно отметить, что величина генетического показателя пристана к фитану во всех образцах довольно низкая и варьирует в пределах 0.38–1.10. Такая низкая величина характерна для нефтей морского генезиса. Кроме того, за исключением *Arthrobacter* sp. RV (обр. № 1) и *Pseudomonas aeruginosa* RM (обр. № 2) во всех случаях наблюдается образование нерегулярного непредельного изопрена – сквалена (2,6,10,15,19,23-гексаметилтетракоза-2,6,10,14,18,22-гексаен), гидрированный аналог которого – сквалан (2,6,10,15,19,23-гексаметилтетракозан) находится в некоторых нефтях морского генезиса.

В отличие от распределения n -алканов и изопренов в растворимой части *Arthrobacter* sp., *Pseudomonas aeruginosa* и *Geobacillus jurassicus* (обр. 1, 2, 4 соответственно) циклические УВ-биомаркеры – стераны и терпаны не образуются. Нефтяные циклические УВ-биомаркеры образуются в продуктах термолиза нерастворимой части всех изученных прокариот, но их относительное содержание во всех случаях отличается между собой.

В табл. 2 и 3 представлена геохимическая характеристика в растворимой части и продуктах термолиза нерастворимой части различных прокариот по стеранам и терпанам соответственно. Здесь же представлены результаты анализа УВ нефтей м-ния Даган (КНР) и нижнекембрийской (осинский горизонт) нефти (Восточная Сибирь) и нефтепроявления кальдеры вулкана Узон (Камчатка).

Из табл. 2 и 3 видно, что аналогично изопренам распределения регулярных стеранов C_{27} , C_{28} , C_{29} также напоминают нефти морского генезиса. Величина отношения диа/регулярных стеранов в обр. 2, 3, 5 варьирует в пределах 0.46–0.58, что характерно для нефтей, генерированных в глинистых толщах, а в обр. 1, 4, 7, 8 и 10 варьирует в пределах 0.16–0.33, что характерно для нефтей, генерированных в карбонатных толщах. Следовательно, можно предположить, что высокие значения диастеранов обусловлены не каталитическим воздействием глинистых толщ, а тем, что в глинистых толщах изначально присутствует такое сообщество прокариот, которое генерирует их в боль-

шем количестве по сравнению с карбонатными толщами. Согласно коэффициенту зрелости $K^{2зр}$ обр. 1, 2, 3, 5, 10 отличаются более высокой зрелостью по сравнению с обр. 4, 7, 8 ($K^{2зр} = 0.65–0.82$ против 0.27–0.51). К аналогичным выводам можно прийти и по величинам отношений геохимических показателей терпанов.

Предположения об участии архей в образовании нефти были отмечены в работах [16–19], изучению же нефтепроявлений кальдеры вулкана Узон посвящены работы [20–24]. Считается, что нефтепроявления Узона являются так называемой “молодой нефтью” [23]. Первоначально предполагалось, что нефть Узона образовалась за счет абиогенного синтеза, а позднее было высказано предположение, что она образовалась за счет переработки липидов высшей наземной растительности и простейших водорослей [20]. В работе [24] высказано предположение, что в образовании этой нефти принимали участие прокариоты, обитающие на кальдере вулкана Узон.

Наши исследования по термолизу нерастворимой части микробных сообществ, выделенных из Нефтяной площадки кальдеры вулкана Узон (Камчатка) [25], экспериментально подтвердили ранее высказанные предположения по участию прокариот микробного сообщества в образовании углеводородов-биомаркеров. К такому выводу мы пришли на основании изучения распределения углеводородов-биомаркеров в растворимой части и продуктах термолиза прокариот, выделенных в месте нефтепроявлений.

Микробные сообщества из источника Нефтяной площадки кальдеры вулкана Узон (Камчатка) были отобраны при разных температурах от 35 до 65°C. Методом высокопроизводительного секвенирования (16S рРНК) был изучен состав микробных сообществ. Микробное разнообразие всех изученных образцов практически одинаковое, но отличаются их относительные содержания. Так, содержание архей колеблется в пределах 0.5–5% (из них *Thermoplasmatales* колеблется в пределах 67–99%), представители *Acidithiobacillus* (*Gammaproteobacteria*) колеблется в пределах 30–88%, *Candidatus Methylacidiphilum* (*uncultured Verucomicrobiae*) варьирует в пределах 9–65%. Также присутствуют бактерии *Thiomonas*, *Sulfobacillus* (*Clostridiales*) и *Deltaproteobacteria* (Sva0485)².

Величины геохимических показателей по n -алканам, изопренам, стеранам и терпанам как в растворимой части, так и в продуктах термолиза нерастворимой части микробных сообществ очень близки к таковым в нефтепроявлениях Нефтяной площадки, за исключением индивиду-

² Образцы были предоставлены руководителем отдела биологии экстремофильных микроорганизмов института микробиологии им. С.Н. Виноградского членом-корреспондентом РАН Е.А. Бонч-Осмоловской.

Таблица 2. Геохимическая характеристика в растворимой части и продуктах термоллиза нерастворимой части различных прокариот по стеранам в нефтях и нефтепроявлении

Обр. №	Образец	Регулярные стераны						диа/рег		K _{зр} ¹		K _{зр} ²	
		C ₂₇ /C ₂₉		C ₂₈ /C ₂₉		C ₂₇ :C ₂₈ :C ₂₉							
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Индивидуальные бактерии													
1	<i>Arthrobacter</i> sp. RV	—	1.64	—	1.18	—	43:31:26	—	0.33	—	0.50	—	0.65
2	<i>Pseudomonas aeruginosa</i> RM	—	1.66	—	1.07	—	44:29:27	—	0.49	—	0.46	—	0.68
3	<i>Spirulina platensis</i>	0.95	0.81	0.86	0.88	34:31:35	30:33:37	0.50	0.46	0.51	0.49	0.62	0.65
Индивидуальные бактерии, выделенные из нефтяного месторождения Даган (КНР)													
4	<i>Geobacillus jurasicus</i>	—	1.11	—	0.84	—	41:31:37	—	0.28	—	0.39	—	0.51
5	<i>Shewanella putrefaciens</i>	1.43	1.30	1.00	0.86	42:29:29	41:27:32	0.64	0.58	0.45	0.40	0.72	0.68
6	Нефть м-ния Даган (КНР)	0.87		1.04		30:36:34		0.18		0.35		0.57	
Индивидуальные археи и микробные сообщества, выделенные из источника Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон													
7	<i>Thermoplasma</i> sp.	0.87	0.54	0.68	0.69	34:27:39	24:31:45	0.20	0.31	0.43	0.30	0.69	0.59
8	Микробные сообщества (среднее)	0.97	0.57	0.88	0.92	34:30:36	23:37:40	0.12	0.16	0.29	0.30	0.27	0.27
9	Нефтепро-явления	0.82		0.74		32:29:39		0.15		0.32		0.27	
Реликты циано-бактериальных матов (ЦБМ), выделенные из коллектора нижнего кембрия (осинский горизонт)													
10	Реликты ЦБМ	0.25	0.27	0.29	0.31	16:19:65	17:20:63	0.14	0.22	0.51	0.48	0.79	0.76
11	Нефть осинского горизонта	0.24		0.26		15:20:65		0.23		0.52		0.82	

Примечание. 1 – растворимая часть, 2 – термоллиз; $K_{зр}^1 = \alpha S / (\alpha S + \alpha R)$, $K_{зр}^2 = \alpha \beta \beta / (\alpha \beta \beta + \alpha R)$, диа/рег (диахолестаны 10 α 13 β 17 α 20S и 20R C₂₇), C₂₇:C₂₈:C₂₉ – регулярные стераны.

альных архей *Thermoplasma* sp. Судя по всему, вклад индивидуальных архей *Thermoplasma* sp. (обр. № 7), которые выделены из микробных сообществ источника Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон, в образование нефтепроявления Нефтяной площадки по распределению n-алканов, изопренанов, стеранов и терпанов незначителен, так как, как было указано выше, они находятся в сообществе в минорном количестве (от 0.5 до 5%).

В растворимой части и продуктах термоллиза нерастворимой части реликтов циано-бактериальных матов, выделенных из коллектора осинского горизонта нижнего кембрия (Восточная Сибирь), наблюдается образование нефтяных алифатических и циклических УВ-биомаркеров и их распределение практически идентично таковым в нефтях этого м-ния (табл. 1–3). Таким образом, однозначно доказано непосредственное участие прокариот (реликтов ЦБМ) в образо-

Таблица 3. Геохимическая характеристика в растворимой части и продуктах термолитиза нерастворимой части различных прокариот по терпанам в нефтях и нефтепроявлении

Обр. №	Образец	Ts/Tm		Г ₂₉ /Г ₃₀		Г ₂₇ :Г ₂₉ :Г ₃₀ :Г ₃₁		три/пента		тетра/три	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Индивидуальные бактерии											
1	<i>Arthrobacter</i> sp. RV	—	0.45	—	0.92	—	22:27:30:21	—	1.04	—	0.33
2	<i>Pseudomonas aeruginosa</i> RM	—	0.60	—	1.05	—	28:28:25:19	—	1.70	—	0.34
3	<i>Spirulina platensis</i>	0.86	1.11	0.60	0.36	18:20:34:28	13:17:48:22	0.42	0.19	0.45	0.50
Индивидуальные бактерии, выделенные из нефтяного месторождения Даган (КНР)											
4	<i>Geobacillus jursasicus</i> ¹⁾	—	1.05	—	0.59	—	16:21:36:27	—	0.14	—	0,83
5	<i>Shewanella putrefaciens</i> ¹⁾	0.64	0.73	0.74	0.76	27:24:32:17	23:25:34:18	1.50	1.22	0.27	0.27
6	Нефть м-ния Даган (КНР)	0.84		0.39		12:19:49:20		0.09		0.37	
Индивидуальные археи и микробные сообщества, выделенные из источника											
Нефтяная площадка кальдеры вулкана Узон											
7	<i>Thermoplasma</i> sp. ²⁾	0.85	0.77	0.77	0.60	17:24:32:27	16:22:36:26	0.34	0.08	0.52	0.75
8	Микробные сообщества (среднее)	0.11	0.19	0.83	0.87	25:30:37:8	21:27:37:15	0.15	0.21	2.2	1.64
9	Нефтепроявления	0.15		0.86		23:29:38:10		0.18		2.2	
Реликты циано-бактериальных матов (ЦБМ), выделенные из коллектора нижнего кембрия (осинский горизонт)											
10	Реликты ЦБМ	1.28	1.08	0.92	0.67	37:20:22:21	25:16:24:10	6.92	3.08	0.30	0.34
11	Нефть осинского горизонта	1.39		0.82		30:16:20:34		6.48		0.34	

Примечание. 1 – растворимая часть, 2 – термолитиз; Ts – 22,29,30-трисноргопан – 17 α -метил, 18 α ; Tm – 22,29,30-трисноргопан – 18 α -метил, 17 α ; Г – гопан – C₃₀ – 17 α , 21 β ; Три – трициклический терпан C₂₃ – 13 β , 14 α , Тетра – тетрациклический терпан C₂₄ – 13 β , 14 α , Пента – гопан C₃₀.

вании нижнекембрийской нефти (осинский горизонт) [10].

ВЫВОДЫ

В результате изучения закономерностей распределения УВ-биомаркеров – н-алканов, изопренанов, стеранов и терпанов в растворимой части и продуктах термолитиза нерастворимой части (керогена) исследуемых прокариот найдено их нефтяное распределение. Общее между прокариотами то, что распределение УВ-биомаркеров в растворимой части и продуктах термолитиза нерастворимой части исследованных прокариот напоминает нефти морского генезиса.

В образовании нефтепроявлений Нефтяной площадки кальдеры вулкана Узон принимали участие микробные сообщества (прокариоты).

Нефть осинского горизонта (нижний кембрий, Восточная Сибирь) образовалась из реликтов ЦБМ, находящихся в коллекторе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны члену-корреспонденту РАН Е.А. Бонч-Осмоловской и д.б.н., Т.Н. Назиной за предоставленные образцы прокариот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dedyukhina E.G., Ladygina N., Vainshtein M.B. A Review on Microbial Synthesis of Hydrocarbons // A Process Biochemistry. 2006. V. 41. Iss. 5. P. 1001–1014.
2. Туско Б.П., Вельте Д.Х. Образование и распространение нефти. М., Мир, 1981, 501 с.

3. Behar F., Vanderbroucke M. Representation Chimique de la Structure des Kerogenes et des Asphaltenes en Fonction de leur Origin et de leur Degre D'evolution // Revue de IFP. 1986. V. 41. № 2. P. 173–188.
4. Гордадзе Г.Н. Углеводороды в нефтяной геохимии. Теория и практика. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2015. 559 с.
5. Гордадзе Г.Н., Пошибаева А.Р., Гируц М.В., Перевалова А.А., Кошелев В.Н. Образование углеводородов нефти из биомассы прокариот. Сообщение 1. Образование нефтяных углеводородов-биомаркеров из биомассы архей *Thermoplasma* sp. // Нефтехимия. 2018. Т. 58. № 2. С. 135–139.
6. Гордадзе Г.Н., Пошибаева А.Р., Гируц М.В., Гаянова А.А., Семенова Е.М., Кошелев В.Н. Образование углеводородов нефти из биомассы прокариот. Сообщение 2. Образование нефтяных углеводородов-биомаркеров из биомассы бактерий *Geobacillus jurassicus*, выделенных из нефти // Нефтехимия. 2018. Т. 58. № 6. С. 657–664.
7. Юсупова А.А., Гируц М.В., Семенова Е.М., Гордадзе Г.Н. Образование углеводородов нефти из биомассы прокариот. Сообщение 3. Образование нефтяных углеводородов-биомаркеров из биомассы бактерий *Shewanella putrefaciens* и асфальтенов, выделенных из нефти // Нефтехимия. 2020. Т. 60. № 6. С. 1–10.
8. Брянцева Ю.В., Дробецкая И.В., Харчук И.А. Характеристика цианобактерии *Spirulina (Arthrospira) platensis* // Экология моря. 2005. Т. 70. С. 24–30.
9. Nazina T.N., Sokolova D.S., Grigoryan A.A., Shestakova N.M., Mikhailova E.M., Poltarus A.B., Tourova T.P., Lysenko A.M., Osipov G.A., Belyaev S.S. *Geobacillus jurassicus* sp. nov., a New Thermophilic Bacterium Isolated from a High-temperature Petroleum Reservoir, and the Validation of the *Geobacillus* Species // Systematic and Applied Microbiology. 2005. № 28. P. 43–53.
10. Гордадзе Г.Н., Гируц М.В., Пошибаева А.Р., Постникова О.В., Пошибаев В.В., Антипова О.А., Рудаковская С.Ю., Кошелев В.Н., Мартынов В.Г. Карбонатные коллекторы как нефтематеринские толщи // Journal of Siberian Federal University. Chemistry. 2018. Т. 4 (11). С. 575–592.
11. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Тимошина И.Д., Махнева Е.А. Семейства верхнедокембрийских и кембрийских нефтей Сибирской платформы // ДАН. 2000. Т. 370. № 1. С. 92–95.
12. Баженова Т.К., Дахнова М.В., Жеглова Т.П. Нефтематеринские формации, нефти и газы докембрия и нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. Под ред. А.И. Варламова, А.П. Афанасенкова. М.: ВНИГНИ, 2014. 128 с.
13. Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводивших пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 901–910.
14. Каширцев В.А., Конторович А.Э., Ким Н.С., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Стераны в неопротерозойских нефтях Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы и Южно-Оманского соленосного бассейна Аравийской платформы // Нефтехимия. 2015. Т. 55 (3). С. 197–205.
15. Парфенова Т.М., Меленевский В.Н., Коровников И.В. Геохимия органического вещества пород сэктэнской свиты нижнего и среднего кембрия (чекуровская антиклиналь, северо-восток Сибирской платформы) // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 97–106.
16. Конторович А.Э., Каширцев В.А., Данилова В.П., Костырева Е.А., Ким Н.С., Меленевский В.Н., Москвин В.И., Парфенова Т.М., Тимошина И.Д., Фомин А.Н., Фурсенко Е.А. Молекулы-биомаркеры в ископаемом органическом веществе и нафтидах докембрийских и фанерозойских пород Сибири // ВНИГРИ, СПб. 2009. 108 с.
17. Конторович А.Э., Костырева Е.А., Сараев С.В., Меленевский В.Н., Фомин А.Н. Геохимия органического вещества кембрия Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважин Восток-1 и Восток-3) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 737–750.
18. Конторович А.Э., Костырева Е.А., Родякин С.В., Сотнич И.С., Ян П.А. Геохимия битумоидов баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2018. № 2. С. 79–88.
19. Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Еришов С.В., Костырева Е.А., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Пономарева Е.В., Фомин М.А., Ян П.А. Маргинальный фильтр волжско-раннеберриасского Западно-Сибирского морского бассейна и его влияние на распределение осадков // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 3. С. 199–210.
20. Калинин М.К. Генезис микронепфтепроявлений кальдеры вулкана Узон (Восточная Камчатка) // Преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках и основные этапы генерации свободных углеводородов. 1975. Тр. ВНИГНИ, вып. 175. М., С. 50–58.
21. Конторович А.Э., Бортникова С.Б., Карпов Г.А., Каширцев В.А., Костырева Е.А., Фомин А.Н. // Кальдера вулкана Узон (Камчатка) – уникальная природная лаборатория современного нафтидогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 986–990.
22. Галимов Э.М., Севастьянов В.С., Карпов Г.А., Камалева А.И., Кузнецова О.В., Коноплева И.В., Власова Л.Н. // Углеводороды из вулканического района. Нефтепроявления в кальдере вулкана Узон на Камчатке // Геохимия. 2015. № 12. С. 1059–1068.
23. Варфоломеев С.Д., Карпов Г.А., Синал Г.-А., Ломакин С.М., Николаев Е.Н. Самая молодая нефть земли // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 345–347.
24. Фурсенко Е.А., Каширцев В.А., Конторович А.Э., Фомин А.Н. Геохимия нафтидов из локализованных на суше гидротермальных источников и вопросы их генезиса (Узон, Йеллоустон, Новая Зеландия) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 (5–6). С. 918–930.
25. Пошибаева А.Р., Гируц М.В., Гаянова А.А., Перевалова А.А., Гордадзе Г.Н. Закономерности распределения углеводородов-биомаркеров в грунтах разных участков Нефтяной площадки кальдеры вулкана Узон (Камчатка) // Мат. науч. конф. “Геохимия нефти и газа, нефтематеринских пород, угля и сланца” 14–16.10.2019 г., Сыктывкар. С. 86–87.

PROKARYOTES AS A SOURCE OF PETROLEUM HYDROCARBONS**A. A. Yusupova^a, M. V. Giruts^a, and G. N. Gordadze^{a,#}**^a *Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, Russian Federation*[#] *E-mail: gordadze@rambler.ru*

Presented by A.E. Kantorovich September 9, 2020

The regularities of the distribution of aliphatic and cyclic petroleum hydrocarbons-biomarkers in various individual prokaryotes and their communities (individual bacteria *Arthrobacter* sp. RV, *Pseudomonas aeruginosa* RM, *Spirulina* (*Arthrospira*) *platensis*; individual bacteria isolated from the Dagan oil field (KNR) *Geobacillus jurassicus* and *Shewanella putrefaciens*, individual archaea *Thermoplasma* sp, microbial communities isolated from the Uzon volcano caldera of Kamchatka, Russia and cyanobacterial mats relicts isolated from carbonate reservoir rocks of the Lower Cambrian of the Ichedinskoye field, Eastern Siberia) are presented. It is shown that the studied bacteria and archaea make different contributions to the formation of oil hydrocarbon-biomarkers of. In particular, it was shown that the oil seep at the Oil Site of the Uzon Caldera (Kamchatka) and the Precambrian oil of the Ichedinskoye deposit (Eastern Siberia) were formed from prokaryotes.

Keywords: origin of oil, hydrocarbons-biomarkers, n-alkanes, isoprenanes, steranes, terpanes, prokaryotes, bacteria, archaea

УДК 551.35:553.2 (268.53)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2021 г. О. Н. Колесник^{1,*}, А. Н. Колесник¹, Сянвэнь Жэнь², А. А. Карабцов³,
А. С. Астахов¹, Сюэфа Ши²

Представлено академиком РАН М.И. Кузьминым 14.09.2020 г.

Поступило 16.11.2020 г.

После доработки 15.12.2020 г.

Принято к публикации 16.12.2020 г.

Рассмотрено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в железомарганцевых образованиях (ЖМО) юго-восточной части моря Лаптевых. Рудное вещество представлено главным образом гидроксидами железа (лимонит) и определяет в ЖМО дефицит церия и отчасти обогащение средними РЗЭ. Оно формировалось в ходе субокислительного диагенеза, усиленного процессами биотурбации. Заключенное в ЖМО (алюмо)силикатное вещество генетически связано с донными осадками, повторяет их состав РЗЭ и, судя по всему, контролирует содержание скандия. Из-за высокой скорости образования гидроксидов общее содержание РЗЭ в ЖМО ниже, чем в донных осадках.

Ключевые слова: железомарганцевые образования, донные осадки, иттрий, скандий, лантаноиды, море Лаптевых, диагенез, биотурбация

DOI: 10.31857/S2686739721030063

ВВЕДЕНИЕ

Железомарганцевые образования (ЖМО) – один из основных видов минеральных образований арктического шельфа. Они могут выступать в качестве индикатора условий среды и приобретают большое значение при расшифровке процессов постседиментационного перераспределения вещества в осадочной толще. К элементам, которые особенно чутко реагируют на изменения среды осадко- и рудообразования и при этом достаточно предсказуемы в своем фракционировании, относятся РЗЭ (скандий, иттрий, лантаноиды). Распределение РЗЭ в ЖМО моря Лаптевых по существу не рассматривалось [1–6].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили 20 образцов ЖМО, отобранных со дна моря Лап-

тевых во второй российско-китайской арктической экспедиции Arctic Silk Way (83-й рейс НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, 2018 г.) (рис. 1). Отбор производился драгой и боксорером вместе с вмещающими/подстилающими осадками. Глубина моря не превышала 20 м.

Материал изучался на базе Центра коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН с применением известных методик [7, 8]. Анализ минерального состава проводился в сухих порошках на минидифрактометре MiniFlex II (“Rigaku”, Япония) в монохроматизированном $\text{CuK}\alpha$ -излучении. Содержание кремния было измерено в ходе гравиметрического анализа после сплавления с безводным карбонатом натрия. Для определения содержания РЗЭ и других элементов в предварительно растертых и разложенных кислотами пробах ($\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4 + \text{HF}$) использовались спектрометры с индуктивно связанной плазмой – масс-спектрометр Agilent 7500c (“Agilent Technologies”, США) и атомно-эмиссионный спектрометр iCAP-7600 Duo (“Thermo Electron Corporation”, США). Состав РЗЭ был нормализован на NASC – глинистый сланец Северной Америки [9]. Геохимические данные проходили статистическую обработку (корреляционный, факторный анализ).

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

² Первый институт океанографии Министерства природных ресурсов Китая, Циндао, Китай

³ Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

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

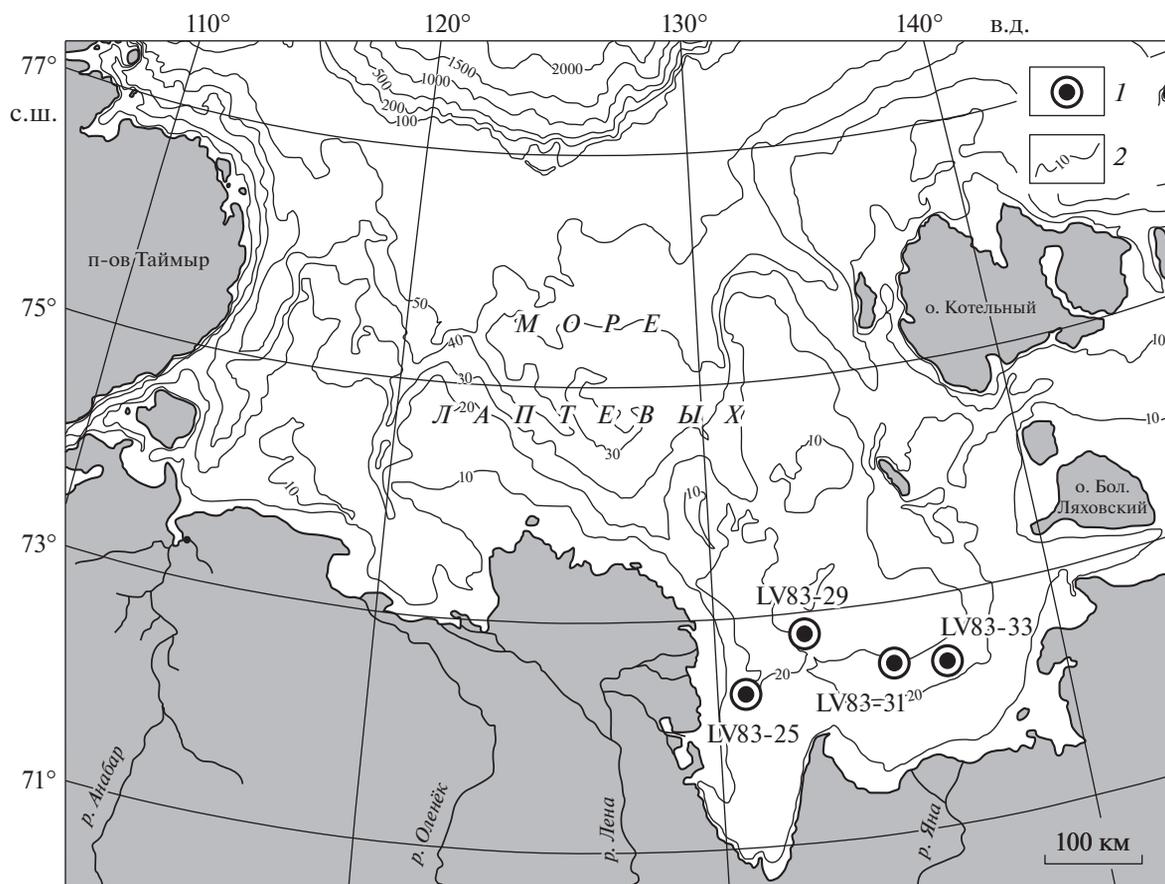


Рис. 1. Карта фактического материала. 1 – местоположение и номера станций отбора ЖМО; 2 – изобаты, м.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В большинстве случаев ЖМО представляют собой биоморфозы по трубкам червей-илоедов (полихет). Длина средней трубки составляет 3–5 см, диаметр отверстия (канала) и толщина стенки – по 1.5 мм. Реже фиксируются корочки выпуклой формы приблизительно той же или чуть большей мощности (биоморфозы по фрагментам крупных трубок полихет и/или “каркасов” других животных). Окраска от желто-бурой с преобладанием светлых оттенков до сероватой. Внутренняя сторона отдельных корочек покрыта тусклым черным налетом. Структура поверхности шероховатая. На микроуровне хорошо видно, что, в сущности, все ЖМО – это осадки, сцементированные рудным веществом. Рентгенометрически в аутигенной части ЖМО подтверждено массовое присутствие гётита, эпизодическое – лепидокрокита и вернадита (рис. 2). Есть другие слабо окристаллизованные и аморфные фазы. Литогенная часть включает полевые шпаты, кварц, слюды, глинистые минералы. Минеральный состав литогенной части ЖМО соответствует составу донных осадков – терригенных пелито-алевритовых, алеврито-пелитовых илов с примесью частиц

песчаной размерности, синевато-серых, иногда с коричневыми разводами и следами биотурбации.

Химический состав ЖМО отражает особенности минерального состава и связан с балансом аутигенного и литогенного материала. Содержание железа – 14.58%, марганца – 0.18% (здесь и далее приводятся средние значения; табл. 1). Парный коэффициент корреляции r равен 0.95. По соотношению железа и марганца ЖМО относятся к железистому типу. Содержание фосфора составляет 0.71%. Из числа главных элементов только он, наряду с железом, накапливается в процессе аутигенного минералообразования: шести- и соответственно трехкратное увеличение содержания относительно осадков. Элементы взаимосвязаны, $r = 0.89$. Образцы содержат большее количество кремния (22.10%) и алюминия (6.53%). Оно приближается к тому, которое фиксируется в осадках. Кремний и алюминий составляют основу литогенной части ЖМО, $r = 0.87$.

В ЖМО содержится 10.17 г/т скандия, 20.61 г/т иттрия, 173.06 г/т лантаноидов (табл. 1). Церий самый распространенный. На его долю приходится не менее 38.76% от суммарного содержания лантаноидов (ΣLn). Характерно доминирование

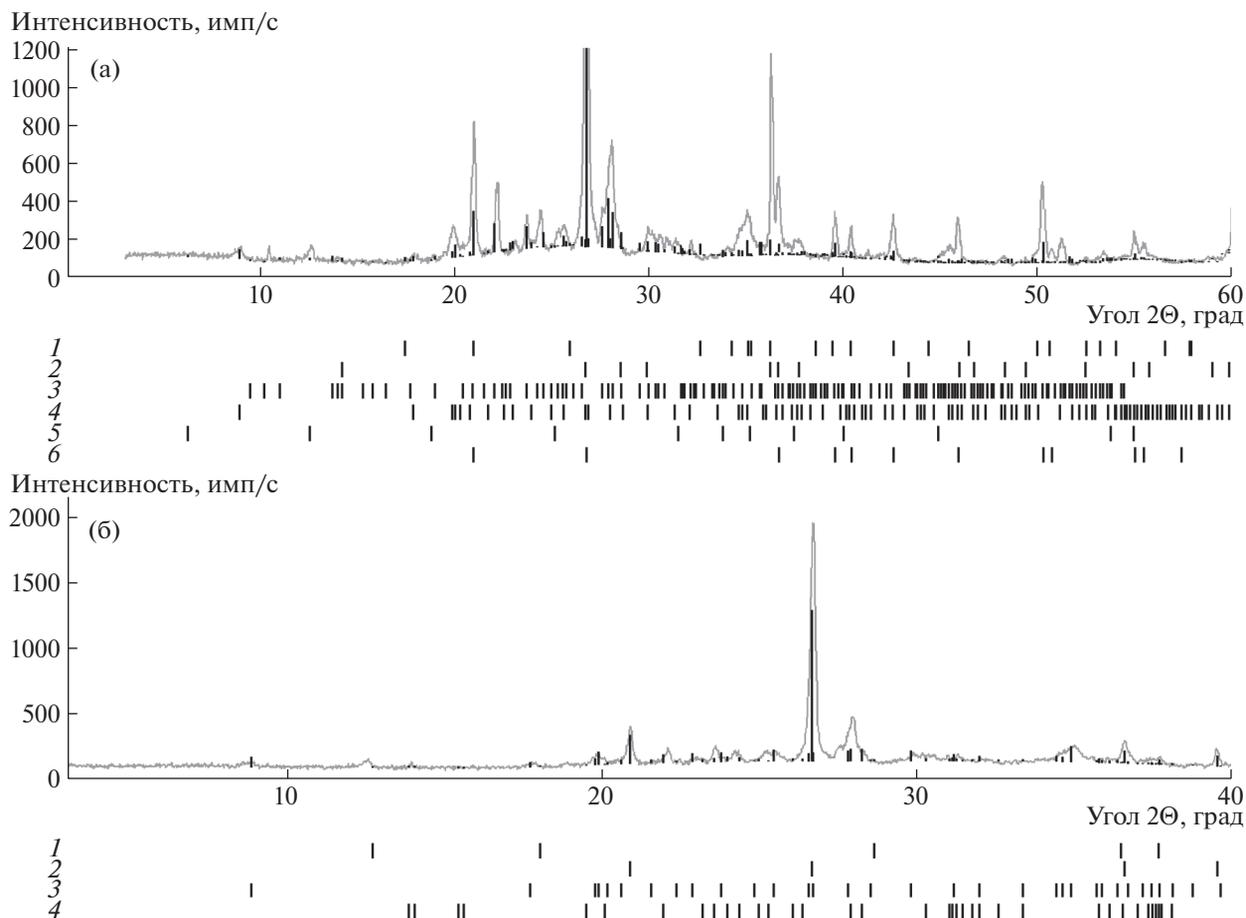


Рис. 2. Рентгенодифракционные спектры рудного вещества в составе ЖМО моря Лаптевых. На спектрах кривой серого цвета обозначен фоновый сигнал, черными вертикальными линиями – пики, по которым диагностировались минералы. Штрихи под спектрами характеризуют дифракционные картины от каждого конкретного минерала. (а) – охристая масса: 1 – гётит, 2 – лепидокрокит, 3 – плагиоклаз, 4 – мусковит, 5 – хлорит, 6 – кварц; (б) – черный налет: 1 – вернадит, 2 – кварц, 3 – мусковит, 4 – анортоклаз.

легких РЗЭ (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ). Нормализованное значение ЛРЗЭ/ТРЗЭ равно 1.55. Средний состав лантаноидов в нормализованном виде представлен на рис. 3. Специфика состава РЗЭ заключается, прежде всего, в дефиците церия ($Ce_{an} = 0.88$) и обогащении средними РЗЭ (СРЗЭ) (рис. 3, табл. 1). Аномалии европия не наблюдается ($Eu_{an} = 0.98$). Между иттрием и ΣLn существует значимая прямая связь, $r = 0.97$. Скандий не имеет статистически значимой корреляции с иттрием и ΣLn . Сила и направленность связи РЗЭ с другими химическими элементами в пространстве главных факторов отображены на рис. 4. Иттрий и ΣLn входят в группу на базе железа и марганца и сильнее всего коррелируют с ураном, свинцом, вольфрамом, молибденом, кобальтом, цинком, мышьяком. Для ΣLn с перечисленными микроэлементами значения r в целом выше, чем для иттрия, и составляют соответственно 0.94; 0.91; 0.90; 0.89; 0.85; 0.83; 0.82. С железом и марганцем связь тоже достаточно тесная:

значения r для ΣLn – 0.68 и 0.82, для иттрия – 0.65 и 0.84. Скандий тяготеет к группе элементов, контрастных по своим свойствам элементам первой группы. Ядром второй группы выступают кремний и алюминий. Наиболее значимую прямую связь скандий имеет с цезием, литием, гафнием, рубидием (r : 0.81; 0.79; 0.76; 0.63 соответственно).

ОБСУЖДЕНИЕ

Юго-восточная часть моря Лаптевых – район неглубоких малоподвижных вод с недостатком кислорода, большая часть которого расходуется на окисление выносимого с континента органического вещества [11, 12]. Поэтому вполне закономерно, что изученные ЖМО являются продуктом субокислительного диагенеза. Происхождение объясняет, в частности, почти полное отсутствие в составе ЖМО марганца, наличие отрицательной аномалии церия и обогащение СРЗЭ относительно сланца (рис. 3, табл. 1) [13–15].

Таблица 1. Содержание главных элементов и РЗЭ в ЖМО и донных осадках моря Лаптевых

Элементы и геохимические показатели	ЖМО, $n = 20$			Донные осадки			
	$x_{\text{ср}}$	x_{min}	x_{max}	вмещающие ЖМО, $n = 3$			шельф в целом [10]
				$x_{\text{ср}}$	x_{min}	x_{max}	
Fe, %	14.58	9.43	20.40	4.69	4.08	5.13	—
Mn	0.18	0.09	0.33	0.23	0.11	0.35	—
P	0.71	0.47	0.96	0.11	0.09	0.12	—
Si	22.10	18.00	26.70	27.07	25.66	28.57	—
Al	6.53	5.68	7.20	8.22	7.90	8.55	—
Sc, г/т	10.17	7.14	12.04	14.44	13.45	15.52	—
Y	20.61	14.98	29.54	26.60	25.30	27.80	—
La	35.76	30.98	46.55	41.07	38.40	44.09	45.50
Ce	68.75	60.23	82.02	91.84	87.72	96.76	90.10
Pr	8.08	6.82	10.37	9.75	9.14	10.48	9.95
Nd	34.76	30.01	42.01	37.09	35.27	39.32	36.60
Sm	6.63	5.07	8.89	7.33	7.18	7.59	6.29
Eu	1.37	1.09	2.01	1.54	1.47	1.59	1.42
Gd	5.70	4.33	8.01	6.60	6.43	6.88	5.64
Tb	0.84	0.66	1.27	0.89	0.87	0.91	0.83
Dy	4.96	3.81	6.84	4.80	4.48	4.97	4.39
Ho	0.83	0.61	1.37	0.95	0.92	0.99	0.83
Er	2.53	2.01	3.88	2.78	2.60	2.88	2.48
Tm	0.31	0.21	0.55	0.41	0.39	0.42	0.34
Yb	2.22	1.53	3.03	2.67	2.61	2.75	2.35
Lu	0.32	0.21	0.43	0.41	0.38	0.44	0.34
ΣLn	173.06	150.12	207.81	208.13	197.88	220.07	207.06
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	1.55	1.38	1.88	1.46	1.43	1.51	1.76
Ce _{ан}	0.88	0.77	1.04	1.00	0.98	1.02	0.92
Eu _{ан}	0.98	0.76	1.33	0.97	0.95	0.99	1.05

Примечание. Прочерк – нет данных.

Очевидно, что главный процесс минералообразования должен был протекать на горизонтальном геохимическом барьере, у границы окисленных (поверхностная пленка, подверженная сезонному растворению) и восстановленных донных осадков. Однако биотурбация внесла в процесс существенные коррективы. Через каналы, создаваемые роющими бентосными организмами, кислород с поверхности дна проникал в глубь восстановленных осадков [3, 16]. У стенок каналов происходило окисление восстановленных форм железа и марганца, которые диффундировали из нижележащей осадочной толщи. Подвижность железа и марганца, как и целого ряда сопутствующих микроэлементов, включая лантаноиды и иттрий, обеспечивалась перекристаллизацией аморфных гидроксидов, поступавших в осадки в процессе терригенной седиментации

при определяющей роли реки Лены [11, 12]. Будучи элементом, геохимически менее подвижным, чем марганец, железо выпадало из илового раствора в виде кристаллических (гётит; рис. 2), слабо окристаллизованных и аморфных фаз (собственно лимонит) сразу по достижении редокс-барьера. Марганец образовывал твердую фазу (вернадит; рис. 2) только внутри сравнительно широких каналов, способных обеспечить поставку достаточного количества кислорода. Из многочисленных примеров в океане известно [13], что в состав свежесоздаваемых гидроксидов, а затем и минералов марганца за счет совместного окисления и сорбции входят церий, кобальт, медь, никель, молибден. В нашем случае связь подтверждается результатами корреляционного анализа (рис. 4). На поверхности гидроксидов железа также фиксировался весь спектр лантаноид-

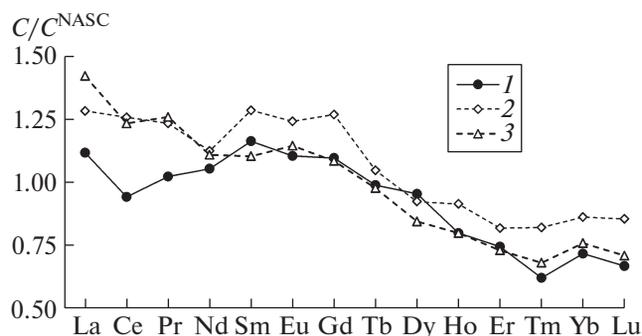


Рис. 3. Средний состав РЗЭ в ЖМО и донных осадках моря Лаптевых, нормализованный на сланец NASC. 1 – ЖМО; 2, 3 – донные осадки: 2 – вмещающие ЖМО, 3 – шельф в целом [10].

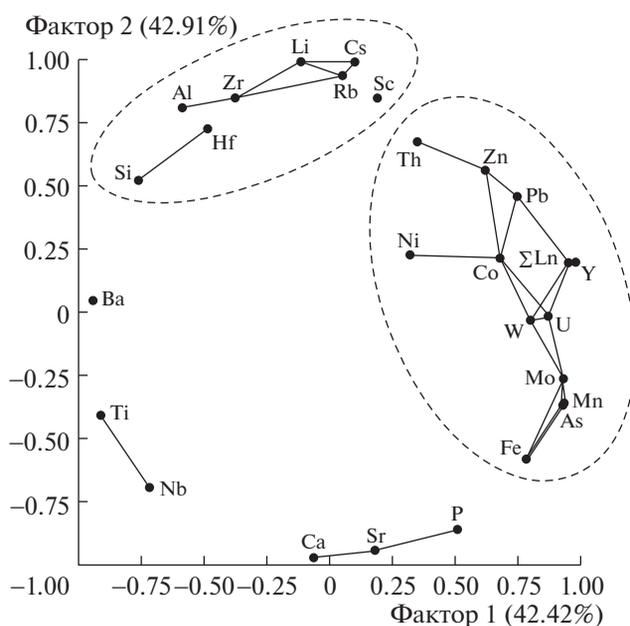


Рис. 4. График влияния главных факторов на содержание РЗЭ и других элементов в ЖМО моря Лаптевых. Сплошными линиями отмечены сильные положительные корреляционные связи ($r \geq 0.90$), пунктирными – основные группы элементов.

дов. В изученных ЖМО заключено существенно больше фосфора, чем в осадках. Это связано с накоплением железа в ЖМО и процессом сорбции фосфора на гидроксидах железа из илового раствора. Сорбция фосфат-иона в океане идет вне зависимости от природы гидроксидов и способствует дополнительному извлечению трехвалентных лантаноидов [13]. Видимо, в нашем случае это выразилось, во-первых, в дефиците церия в составе РЗЭ, во-вторых – в сильной положительной корреляции фосфора и железа (рис. 3, табл. 1).

Поскольку в постседиментационных процессах в океане участвует исключительно реакционноспособная часть РЗЭ (максимум реакционноспособных форм имеют СРЗЭ) [13], в терриген-

ных почти полностью восстановленных осадках района исследования вклад РЗЭ, мобилизованных в ходе диагенетических реакций, оказался крайне мал, избирателен (в основном СРЗЭ) и не сопоставим с изначальным содержанием РЗЭ в донных осадках (табл. 1). На этом фоне сильно возрастает значимость состава РЗЭ в литогенном веществе, находящемся в ЖМО, и, соответственно, в самих осадках. Данный вопрос рассмотрен нами ранее [10].

Общее содержание РЗЭ в изученных ЖМО измеримо с теми значениями, которые демонстрируют образцы из других арктических морей (первые сотни г/т), но на порядок ниже значений, типичных для пелагических районов океана

[1, 5, 7, 13–15]. Относительно низкое содержание, скорее всего, связано с высокой скоростью роста ЖМО вблизи источников сноса, в зоне влияния мощных транспортирующих агентов, таких как река Лена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биоморфозы по трубкам полихет – преобладающий тип ЖМО в юго-восточной части моря Лаптевых. Это двухкомпонентные образования, где каждый компонент характеризуется своим происхождением и распределением РЗЭ. Аутигенное вещество (первый компонент), состоящее главным образом из лимонита, формировалось за счет перекристаллизации аморфных гидроксидов, которые поступали из толщи терригенных осадков в условиях субокислительного диагенеза. Существующий в осадках недостаток кислорода локально компенсировался процессами биотурбации. Новообразованные фазы сорбировали лантаноиды и иттрий. С аутигенным веществом связано наличие в ЖМО отрицательной аномалии церия и до какой-то степени повышенное относительно сланца содержание СРЗЭ. Литогенное (алюмо)силикатное вещество (второй компонент) наследует состав РЗЭ осадков [10] и, по видимому, включает в себя большую часть скандия. Суммарное содержание РЗЭ в ЖМО ниже, чем в осадках, что говорит о незначительном количестве подвижных форм РЗЭ, которые могли участвовать в постседиментационных процессах. Полученные сведения расширяют представления об арктическом железомарганцевом рудообразовании, реализуемом в рамках приконтинентального типа литогенеза.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств РФФИ (грант № 18–05–60104 Арктика). Экспедиционные работы поддержаны Минобрнауки России в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН (тема № 0271-2019-0005, рег. № АААА-А17-117030110033-0), Государственным фондом естественных наук Китая (гранты № U160641 и № 41420104005), грантом провинции Шаньдун для Национальной лаборатории морских наук и технологий Циндао (грант № 2018SDKJ0104-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железо-марганцевые конкреции морей СССР // Геологический журнал. 1987. Т. 47. № 1. С. 32–43.
2. Yakovlev A.V. Some Lithological-geochemical Features of Modern Bottom Sediments of the Laptev Sea Shelf // Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research). 1995. V. 176. P. 324–333.
3. Hölemann J.A., Schirmacher M., Kassens H., Prange A. Geochemistry of Surficial and Ice-Rafted Sediments from the Laptev Sea (Siberia) // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1999. V. 49. P. 45–59.
4. Калягин А.Н., Тищенко П.Я., Гуков А.Ю. и др. О природе железо-марганцевых образований моря Лаптевых // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 87–96.
5. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 167 с.
6. Батулин Г.Н., Дубинчук В.Т. Состав железомарганцевых конкреций моря Лаптевых // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2011. Т. 2. С. 143–147.
7. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 203–214.
8. Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В. и др. Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 3–16.
9. Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F. The “North American Shale Composite”: Its Compilation, Major and Trace Element Characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
10. Астахов А.С., Семилетов И.П., Самтарова В.В. и др. Редкоземельные элементы донных осадков восточно-арктических морей России как индикаторы терригенного сноса // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 451–455.
11. Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с.
12. Большианов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 274 с.
13. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
14. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al. Discriminating Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1–9.
15. Josso P., Pelleter E., Pourret O., et al. A New Discrimination Scheme for Oceanic Ferromanganese Deposits Using High Field Strength and Rare Earth Elements // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 3–15.
16. Kristensen E. Organic Matter Diagenesis at the Oxidic/anoxic Interface in Coastal Marine Sediments, with Emphasis on the Role of Burrowing Animals // Hydrobiologia. 2000. V. 426. P. 1–24.

FIRST DATA ON THE DISTRIBUTION OF RARE EARTH ELEMENTS IN THE LAPTEV SEA FERROMANGANESE DEPOSITS

O. N. Kolesnik^{a,#}, A. N. Kolesnik^a, Xiangwen Ren^b, A. A. Karabtsov^c, A. S. Astakhov^a, and Xuefa Shi^b

^a *V.I. 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, Qingdao, People's Republic of China*

^c *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

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

Presented by Academician M.I. Kuz'min September 14, 2020

The study covers the issue of distribution of rare earth elements (REEs) in the southeastern Laptev Sea ferromanganese deposits (FMDs). The ore part of FMDs consisting mainly of iron hydroxides (limonite) results from the process of sub-oxic diagenesis enhanced by bioturbation. It is responsible in FMDs for patterns with low cerium and, in some measure, for high middle REEs. The (alumino)silicate part of FMDs is genetically related with bottom sediments, corresponds to their REE composition, and in all appearances controls the scandium content. Because of the high formation rate of hydroxides, the total REE content in FMDs is lower than in bottom sediments.

Keywords: ferromanganese deposits, bottom sediments, yttrium, scandium, lanthanides, Laptev Sea, diagenesis, bioturbation

УДК 553.323+549.28+553.2+553.08(265.5)

ПРИРОДА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2021 г. В. В. Иванов^{1,*}, академик РАН А. И. Ханчук¹, П. Е. Михайлик¹

Поступило 07.12.2020 г.

После доработки 17.12.2020 г.

Принято к публикации 18.12.2020 г.

С помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии в кобальтмарганцевых корках (КМК) и в подстилающем субстрате одной из КМК с подводной горы Медведь Гамми (Северо-Западная Пацифика) и гайотов Магеллановых гор “Ильичева” и “Вулканолог” (приэкваториальная Пацифика) обнаружены акцессорные (0.6–40 мкм) двух- и трехкомпонентные минералы системы Ag–Au–Cu, что впервые показывает более широкое, чем принято считать, распространение аутигенной золотой минерализации в пелагических КМК. Предложена биогеохимическая концепция минералогенеза в КМК этих природных Ag–Au–Cu-сплавов, включающая механизмы биосорбции, биоаккумуляции и биотрансформации микробными клетками ионов металлов до их металлических элементарных нано- и микроформ.

Ключевые слова: Fe–Mn-корки, аутигенное золото, биоминерализация, гайоты, Магеллановы горы, Тихий океан

DOI: 10.31857/S2686739721030038

В океанических Fe–Mn-образованиях серебро- и медьсодержащее золото описано в ограниченном числе публикаций в виде частиц размером до 10–15 мкм и редко более 100 мкм ([1, 2] и др.). В этой связи нами были целенаправленно исследованы образцы Fe–Mn-руд в виде кобальтмарганцевых корок (КМК) с подводных гор двух разобнесенных участков Северо-Западной части Пацифики (рис. 1).

Образец № 1 (So249-DR92-11) драгирован с подводной горы Медведь Гамми (Gummi Bear) на востоке Северо-Западной котловины, вблизи северного звена Императорского хребта С-3 Пацифики. Он представлен полосчато-ленточной коркой толщиной 3 см. Нижняя часть ее темно-коричневой рудной массы насыщена глинистыми прослоями. Субстрат корки толщиной 6 см – светло-серый трещиновато-пористый полосчатый алевроаргиллит.

Образец № 2 (13Д30-1) – с гайота Ильичева Магеллановых гор приэкваториальной части С-3 Пацифики. Его изогнутая трехслойная корка толщиной 15 см сложена снизу вверх антрацитовид-

ным (I), пористым (II) и “буроугольным” (III) слоями черного Fe–Mn-рудного вещества.

Образец № 3 (B23-7/7-2) – с гайота Вулканолог Магеллановых гор. Его шлакоподобная корка (толщиной 5 см) с ботриoidalной поверхностью сложена крупными агрегативными глобулями бурого Fe–Mn-рудного вещества.

При исследовании были задействованы рентгеновский дифрактометр Ultima, спектрометры ИСП-ОЭС “iCAP 7600 Duo” и ИСП-МС “Agilent 7700x”, оптические микроскопы AxioPlan 2 и Stemi DV4 и автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) LYRA 3 XMH с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) AZtec X-Max 80 Standard и системой AZtecFeature для автоматизированного поиска и анализа минеральных микрозерен. Препаратами служили плоские фрагменты (до 55 мм²) разновозрастных слоев образцов и порошки (0.09–0.25 мм) измельченных микропроб.

В изученных корках содержание Mn варьирует от 23.2 до 25.8 мас. %, а Fe от 10.5 до 20.5 мас. %. Величина Mn/Fe – от 0.4 до 0.7. Сумма Co, Ni и Cu составляет для образцов 1, 2 и 3 соответственно: 0.6, 1.3 и 1.4 мас. %, а редкоземельных элементов (ΣP3Э+Y) – 4573, 2547 и 2646 г/т. По соотношению P3Э [3] они отвечают гидрогенным Fe–Mn-коркам (рис. 2).

Минеральный состав образцов аналогичен типовым составам тихоокеанских гидрогенных руд-

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

*E-mail: d159327@yandex.ru

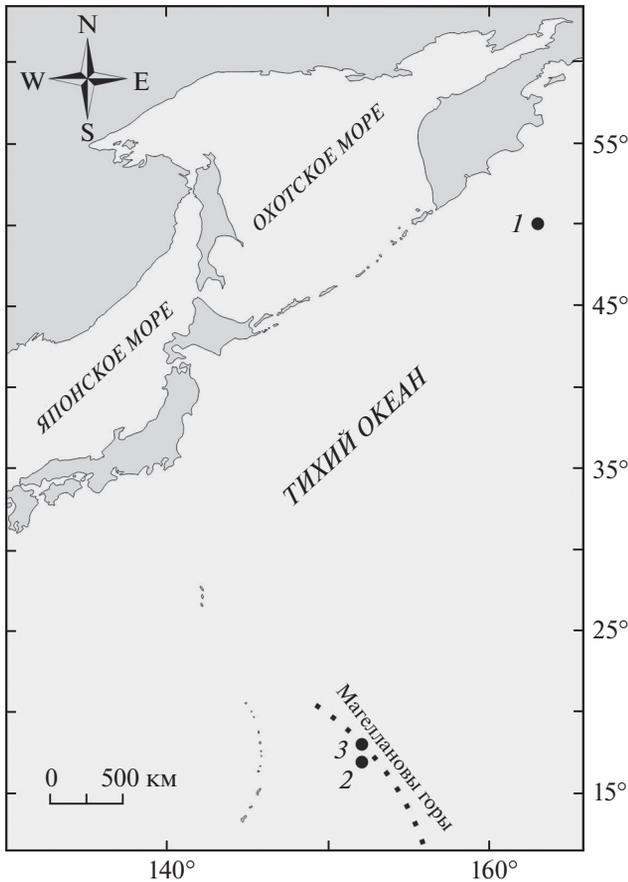


Рис. 1. Места драгирования рудных корок с подводных гор С-3 части Пацифики. *Образцы* – с.ш.; в.д.: № 1 (So249-DR92-11) – 50°04'80" с.ш.; 163°02'80" в.д., рейс нис "Sonne" So 249-2; № 2 (ЗД30-1) – 16°54'36" с.ш.; 152°05'12" в.д., рейс нис "Геленджик", 2007–2008 гг.; № 3 (B23-7/7-2) – 18°03'54" с.ш.; 152°11'24" в.д., 23-й рейс НИС "Вулканолог".

ных корок. По данным дифрактометрии и ЭДС-анализа, в их рудной массе доминирует вернадит с примесью кислородсодержащих минералов железа и нерудных минералов – франколита, кальцита, барита, глинистых минералов, цеолитов, полевых шпатов и минералов семейства кремнезема.

С применением автопоиска AZtecFeature в корках обнаружены многочисленные тонкие зерна рудных минералов нескольких классов. Среди самородных элементов и твердых растворов установлены тонкие одно-трехэлементные фазы, содержащие Ag, Au, Cu, Zn, Ni, Fe, Cr, W и другие элементы. На часто встречаемом самородном серебре нередки "рубашки" хлоридов и бромидов. Отметим находку Ga-содержащей минеральной фазы.

Золото в вернадитовой массе корок всех образцов представлено близкими по составу природными сплавами системы Ag–Au–Cu. В нижней и средней частях рыхловатого алюмосиликатного

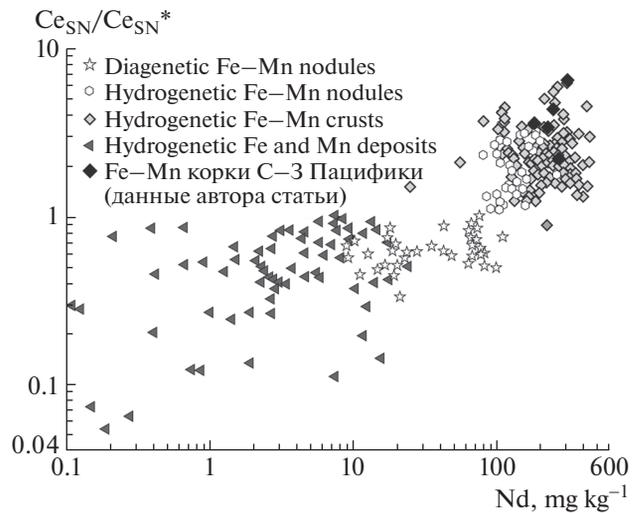


Рис. 2. Положение точек состава образцов рудных корок на диаграмме $Ce_{SN}/Ce_{SN}^* - Nd$ (где SN – австралийский постархейский сланец PAAS, а $Ce^* = 0.5La_{SN} + 0.5Pr_{SN}$) [3].

субстрата 1-го образца подчеркнем находку двух-компонентных сплавов – серебристого и медистого золота (табл. 1).

Морфология микрозолотин простая "цельная", типично комковидная и причудливо неправильная с признаками свободного роста в полостях (рис. 3). Их размер – 0.6–10 мкм, редко 40 мкм. Предположительно, в образцах рассредоточены также коллоидные и ультрадисперсные (менее 0.1 и 0.1–0.5 мкм) металлические фазы подобного состава, не испытывавшие укрупнения (агломерирования).

В этих текстурно и морфологически разных оксигидроксидных корках и в алюмосиликатном

Таблица 1. Результаты микрорентгеноспектрального анализа Ag–Au–Cu-сплавов из рудных корок и их алюмосиликатного субстрата, мас. %

№ п.п.	Ag	Au	Cu	Сумма
Образец 1				
1	3.00	73.48	23.52	100.00
3	–	81.14	18.86	100.00
4	37.81	62.19	–	100.00
Образец 2				
5	11.95	31.39	56.66	100.00
6	8.44	64.19	27.36	100.00
Образец 3				
7	7.19	45.88	44.63	100.00

Примечание. Результаты приведены после исключения примесей матричных компонентов.

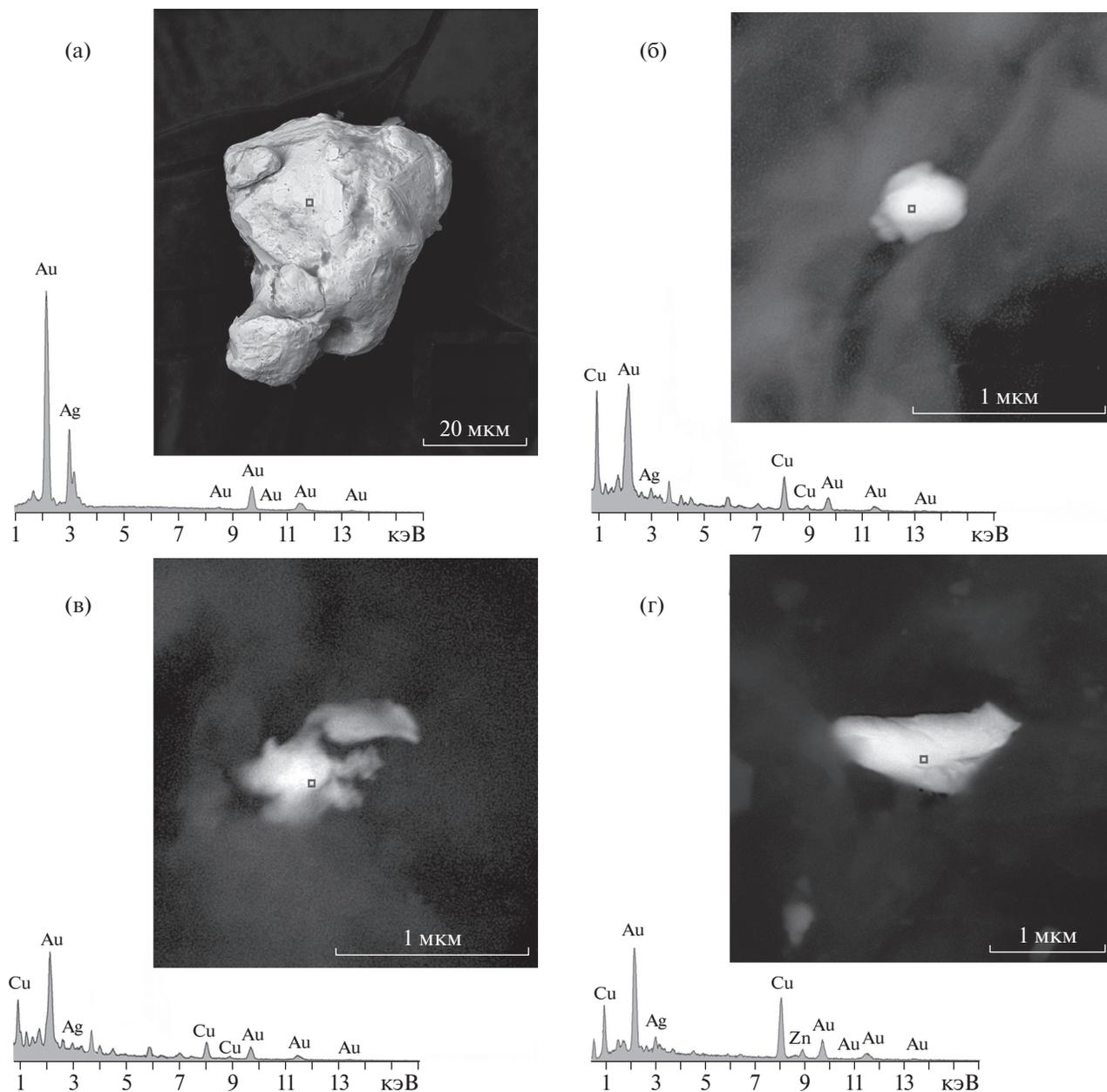


Рис. 3. СЭМ-изображения в отраженных электронах и ЭДС-спектры состава (мас. %) микрозерен природных Ag–Au–Cu-сплавов из рудных корок и алюмосиликатного субстрата. (а) Зерно (Ag – 37.81, Au – 62.19) из нижнего рыхлого слоя субстрата 1-го образца; (б) Зерно (Ag – 11.95, Au – 64.19, Cu – 27.36) из корки 2-го образца; (в) Зерно (Ag – 8.44, Au – 64.19, Cu – 27.36) из корки 2-го образца; (г) Зерно (Ag – 7.19, Au – 31.39, Cu – 56.66) из корки 3-го образца.

подстилающем субстрате одной из них наличие близких по составу аутигенных минералов золота может указывать, вероятно, на подобие условий и факторов их кристаллогенезиса.

Рассматривая вопрос природы этих мельчайших металлических фаз, отметим следующее. Содержание Au в КМК на гайотах Императорского хребта достигает 75 мг/т [2], а на гайотах Магеллановых гор – до 33 мг/т в 25% проб [4] и даже превышает 1500 мг/т [5]. В морской воде концентрация

“водородного” Au составляет 50–150 фмоль/л [6]. В область Fe–Mn-рудонакопления “придонные воды–иловые воды–КМК–верхние горизонты субстрата” в районах данных гор очевиден приток Au и других халькофильных элементов, который был связан с эксгаляциями и гидротермами, инициированными проявлениями вулканизма в кайнозой [4], как и вследствие гальмиролиза пород дна. Однако подобного количества Au в зоне рудоотложения недостаточно для кристаллогенезиса золотых фаз по классической геохимической

модели, концентрационно-зависимой и энергозатратной. Обстановке низкотемпературного формирования рассматриваемых руд в холодной морской среде присущ и дефицит восстановителей, необходимых для дестабилизации преобладающих в ней галогено- и гидроксокомплексных ионов золота [7]. В этой высокоокислительной среде осаждение Au на геохимических барьерах требует объяснения возникновения подобных восстановительных условий. Вероятно, это может быть обусловлено реакциями диспропорционирования при переходах поливалентных Mn и Fe в более высокое окислительное состояние.

С учетом результатов огромного числа модельных экспериментов по активному участию микроорганизмов (бактерий, микроводорослей, микромицет, дрожжей и др.) в самороднометалльном минерогенезе в различных средах ([9–15] и др.), мы полагаем, что в КМК ключевую роль в кристаллогенезисе основной массы акцессорных минералов благородных металлов и их элементов-спутников играют биогеохимические процессы. Подобное их значение признают и другие исследователи [4, 8]. Указанный выше приток тепла и вещества в придонную часть гидросферы благоприятствовал также росту продуктивности и разнообразию вездесущей по местам обитания бенотной микробиоты.

Опубликованные материалы свидетельствуют, что у микробных клеток высокий потенциал извлекать из растворов ионы благородных и других металлов, перимембранно их сорбируя и/или внутриклеточно аккумулируя. Далее при последующем восстановлении адсорбированных ионов до нулевого состояния поэтапно происходит самоорганизация обособлений: малые металлокластеры (моно- или многоэлементные) → наноразмерные твердые частицы (коллоидно-дисперсные и субмикроскопические) → микроразмерные массивные зерна (вследствие собирательной кристаллизации), в том числе многокомпонентные [10–15].

Таким образом, присутствие самородных форм золота в порах образцов, которые были случайно выбраны из коллекции гидрогенных корок, драгированных с больших глубин в разных частях С-З Пацифики, позволяет пересмотреть существующие взгляды о спорадической частоте встречаемости и происхождении этих минералов-аксессуаров железомарганцевых оксигидроксидных руд [16–18]. Данные находки природных сплавов на основе золота впервые свидетельствуют о более широком, чем известно, распространении аутигенной самороднометалльной золотой минерализации в пелагических КМК. При отложении золота и сопутствующих ему халькофилов, по всей видимости, первостепенную роль играли биогеохимические восстановительные процессы

микроорганизм-ассоциированного минералогенеза: биосорбция, биоаккумуляция и биотрансформация (изменения состояния) микробными клетками ионов металлов до их металлических элементарных нано- и микроформ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Л.М. Павловой за обсуждение вопросов биоминерогенеза, В.А. Рашидову за любезно предоставленный образец КМК с подводной горы Вулканолог. Каменный материал с горы Gummi Bear был драгирован в ходе экспедиции нис “Sonne” So249 по проекту “Беринг”, поддержанный ВМВФ Германии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана проектом РНФ № 18-17-00015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1989. 288 с.
2. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Самородное золото в железомарганцевых корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 13–24.
3. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al. Discriminating between Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chemical Geology. 2014. T. 381 P. 1–9.
4. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность // Волохин Ю.Г., Мельников М.Е. и др. Под ред. И.Н. Говорова, Г.Н. Батурина. М.: Наука, 1995. 368 с.
5. Ting X., Xiaoming S., Gaowen H., et al. Geochemistry of PGE and Au in Ferromanganese Crusts from Seamounts in the West Pacific Ocean // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. V. 1. Mao J., Bierlein F.P. (eds). Berlin: Springer, 2005. P. 207–209.
6. Falkner K.K., Edmond J.M. Gold in Seawater // Earth and Planetary Science Letters 1990. V. 98(2). P. 208–221.
7. Паддефет Р. Химия золота. М.: 1982. 264 с.
8. Авдонин В.В., Ерёмин Н.И., Мельников М.Е., Сергеева Н.Е. Мезозойско-кайнозойский железомарганцевый рудогенез мирового океана // ДАН. 2013. Т. 451. № 6. С. 660–662.
9. Shuster J., Reith F. Reflecting on Gold Geomicrobiology Research: Thoughts and Considerations for Future Endeavors // Minerals. 2018. № 8. 401. P. 1–12.
10. Жмодик С.М., Белянин Д.К., Миронов А.Г. и др. Роль биогенного фактора в накоплении платины океаническими железомарганцевыми конкрециями // ДАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 658–663.

11. Куимова Н.Г., Моисеенко В.Г. Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте // Литосфера. 2006. № 3. С. 83–95.
12. Маракушев С.А., Ковалевская А.А., Сафронов П.П. Бактериальная перекристаллизация золота // ДАН. 1989. Т. 308. № 2. С. 482–485.
13. Павлова Л.М., Радомская В.И., Шумилова Л.П., Иванов В.В. Модельные эксперименты с многокомпонентными растворами и грибной биомассой: возможность металлоносного биоминералообразования при углекислотной фиксации // Вестник УрО РАН. 2019. № 7 (295). С. 33–42.
14. Liu Y., Fu J., Hu R., et al. Studies on Reduction of Au³⁺ by Bacteria for Preparing Gold Catalyst // Wei Sheng Wu Xue Bao. 1999. V. 39. No 3. P. 260–263.
15. Reith F., Rogers S.L., McPhail D.C., et al. Biomineralization of Gold: Biofilms on Bacterioform Gold // Science. 2006. V. 313. P. 233–236.
16. Батурин Г.Н., Фишер Э.И., Фишер В.Л. О содержании золота в железомарганцевых конкрециях океана // ДАН. 1984. Т. 275. № 2. С. 421–424.
17. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Эндогенное золото и ртуть в морских Fe-Mn отложениях // Геология морей и океанов: Матер. XX Междунар. науч. конфер. (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС. 2013. С. 248–252.
18. Батурин Г.Н., Коноплева Е.В., Дубинчук В.Т., Мельников М.Е. Платина и золото в железомарганцевых корках Тихого Океана // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 286–294.

NATURE OF NATIVE GOLD IN FERROMANGANESE CRUSTS ON THE NORTHWEST PACIFIC OCEAN SEAFLOOR

V. V. Ivanov^{a, #}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, and P. E. Mikhailik^a

^a Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

[#] E-mail: d159327@yandex.ru

SEM-EDS analysis of cobalt-rich Fe-Mn crusts (CRFMC) and their substrate rocks from the northwestern Pacific Ocean's Gummy Bear seamount and the sub-equatorial Pacific Ocean's Magellan seamounts (guyots Ilyicheva and Vulcanolog) revealed presence of accessory (0.6–40 μm) two- and three-component minerals of the Ag–Au–Cu system, which is indicative of wider distribution of authigenic gold mineralization than one would expect for such deposits. A concept for biogeochemical genesis of these natural alloys was proposed, including the processes of biosorption, bioaccumulation and biotransformation of metal ions by microbial cells to their metallic nano- and microforms.

Keywords: Fe–Mn crusts, authigenic gold, biomineralization, guyots, Pacific Ocean

УДК 549.01 + 549.08 + 549.765.2

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТОВ ГРАФИТА В ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ (НА ПРИМЕРЕ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2021 г. Д. С. Михайленко^{1,2,*}, А. В. Корсаков¹, Х. Охфуджи³,
О. В. Резвухина¹, член-корреспондент РАН И. В. Пеков⁴

Поступило 16.11.2020 г.

После доработки 17.11.2020 г.

Принято к публикации 20.11.2020 г.

Детально исследовано включение графита в цирконе из алмазоносных турмалиносодержащих пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Данное включение идентифицировано в краевой зоне зерна циркона и ассоциирует с кристаллами алмаза. КР-спектр включения графита характеризуется наличием интенсивной полосы в районе 1350 см^{-1} , что является свидетельством значительной степени разупорядоченности его структуры. Исследования этого включения с помощью просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) показали, что оно состоит из отдельных разноориентированных высокоупорядоченных субмикронных зерен графита без реликтов алмаза. Таким образом, наличие в КР-спектрах графита интенсивной полосы в районе 1350 см^{-1} не обязательно свидетельствует о его низкой степени упорядоченности и, в частности, его образования в результате графитизации алмаза. Происхождение поликристаллических агрегатов, состоящих из субмикронных зерен высокоупорядоченного графита, вероятнее всего, связано с быстрой кристаллизацией графита из высокоплотного С–О–Н-флюида.

Ключевые слова: алмаз, включения, графит, калийсодержащий турмалин, просвечивающая электронная микроскопия, циркон, Кокчетавский массив

DOI: 10.31857/S2686739721030087

В природе углерод встречается в виде различных соединений или же в самородной форме, в зависимости от условий его образования (давление, температура, окислительно-восстановительные условия и др.) и нахождения. Для ультравысокобарических (УНР) метаморфических пород характерны карбонаты и две модификации элементарного углерода – графит и алмаз. Надо отметить, что графит имеет широкое распространение в породах различной степени метаморфизма – от зеленосланцевой фации до алмазной субфации [1, 2].

Спектроскопия комбинационного рассеяния (КР) света является хорошо зарекомендовавшим себя методом при оценке степени упорядоченности (кристалличности) графита [3], а также в исследованиях, направленных на его использование в качестве геотермометра в диапазоне от 330 до 660°C [4]. Стоит отметить, что в нашей работе под термином “упорядоченность/кристалличность графита” подразумевается изменение межслоевого расстояния между отдельными слоями графита, обусловленное присутствием других атомов (О, Н или N), замещающих С (гетероатомов), или иных структурных дефектов. Разупорядоченность в структуре графита определяется по характерным полосам в КР-спектрах – D_1 в районе 1350 см^{-1} и D_2 на 1620 см^{-1} (см. рис. 1). С ростом температуры степень кристалличности графита увеличивается в результате удаления гетероатомов, что приводит к уменьшению межслоевого расстояния. Приобретенная степень упорядоченности графита остается неизменной в ходе регрессивных преобразований [4]. В УНР-породах графит, как правило, имеет высокую степень упорядоченности, а находки разупорядоченного графита в этих породах рядом исследователей интерпрети-

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

² Институт геохимии Китайской академии наук,
Гуанчжоу, Китай

³ Геодинамический исследовательский центр,
университет Эхиме, Эхиме, Мацуяма, Япония

⁴ Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

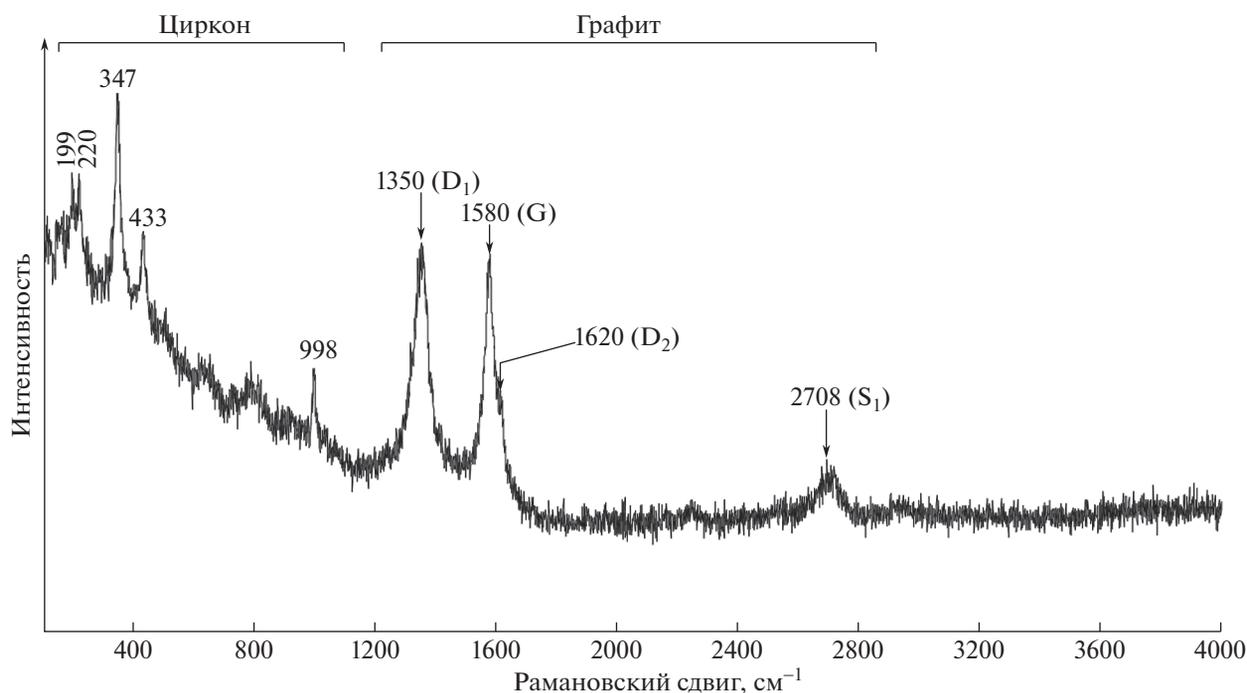


Рис. 1. КР-спектр включения графита в цирконе. D_{1-2} (disordered) – КР-полосы, характерные для разупорядоченного графита; G (graphite) – основная КР-полоса графита; S_1 (second-order region) – КР-полосы второго порядка.

руются как продукт частичной или полной графитизации алмаза [5]. Совместное нахождение графита и алмаза в различных петрографических типах пород, включая турмалинсодержащие породы Кокчетавского УНР-массива (Северный Казахстан), в большинстве работ также объясняется как результат графитизации алмаза (например, в [5]).

В данной работе мы представляем новые данные о структурном состоянии графита в алмазосодержащих метаморфических породах Кокчетавского массива. Наши данные свидетельствуют о том, что КР-спектры графита из УНР-пород, содержащие интенсивную полосу в районе 1350 см^{-1} , не являются свидетельством его низкой степени упорядоченности и образования в результате графитизации алмаза.

Микроструктуры включения графита в цирконе из турмалинсодержащих пород Кумды-Кольского месторождения микроалмазов, связанного с Кокчетавским массивом, были изучены в пластинках при помощи просвечивающего электронного микроскопа (ТЕМ). Подготовка пластины ($10 \times 15 \times 0.15\text{ мкм}$) осуществлялась с помощью сфокусированного ионного пучка (Focused Ion Beam – FIB) Dual-Beam (FEI-SCIOS) в Геодинамическом исследовательском центре (Мацуяма, Япония). Изученное включение находилось на глубине 3–5 микрон, что позволило предотвратить агрессивное воздействие ионов Ga на образец при вырезании пластинок. Выбор это-

го включения графита обусловлен также тем, что графит, не выходящий на поверхность, в процессе пробоподготовки к ТЕМ-исследованиям определенно не был механически поврежден. Напыление образцов производилось осмием (пленка толщиной 5 нм) на установке Osmium Coater Neos-STB (“Meiwafosis”, Япония). Электронная дифракция на отдельных участках (SAED) была изучена с помощью электронного микроскопа ТЕМ – “JEOL” (JEM-2100F; ускоряющее напряжение 200 кВ), оборудованного камерой высокого разрешения CCD (Gatan, Orius 200D; UltraScan1000XP) и кремниевым дрейфовым детектором (“JEOL”, JED-2300T). КР-спектры включения графита были получены на спектрометре LabRam Horiba “Jobin Yvon”, оснащенный лазером с длиной волны 532 нм ($\sim 10\text{ мВ}$) и диаметром пучка $\sim 2\text{ мкм}$.

Алмазосодержащие турмалинсодержащие породы имеют полосчатую текстуру, с толщиной отдельных кварц-мусковит-полевошпатовых слоев от нескольких мм до нескольких см. Породы характеризуются гранобластовой или пойкилобластовой микроструктурой с модалным содержанием кварца 45–55 об. %, ортоклаза 5–25 об. % и K-содержащего турмалина до ~ 20 об. %. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом, рутилом, гематитом, графитом и алмазом.

Ксеноморфные или субидиоморфные зерна турмалина имеют темно-коричневые ядра и свет-

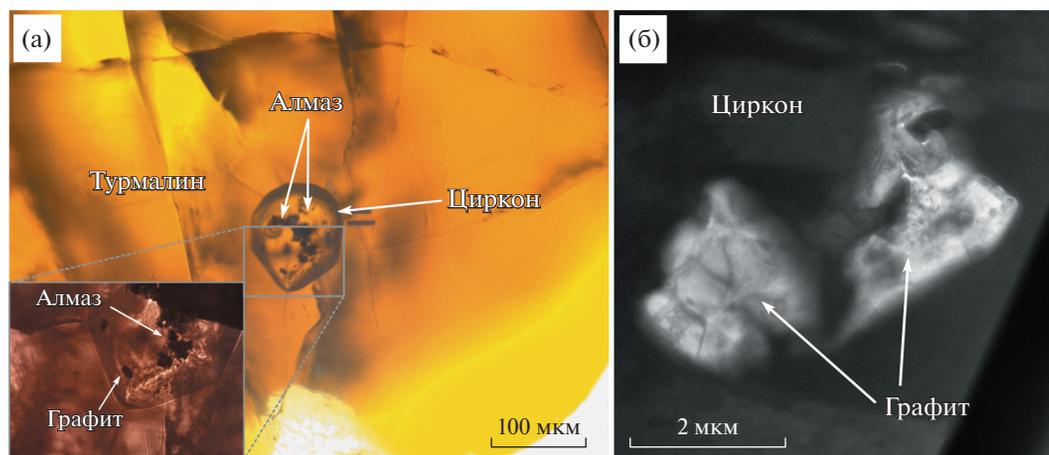


Рис. 2. (а) – Зерно К-содержащего турмалина с включением циркона из алмазоносного турмалин-полевошпат-кварцевого гнейса (Кумды-Коль, Кокчетавский массив, Северный Казахстан); (б) – Светлопольное изображение включений графита, полученное с помощью просвечивающего электронного микроскопа.

ло-коричневые каймы. Турмалин является калиевой разновидностью дравита и имеет неоднородное (пятнистое) распределение K_2O , с максимальным содержанием ~ 1.8 мас. % [6, 7]. Включения графита и алмаза диагностированы во всех ростовых зонах кристалла турмалина, и их положение не коррелирует с содержанием K_2O в минерале-хозяине. Идиоморфные зерна графита (< 20 мкм), как правило, ассоциируют с кристаллами алмаза (< 15 мкм), нередко образуя сростания.

Циркон наряду с алмазом является минералом, устойчивым к процессам диафореза, протекающим на фоне эксгумации глубинных пород. Включения алмаз- и графитсодержащих кристаллов циркона были идентифицированы в различных ростовых зонах изученного турмалина. Исследованное включение циркона (50×50 мкм) находится в высококалийной зоне кристалла турмалина (рис. 2а). В этом зерне циркона, наряду с графитом, диагностированы включения кристаллов алмаза. КР-спектры включения в цирконе графита свидетельствуют о его высокой степени разупорядоченности, что подтверждается сильной полосой D_1 в области ~ 1350 cm^{-1} и слабой полосой в районе 1620 cm^{-1} (рис. 1). КР-спектры также имеют мощную полосу G на 1580 cm^{-1} и менее интенсивную полосу S_1 в области на ~ 2708 cm^{-1} .

Наши ТЕМ-исследования позволили установить, что включение графита является сростком девяти отдельных зерен высокоупорядоченного графита (рис. 3). Ориентировка зерен графита в поликристаллическом агрегате незаконномерная. Размер зерен варьирует от 0.2 до 0.6 мкм (рис. 2б). Картины электронной дифракции на отдельных участках, полученные с помощью просвечивающей электронной микроскопии высокого разре-

шения (HRTEM), указывают на одновременное образование кристаллов графита в пределах поликристаллического агрегата. Согласно данным электронной дифракции, реликтов алмаза не обнаружено. Поэлементное картирование поликристаллического агрегата графита в FIB-пластинке не выявило и каких-либо других минеральных включений.

Образование графита в метаморфических породах, как правило, связывают с трансформацией органического вещества при увеличении PT -параметров метаморфизма (см., например, [3]). Графит, образующийся при различных температурах, имеет разную степень упорядоченности, что позволяет реконструировать условия его образования. Находки высокоупорядоченного графита крайне редки, в то время как слабоупорядоченный графит встречается гораздо чаще в различных геологических обстановках [8, 9]. Степень упорядоченности графита может быть использована для расчета температуры образования метаморфических пород от низких ($\sim 330^\circ C$) до высоких ($\sim 650^\circ C$) ступеней метаморфизма [3]. Интенсивная полоса D_1 в КР-спектре является свидетельством разупорядоченности графита, и при этом увеличение ее интенсивности относительно полосы G напрямую коррелирует со степенью разупорядоченности [4, 10]. В спектрах графита из пород высоких ступеней метаморфизма полоса D_1 практически отсутствует, тогда как в образцах из пород низких ступеней метаморфизма эта полоса значительно интенсивнее полосы G [4].

Полосы в КР-спектрах, характерные для разупорядоченного графита, могут быть обусловлены: (i) механической деформацией кристалла графита в процессе полировки [11], (ii) образованием кристаллов графита в ходе прогрессивного этапа метаморфизма [4], или же (iii) формирова-

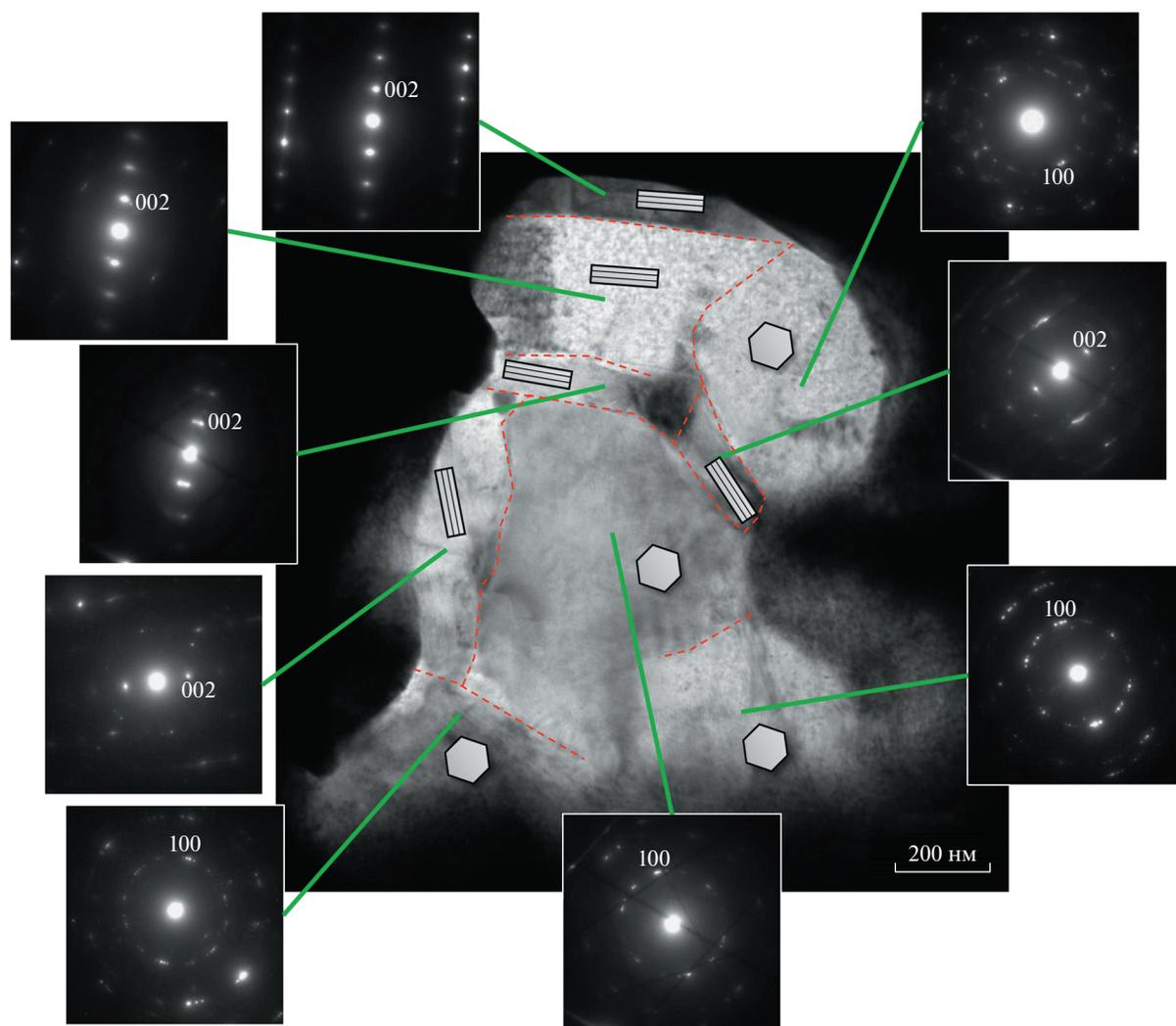


Рис. 3. Светлопольное изображение поликристаллического агрегата графита, демонстрирующее различную ориентировку отдельных зерен графита (Кумды-Коль, Кокчетавский массив, Северный Казахстан). Дифракционные картины отдельных чешуек графита показывают высокую степень упорядоченности в них.

нием графита за счет частичной или полной графитизации кристаллов алмаза [12]. Последняя гипотеза базируется на нетипичной морфологии агрегатов графита, имеющих форму кубоидов, а также на КР-спектрах с полосами, характерными для низкоупорядоченного графита в области 1350 см^{-1} . Согласно нашим экспериментальным исследованиям, параморфозы графита по алмазу имеют иное строение [13] и действительно сопровождаются присутствием низкоупорядоченных/аморфных фаз углерода [14]. Однако следует отметить, что КР-спектры позволяют получить информацию о степени упорядоченности графита лишь в очень тонком приповерхностном слое [15].

Наши данные демонстрируют, что КР-спектры включения графита в Кокчетавском цирконе соответствуют КР-спектрам разупорядоченного графита (полосы D_1 и D_2). Последующее ТЕМ-

изучение показало, что отдельные зерна графита в поликристаллическом агрегате имеют высокоупорядоченную структуру, а различная ориентировка этих индивидов друг относительно друга, в свою очередь, приводит к появлению в КР-спектрах полос, характерных для разупорядоченного графита. Диаметр пучка лазера КР-спектрометра ($\sim 2\text{ мкм}$) сопоставим с размером поликристаллического агрегата, но значительно превышает размер отдельных зерен в нем ($0.2\text{--}0.6\text{ мкм}$). При взаимодействии света с поликристаллическим агрегатом рассеяние происходит не от отдельного высокоупорядоченного зерна графита с одинаковым межслоевым расстоянием, а от поликристаллического агрегата в целом, в котором зерна расположены незакономерно. Согласно данным SAED и HRTEM, поликристаллический агрегат не содержит признаков графитизации алмаза, а

ориентировка индивидов графита в агрегате является незакономерной. Вместе с тем при графитизации алмаза наблюдаются закономерная ориентировка граней пинакоида графита {0001} параллельно граням октаэдра {111} кристалла алмаза и сохранение морфологии кристалла последнего [13]. Согласно недавним экспериментальным исследованиям [14], графитизация кристаллов алмаза в присутствии водного флюида при давлениях >1 ГПа и 1300°C протекает через три промежуточные стадии. Ни одного из продуктов этих стадий (“глобулярный углерод”, линейные углеродные цепочки или неупорядоченный графит) не было установлено в нашем образце.

Изучение включений кристаллов алмаза в цирконе из Рудных гор (Германия) показало, что в большинстве своем они являются поликристаллическими агрегатами, с размером отдельных кристаллов от 1 до 3 мкм. Зигзагообразная граница между отдельными кристаллами алмаза и наличие многочисленных дефектов указывают на экстремально высокую скорость кристаллизации поликристаллических агрегатов алмаза из надкритического С–О–Н-флюида [16]. Кристаллы алмаза в метаморфических породах Кокчетавского массива в основном представлены кубоидами при небольшом количестве кристаллов октаэдрической формы. Изучение кристаллов алмаза из мраморов Кокчетавского массива показало, что они представлены двумя разновидностями, отвечающими S- и R-типам [17]. Кристаллы алмаза S-типа имеют прозрачную центральную монокристалльную часть (~10 мкм) и внешнюю поликристаллическую зону – “окантовку” с размером отдельных кристаллов до 1 мкм; алмазы R-типа полупрозрачны, имеют округлую форму при размере ~10 мкм и состоят из множества субмикронных индивидов. Образование подобных поликристаллических агрегатов связывают с быстрой кристаллизацией из высокоплотного С–О–Н-флюида [16, 17].

Согласно нашим данным, наличие поликристаллического агрегата графита с незакономерной ориентировкой отдельных индивидов свидетельствует о множестве центров нуклеации. Возможной причиной значительного пересыщения системы углеродом может являться изотермическая декомпрессия [18] и/или “осушение” системы вблизи пика метаморфизма [19]. Кристаллизация поликристаллического агрегата графита, вероятно, началась после смены окислительных условий на восстановительные при значительном уменьшении роли воды во флюиде/расплаве [19]. Смена условий с окислительных на восстановительные была показана на примере исследования флюидных включений в цирконе из пород Кокчетавского массива [20].

Таким образом, КР-спектры графита с интенсивной полосой в районе 1350 см⁻¹ не являются

однозначным свидетельством низкой степени упорядоченности его структуры и, в частности, образования этого графита в результате графитизации алмаза. Кристаллизация поликристаллического агрегата графита в нашем случае, вероятнее всего, происходила из высокоплотного С–О–Н-флюида.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (КР-спектроскопия, полевые работы и отбор материалов) и при финансовой поддержке РФФИ 18-17-00186 (FIB-ТЕМ исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Москва: Недра, 1974. 328 с.
2. Korsakov A.V., Perraki M., Zedgenizov D.A., Bindi L., Vandenabeele P., Suzuki A., Kagi H. Diamond–graphite Relationships in Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 763–783.
3. Buseck P.R., Beyssac O. From Organic Matter to Graphite: Graphitization // *Elements*. 2014. V. 10. № 6. P. 421–426.
4. Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. Raman Spectra of Carbonaceous Material in Metasediments: A New Geothermometer // *Journal of Metamorphic Geology*. 2002. V. 20. № 9. P. 859–871.
5. Shimizu R., Ogasawara Y. Diversity of Potassium-bearing Tourmalines in Diamondiferous Kokchetav UHP Metamorphic Rocks: A Geochemical Recorder from Peak to Retrograde Metamorphic Stages // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. P. 39–55.
6. Михайленко Д.С., Щенетова О.В., Мусяченко К.А., Корсаков А.В., Охфуджи Х., Пеков И.В. Новые данные о взаимоотношениях графита и алмаза в гнейсах Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *ДАН*. 2018. Т. 480. № 6. С. 713–716.
7. Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. New Insights on Raman Spectrum of K-bearing Tourmaline // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1415–1424.
8. Shchepetova O.V., Korsakov A., Mikhailenko D., Zelenovskiy P., Shur V., Ohfuji H. Forbidden Mineral Assemblage Coesite-disordered Graphite in Diamond-bearing Kyanite Gneisses (Kokchetav Massif) // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2017. V. 48. P. 1606–1612.
9. Rezyukhina O.V., Korsakov A.V., Rezyukhin D.I., Zamyatin D.A., Zelenovskiy P.S., Greshnyakov E.D., Shur V.Y. A Combined Raman spectroscopy, Cathodoluminescence, and Electron Backscatter Diffraction Study of Kyanite Porphyroblasts from Diamondiferous and Diamond-free Metamorphic Rocks (Kokchetav Massif) // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1425–1437.
10. Mikhailenko D.S., Korsakov A.V., Zelenovskiy P.S., Golovin A.V. Graphite-Diamond Relations in Mantle

- Rocks: Evidence from an Eclogitic Xenolith from the Udachnaya Kimberlite (Siberian Craton) // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 2155–2167.
11. *Beyssac O., Brunet F., Pettit J.-P., Goffé B., Rouzaud J.-N.* Experimental Study of the Microtextural and Structural Transformations of Carbonaceous Materials under Pressure and Temperature // *European Journal of Mineralogy*. 2003. V. 15. P. 937–951.
 12. *Leech M., Ernst W.G.* Graphite Pseudomorphs after Diamond? A Carbon Isotope and Spectroscopic Study of Graphite Cuboids from the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. № 12. P. 2143–2154.
 13. *Korsakov A.V., Zhimulev E.I., Mikhailenko D.S., Demin S.P., Kozmenko O.A.* Graphite Pseudomorphs after Diamonds: An Experimental Study of Graphite Morphology and the Role of H₂O in the Graphitisation Process // *Lithos*. 2015. T. 236. C. 16–26.
 14. *O'Bannon E., Xia G., Shi F., Wirth R., King R.A., Dobrzhinetskaya L.* The Transformation of Diamond to Graphite: Experiments Reveal the Presence of an Intermediate Linear Carbon Phase // *Diamond and Related Materials*. 2020. 107876.
 15. *Korsakov A.V., Rezvukhina O.V., Jaszczak J.A., Rezvukhin D.I., Mikhailenko D.S.* Natural Graphite Cuboids // *Minerals*. 2019. № 9(2). P. 110.
 16. *Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Green H.W., Schreiber A., O'Bannon E.* First Find of Polycrystalline Diamond in Ultrahigh-pressure Metamorphic Terrane of Erzgebirge, Germany // *Journal of Metamorphic Geology*. 2013. V. 31. № 1. P. 5–18.
 17. *Ishida H., Ogasawara Y., Ohsumi K., Saito A.* Two Stage Growth of Microdiamond in UHP Dolomite Marble from Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Journal of Metamorphic Geology*. 2003. V. 21. № 6. P. 515–522.
 18. *Huizenga J.M.* Thermodynamic Modelling of a Cooling C–O–H Fluid–graphite System: Implications for Hydrothermal Graphite Precipitation // *Mineralium Deposita*. 2011. V. 46. № 1. P. 23–33.
 19. *Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V.* Aqueous Fluids and Hydrous Melts in High-pressure and Ultra-high Pressure Rocks: Implications for Element Transfer in Subduction Zones // *Lithos*. 2006. V. 92. № 3–4. P. 399–417.
 20. *Mikhno A.O., Musiyachenko K.A., Shchepetova O.V., Korsakov A.V., Rashchenko S.V.* CO₂-bearing Fluid Inclusions Associated with Diamonds in Zircon from the UHP Kokchetav Gneisses // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2017 V. 48. № 11. P. 1566–1573.

ON THE PROBLEM OF FORMATION OF POLYCRYSTALLINE GRAPHITE AGGREGATES IN HIGH-PRESSURE METAMORPHIC ROCKS FROM THE KOKCHETAV MASSIF, NORTHERN KAZAKHSTAN

**D. S. Mikhailenko^{a,b,#}, A. V. Korsakov^{a,b}, Hiroaki Ohfuji^c,
O. V. Rezvukhina^a, and Corresponding Member of the RAS I. V. Pekov^d**

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

^b *State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, China*

^c *Geodynamics Research Center, Ehime University, Matsuyama, Ehime, Japan*

^d *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

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

An inclusion of graphite in zircon from the diamond- and tourmaline-bearing rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) has been studied in details. The inclusion, associated with the diamond crystals, has been identified within the marginal part of the zircon grain. An obtained Raman spectrum of the graphite inclusion is characterized by the presence of an intense band at 1350 cm⁻¹, which is indicative for the high degree of disorder of its structure. An investigation of this inclusion with using of the transmission electron microscopy (TEM) allowed identifying two randomly oriented high-ordered submicron grains of graphite without relics of diamond. Thus, the presence of the intense band at 1350 cm⁻¹ in the Raman spectra of graphite is not a necessary evidence of its low degree of crystallinity and particularly its formation as a result of graphitization of diamond. The derivation of the polycrystalline aggregates, consisting of the high-ordered submicron grains of graphite, might have been related to the fast crystallization from the high-density C–O–H fluid.

Keywords: diamond, inclusion, graphite, K-bearing tourmaline, transmission electron microscopy, zircon

УДК 553.08(234.83)

НОВЫЕ НАХОДКИ АЛМАЗА И МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ АЛМАЗОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ИХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

© 2021 г. А. М. Пыстин^{1,*}, Ю. В. Глухов¹, А. А. Бушенев²

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 14.09.2020 г.

Поступило 17.09.2020 г.

После доработки 07.10.2020 г.

Принято к публикации 16.10.2020 г.

В слабо изученной юго-восточной части Четласского поднятия установлены кольцевые структуры, характерные для магматических тел трубчатого типа — трубок взрыва. Основная часть кольцевых структур расположена в областях распространения верхнедевонских отложений, что определяет нижний возрастной рубеж образования формирующих их объектов, как позднедевонский, т.е. аналогичный возрасту кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции. С целью оценки перспектив одной из наиболее многочисленных групп кольцевых структур выполнено шлиховое опробование современных русловых отложений. При изучении шлихов обнаружен минеральный спутник алмаза — хромсодержащий пироп и найдено первое зерно алмаза. Около 20% пиропов обладают высокой сохранностью реликтовых эндогенных поверхностей. Алмаз имеет вид уплощенного сростка с различимыми гранями октаэдра, осложненного поверхностями совместного роста с другими минеральными зернами. Находка алмаза и установленные признаки формирования ореолов минералов-спутников алмазов в русловых отложениях изученного района открывают перспективы обнаружения здесь близко расположенных их коренных источников.

Ключевые слова: Средний Тиман, Четласское поднятие, верхний девон, кольцевая структура, современные русловые отложения, пироп, алмаз

DOI: 10.31857/S2686739721010187

На Тимане одним из наиболее перспективных на обнаружение алмазоносных коренных источников считается район Четласского поднятия. Это связано с находками минералов-спутников алмаза и самих зерен алмазов в современном аллювии р. Косью и установлении прямых признаков кимберлит-лампроитового магматизма (работы 60–70-х годов прошлого столетия, связанные с именами Ю.П. Ивенсена, Б.А. Малькова, М.И. Осадчука, Ю.Д. Смирнова, В.Г. Черного и многих других геологов [1]). К сожалению, последние годы не привели к открытию алмазоносных кимберлитов и с 2002 г. на Четласском под-

нятии и в целом на Тимане поисковые работы на алмазы были полностью прекращены.

В 2017 г. на основании анализа имеющейся геолого-геофизической информации и результатов дешифрирования космических снимков с использованием методики, разработанной во ВСЕГЕИ [2], в слабо изученной юго-западной части Четласского поднятия были установлены кольцевые структуры [3]. Они имеют зональное концентрическое строение, обладают симметрией центральной типа, выраженной наличием в их центральной части фигуры, близкой к кругу, диаметром до 1000 м, а также другими дешифровочными признаками, определенными для выделения тел трубчатого типа — трубок взрыва, согласно вышеуказанной методики ВСЕГЕИ.

В дочетвертичном геологическом разрезе этого района принимают участие верхнепротерозойские и верхнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, в терригенной части которых встречаются прослои туфов, туффитов и основных вулканитов. Магматические образования на рассматриваемой территории объединяются в следующие комплексы: позднерифейский мета-

¹Институт геологии Федерального исследовательского центра Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук, Сыктывкар, Россия

²Республиканский центр обеспечения функционирования особо охраняемых природных территорий и природопользования Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, Сыктывкар, Россия

*E-mail: pystin.48@mail.ru

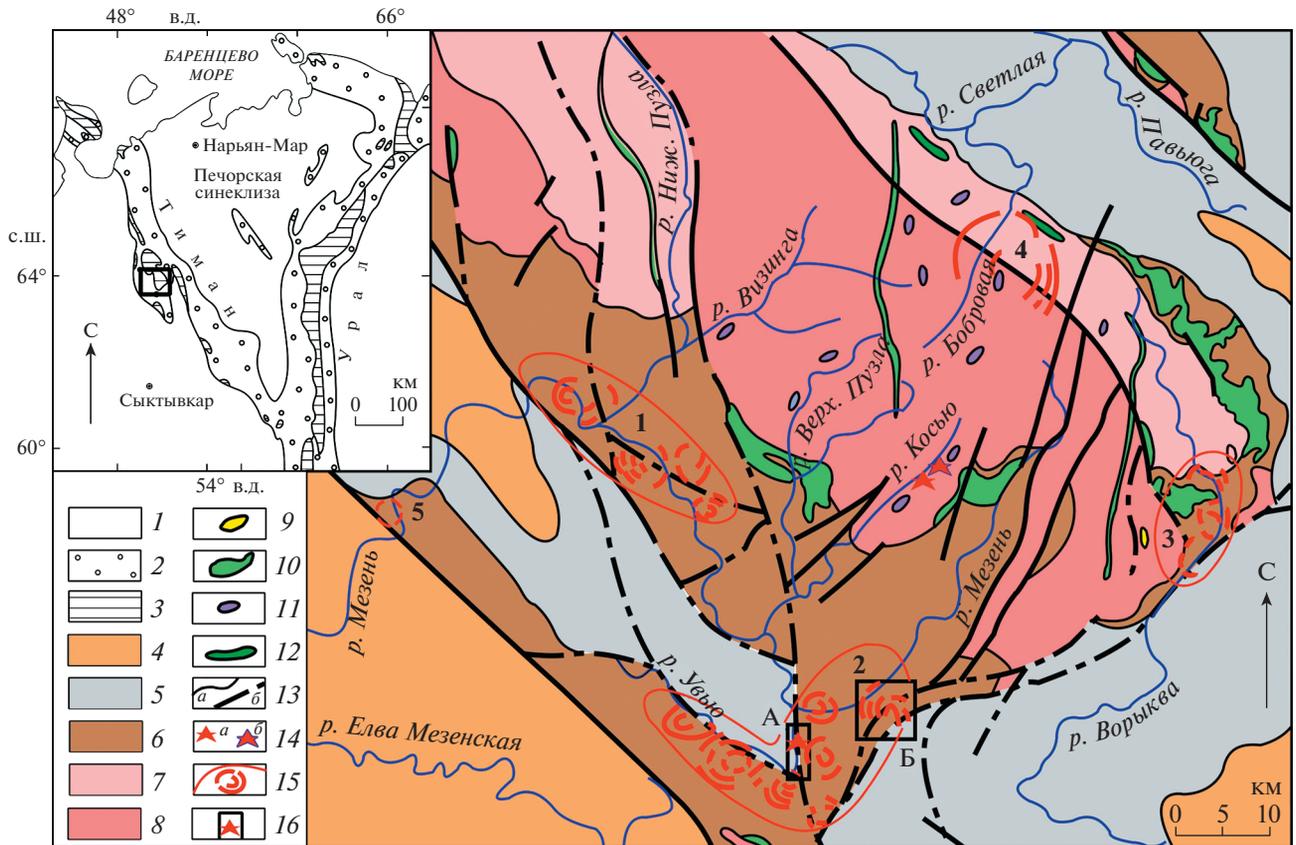


Рис. 1. Схема расположения кольцевых структур в юго-восточной части Четлаского поднятия (Средний Тиман). Составлена по материалам геологических съемок с учетом данных дешифрирования космоснимков. 1–3 – условные обозначения к врезке: 1 – мезо-кайнозойский платформенный чехол; 2 – палеозойские комплексы; 3 – докембрийские комплексы. Квадратом выделена юго-восточная часть Четлаского поднятия. 4–16 – условные обозначения к схеме: 4 – пермские отложения, нерасчлененные (известняки, доломитизированные известняки и доломиты); 5 – каменноугольные отложения, нерасчлененные (известняки, доломитизированные известняки и доломиты); 6 – верхнедевонские отложения, нерасчлененные (песчаники, алевро-глинистые сланцы, туфы); 7–8 – отложения верхнего рифея: 7 – быстринская серия (доломиты, доломитовые известняки, в нижней части разреза – маломощные (до 3 м) согласные тела метатUFFов и метатUFFитов основного состава); 8 – четлаская серия (хлорит-серицит-кварцевые сланцы, алевросланцы, алевролиты, кварцитопесчаники и кварциты); 9–12 – магматические комплексы: 9 – раннепермский высококалийных трахитов; 10 – позднедевонский долерито-базальтовый; 11 – позднерифейско-вендский щелочно-ультрабазитовый; 12 – позднерифейский метадолеритовый; 13 – геологические границы: а – границы стратиграфических подразделений и интрузивных тел, б – разрывные нарушения; 14 – известные находки алмазов: а – в современных аллювиальных отложениях, б – в щелочных ультраосновных породах; 15 – кольцевые структуры (показаны вне масштаба); 16 – участки опробовательских работ (звездочкой показано местоположение пробы с зерном алмаза). Цифрами обозначены группы кольцевых структур (1 – Мезенская, 2 – Увююская, 3 – Ворыквинская) и одиночные кольцевые структуры (4 – Бобровская, 5 – Кипрейская).

долеритовый, позднерифейско-вендский щелочно-ультрабазитовый, позднедевонский долерито-базальтовый и раннепермский высококалийных трахитов (рис. 1).

Выделенные нами кольцевые структуры (рис. 1) по условиям локализации объединяются в три группы: Мезенскую, Увююскую и Ворыквинскую. Кроме того, установлены одиночные кольцевые структуры: Бобровская и Кипрейская. Учитывая различную геологическую позицию кольцевых структур, можно предположить, что их образование связано с разновозрастными геологическими объектами. При этом кольцевые структуры юго-

западной окраины Четлаского поднятия (Мезенская, Увююская и Кипрейская) полностью находятся в области распространения верхнедевонских отложений, что определяет нижний возрастной рубеж образования предполагаемых трубчатых тел, сформировавших эти структуры как позднедевонский. С целью оценки перспектив одной из групп кольцевых структур – Увююской – было выполнено шлиховое опробование современных русловых отложений. Всего было отобрано 16 проб объемом от 8 до 15 л каждая, в том числе 14 проб из русловых отложений р. Увюю и ее притоков (рис. 1, участок А) и 2 пробы из русловых отложе-

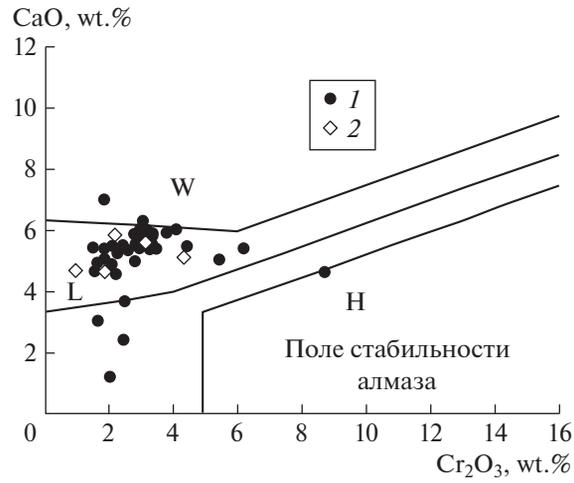


Рис. 2. Составы хромосодержащих пиропов: 1 – р. Увью и ее притоки, 2 – безымянный ручей в местечке “Избы Озерки”. Поля пироповых гранатов различных парагенезисов на диаграмме Н.В. Соболева [5]: W – верлиты; L – лерцолиты; H – дуниты и гарцбургиты.

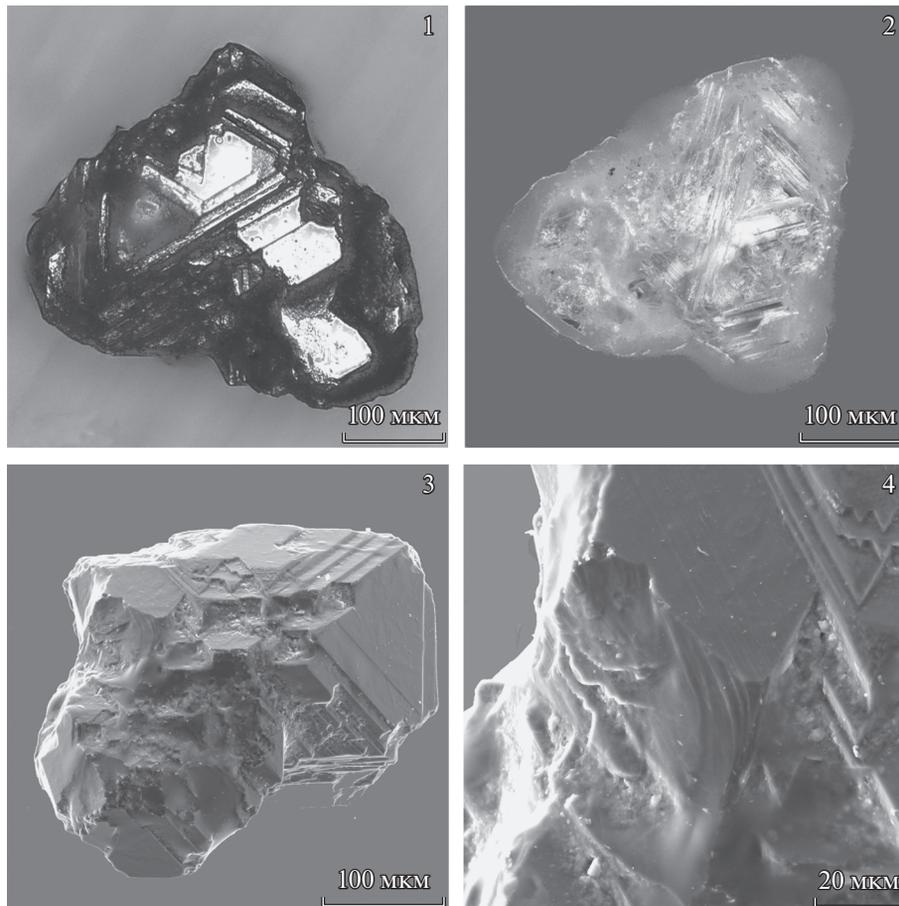


Рис. 3. Изображения морфологии алмаза. 1–2 – в оптическом микроскопе NikonEclipse LV100ND (1 – в отраженных лучах, 2 – режим просвечивания); 3–4 – в электронном микроскопе Tescan VEGA 3 LMN (вторичные электроны): 3 – общий вид, 4 – детализация.

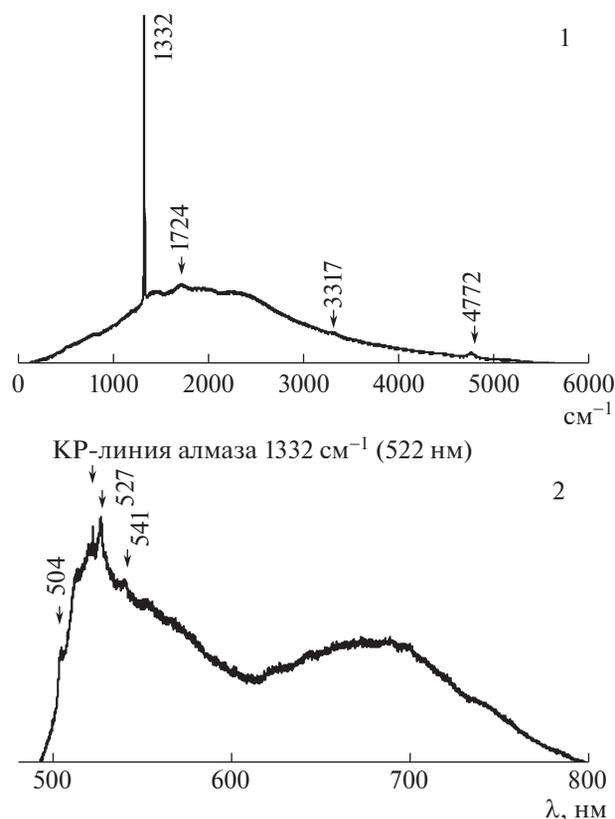


Рис. 4. Спектры алмаза (300 К): 1 – спектр КР ($\lambda_{\text{возб}} - 633 \text{ нм}$), 2 – суперпозиция спектров КР и лазерной люминесценции ($\lambda_{\text{возб}} - 488 \text{ нм}$).

ний безымянного ручья в районе местечка “Избы Озерки” (рис. 1, участок Б). В тяжелой фракции установлены гранаты разного состава, ставролит, амфиболы, кианит, моноклинные и ромбические пироксены, эпидот, ильменит, рутил, циркон, хромшпинели, благородная шпинель, корунд, апатит, бадделеит, лопарит, вюстит, перовскит, титанит, пирит, халькопирит, самородное золото.

Во всех пробах среди гранатов были выявлены разновидности пиропового состава. В одной из них, отобранной в пристрежневой части р. Увью и наиболее богатой пиропами (22 зерна), обнаружено зерно алмаза.

Лабораторные исследования минералов проводились на базе ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

В данной статье дана характеристика пироба как основного минерала-спутника алмазов и найденного зерна алмаза.

Пиропы характеризуются лиловым цветом с широкой гаммой оттенков. Механический износ первичной поверхности, как показатель удаленности от коренного источника, у данных пиропов разный. Отмечаются остросереберные индивиды с криволинейными поверхностями и зерна округ-

лой, овализированной формы, имеющие зеркальный блеск поверхности. Предполагается, что овализация граната с образованием разных по форме зерен (от шарообразных до уплощенных овальных) может происходить при оплавлении в результате взаимодействия минералов с кимберлитовым расплавом [4]. Среди пиропов встречаются зерна со специфичной механически неизношенной скульптурой поверхности (черепитчатой, бугорчато-пузырчатой и т.п.). Есть также индивиды с выраженным экзогенным механическим износом ребер и поверхности.

Пересчет данных микронзондового анализа показывает, что в пиробах содержание пиропового минерала составляет 63–84 мас. %. Подавляющая часть изученных пиропов относится к лерцолитовому парагенезису (рис. 2). Составы двух гранатов находятся в поле верлитового парагенезиса. Несколько зерен локализовались в дунит-гарцбургитовом поле. Один состав граната оказался в поле стабильности алмаза. В пиробах установлены минеральные микровключения хромшпинелей и пироксена (энстатита).

Алмаз (размер зерна $0.4 \times 0.3 \times 0.1 \text{ мм}$) был выявлен при осмотре тяжелой немагнитной фрак-

ции концентратов шлиховых проб под бинокулярным микроскопом МБС-9 с ультрафиолетовой подсветкой. Он имеет вид уплощенного сростка с различимыми гранями октаэдра, осложненного поверхностями совместного роста с другими минеральными зернами, которые к настоящему времени не сохранились (рис. 3). На сторонах алмаза видны треугольные октаэдрические грани, обрамленные ростовыми ступенями и комбинирующие с гранями других простых форм. На одной из сторон хорошо заметен блочный характер алмаза (рис. 3, 1). Нарастающие друг на друга слои грани октаэдра в ряде случаев имеют правильные пилообразные границы (рис. 3, 2–3). Поверхности граней гладкие. В одном месте наблюдается механическая выбоина с характерной раковистой поверхностью усталостного излома (рис. 3, 4).

Структурная принадлежность минерального зерна к алмазу была подтверждена при помощи спектроскопии комбинационного рассеяния (КР). На спектре КР алмаза ($\lambda_{\text{возб}} = 633 \text{ нм}$) хорошо виден интенсивный диагностический пик 1332 см^{-1} основного КР-активного колебания, а также слабые пики $1724, 3317, 4772 \text{ см}^{-1}$ (рис 4, 1).

Выявленные у изучаемого минерального зерна структурные характеристики, полученные при помощи рентгенофотометрического монокристаллического метода Дебая–Шеррера, демонстрируют характерные для алмаза рефлексы отражающих плоскостей (hkl) с соответствующими межплоскостными расстояниями D_{hkl} (Å): 2.059 (111), 1.266 (220), 1.076 (311). На дебаеграмме видны штрихи, указывающие на наличие блочности (текстурированности) у алмаза.

Спектры алмаза ($\lambda_{\text{возб}} = 488 \text{ нм}$, 300 К) представляют собой суперпозицию спектров КР и лазерной люминесценции (ЛЛ). К спектру КР относится узкий пик 522 нм (1322 см^{-1}), связанный с основным колебанием алмаза (рис. 4, 2). В наложении на него спектре ЛЛ фиксируется НЗ-система со слабой бесфоновой линией 504 нм и модами фоновых повторений, принадлежащие азотному НЗ-дефекту структуры минерала.

Результаты дешифрирования космических снимков, полевых работ и лабораторных исследований приводят к следующим выводам.

1. Основная часть кольцевых структур, которые могут быть связаны с магматическими телами трубчатого типа, расположена в областях распространения верхнедевонских отложений, что определяет нижний возрастной рубеж образования формирующих их объектов как позднедевонский, т.е. аналогичный возрасту кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции.

2. В шлиховых пробах установлен минерал-спутник алмаза – хромсодержащий пироп. Около

20% зерен этого минерала (в том числе, в пробе из аллювия р. Увью с максимальным количеством пиропов и кристаллом алмаза) обладают высокой сохранностью реликтовых эндогенных поверхностей, что свидетельствует о близости их коренных источников сноса.

3. Находка алмаза и установленные признаки формирования ореолов минералов-спутников алмазов в русловых отложениях р. Увью и других водотоков, проявленные повышенными содержаниями зерен пироба в пробах, открывают перспективы обнаружения источников алмазов (возможно, кимберлитовых тел) в районе развития Увьюской группы кольцевых структур.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность работникам Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН: Т.Н. Бушневой за участие в полевых работах и обработке проб, С.И. Исаенко, Б.А. Макееву, Е.М. Тропникову и А.С. Шуйскому за помощь в проведении аналитических исследований, В.И. Ракину за консультации по вопросам кристалломорфологии граната и алмаза.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проводились в рамках тем ГР № АААА-А17-117121270035-0 и № АААА-А17-117121270036-7 Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Плякин А.М., Шербаков Э.С.* История изучения алмазоносности Среднего Тимана / Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 114–117.
2. *Антонова И.Б.* Методика поисков трубок взрыва в условиях развитого осадочного чехла северо-запада СССР на материалах дистанционных съемок / Принципы и методика дистанционных исследований при прогнозировании твердых полезных ископаемых. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 144 с.
3. *Бушнев А.А., Пыстин А.М.* К перспективам выявления коренных источников алмазов на Четласко-Обдырском поднятии (Средний Тиман) / Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Сыктывкар: Гепринт, 2017. С. 33–35.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал “Гео” Издательства СО РАН, Издательский дом “Манускрипт”, 2001. 276с.
5. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.

NEW FINDS OF DIAMOND AND MINERALS-SATELLITES OF DIAMONDS IN THE MIDDLE TIMAN AND PROSPECTS OF SEARCHING FOR THEIR PRIMARY SOURCES

A. M. Pystin^{a,#}, Yu. V. Glukhov^a, and A. A. Bushenev^b

^a *N.P. Yushkin Institute of Geology, Federal Research Centre. Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russian Federation*

^b *Republican Center for Ensuring the Functioning of Specially Protected Natural Territories and Nature of the Ministry of Natural Resources and Environment of the Komi Republic, Syktyvkar, Russian Federation*

[#] *E-mail: pystin.48@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS A.M. Askhabov September 14, 2020

In the poorly studied South-Eastern part of the Chetlas uplift, ring structures typical for magmatic pipe-like bodies (diatremes) have been established. The main part of the ring structures is located in the distribution areas of the upper Devonian sediments, which determines the lower age limit of their forming objects as the Late Devonian, i.e. similar to the age of the kimberlites of the Arkhangelsk diamond-bearing province. In order to verify one of the most numerous groups of ring structures, a heavy mineral concentrate sampling of modern riverbed sediments was performed. As a result of studying concentrates, kimberlite indicator mineral such as chromium-containing pyrope was identified, and the first diamond grain was found. About 20% of pyropes had high preservation of relict endogenous surfaces. The diamond looks like a flattened aggregaton with distinct octahedron faces, complicated by surfaces of joint growth with other mineral grains. The finding of diamond and the established signs of the formation of aureoles of kimberlite indicator minerals in the channel sediments of the studied area open perspectives for the discovery of their closely located primary sources here.

Keywords: Middle Timan, Chetlas uplift, Upper Devonian, ring structure, modern riverbed sediments, pyrope, diamond

УДК 551(1/9); 550.4.08

РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (850 МЛН ЛЕТ) БИМОДАЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ В ТАЛАССКОМ АЛАТАУ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ: ОТРАЖЕНИЕ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАСПАДА РОДИНИИ

© 2021 г. А. К. Худoley^{1,*}, Д. В. Алексеев², А. В. Рязанцев², Е. О. Петров³

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 21.09.2020 г.

Поступило 21.09.2020 г.

После доработки 30.11.2020 г.

Принято к публикации 03.12.2020 г.

По результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования установлен раннепротерозойский (851 ± 4 млн лет) возраст бимодальной риолит-базальтовой серии, обнажающейся на южном склоне хр. Таласский Алатау, северо-западный Кыргызстан. Повышенные концентрации титана, железа и фосфора в базальтах, а также характер распределения редких элементов, близкий к OIB, указывают на внутриплитную обстановку вулканизма. Установленное событие отвечает начальным стадиям распада Родинии и свидетельствует, что рифтогенез в краевых частях Родинии в пределах Тянь-Шаня начался, по-видимому, на 10–20 млн лет ранее, чем во внутренних областях суперконтинента.

Ключевые слова: цирконы, U–Th–Pb-возраст, вулканы, рифтогенез, неопротерозой, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S268673972103004X

Ишим-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент (ИСТ) [1], известный также как Улутау-Сарыджазский или Сырдарьинский микроконтинент [2], представляет крупнейший докембрийский массив в западных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса, протягивающийся на 1500 км из северного Казахстана в восточный Кыргызстан. Сходство докембрийских и нижнепалеозойских комплексов и близкие распределения возрастов обломочных цирконов предполагают, что ИСТ изначально представлял единое целое с Таримским кратоном и отделился от него в процессе рифтогенеза в позднем неопротерозое [2, 3].

Осадочные породы верхнего протерозоя в ИСТ, наиболее широко обнажающиеся в хребтах Каратау и Талас на юге Казахстана и северо-западе Кыргызстана, несут важнейшую информацию о древней истории региона, но их возраст

остается дискуссионным. Одним из таких объектов являются флишвидные толщи Таласского хребта (рис. 1), относящиеся в различных схемах как к верхнему протерозою [4–6], так и к нижнему палеозою [7]. Здесь они выделяются в двух тектонических подзонах, имеющих складчато-надвиговое строение – Узунахматской, расположенной в юго-западной части хребта, и Таласской, занимающей центральную и северную части хребта [8]. В обеих подзонах толщи имеют сходный литологический состав и одинаковые значения возраста обломочных цирконов, свидетельствующие о едином источнике сноса и близком, вероятно, раннепротерозойском, возрасте пород [6]. В Узунахматской подзоне породы метаморфизованы в филлитовой и зеленосланцевой фациях, в Таласской – метаморфизм незначителен (рис. 1).

Основными стратиграфическими единицами в Узунахматской подзоне являются, снизу вверх по разрезу, бакайская, карабурунская и узунхматская свиты, представленные, соответственно, известняковыми мраморами, терригенными турбидитами с прослоями известняков и грубыми песчанистыми турбидитами, общей мощностью более 2.5 км. Стратиграфически ниже карбонатных пород бакайской свиты лежат вулканы основного и кислого состава, выделяющиеся как чиимташская свита [10]. Вулканы обнажаются на единственном участке (1.5×10 км) в районе р. Чиимташ на южном склоне Таласского хребта

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: a.khudoley@spbu.ru

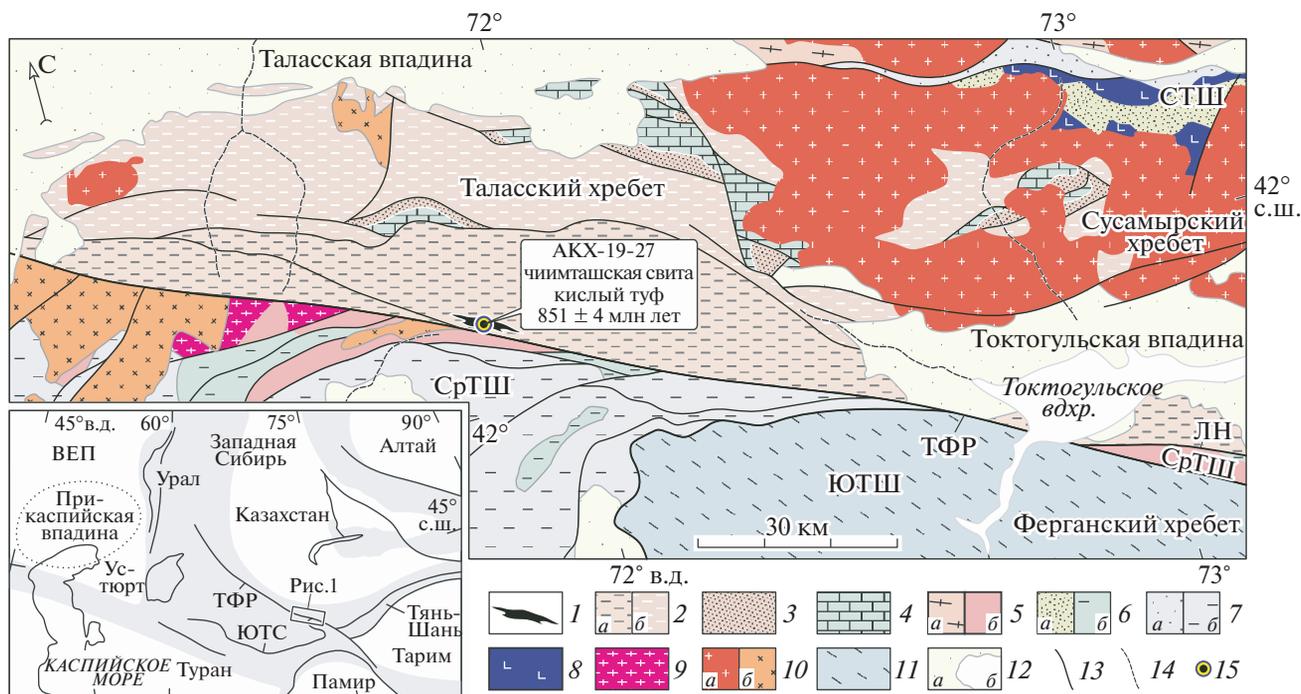


Рис. 1. Геологическая карта Таласского Алатау по [9] с изменениями. 1 – выходы чиймташской свиты; 2–4 – Каратау-Таласская зона: 2 – неопротерозойские флишеидные толщи: Узунахматская подзона (а) и Таласская подзона (б); 3 – неопротерозойские песчаники и карбонатные породы, малокаройская серия; 4 – карбонатные породы кембрия и ордовика, бешташская свита; 5 – докембрийские толщи нерасчлененные Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 6 – нижнепалеозойские толщи Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 7 – девонские и каменноугольные отложения Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 8 – кембрийские кремнисто-базальтовые толщи и офиолиты Киргизско-Терской зоны; 9 – неопротерозойские граниты; 10 – граниты верхнего ордовика (а) и девона и перми (б); 11 – Южный Тянь-Шань; 12 – мезозой и кайнозой (а), озера (б); 13 – разломы; 14 – реки; 15 – участок опробования. На врезке – положение района работ в структуре Урало-Монгольского пояса. Сокращения: СТШ, СрТШ и ЮТШ – Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань соответственно, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, ЛН – Линия Николаева, ЮТС – Южно-Тянь-Шаньская сutura, ВЕП – Восточно-Европейская платформа.

(рис. 1). В разрезе свиты преобладают туфы и туфобрекчии основного состава, массивные и миндалекаменные базальты и долериты. В подчиненных количествах развиты чередующиеся с ними риолиты, кварц-плагиоклазовые порфиры и кислые туфы, образующие с породами основного состава единый комплекс вулканических пород. В верхней части разреза присутствуют пласты известняков, свидетельствующие о постепенном переходе к вышележащим карбонатным породам бакаирской свиты. Породы рассланцованы и слабо метаморфизованы. Основание свиты не вскрыто, и ее видимая мощность составляет около 450–500 м. Возраст цирконов из дайки гранофира в чиймташской свите на р. Чиймташ, определенный Pb–Pb (ТИЭ)-методом, составлял 1110 ± 15 млн лет, и на этом основании вулканы рассматривались как возможные аналоги мезопротерозойской рифтогенной контрастной серии (экургенкольская и бельчийская свиты) Северного Тянь-Шаня [10].

Для определения возраста и тектонической принадлежности вулканических пород чиймташской свиты нами была отобрана серия образцов в разрезе по р. Чиймташ южный. Проба АКХ19-27 ($42^{\circ}07'14''$ с.ш. $71^{\circ}52'09''$ в.д.) для геохронологического исследования была взята из горизонта кислых туфов в нижней части разреза. U–Th–Pb-датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [11]. Результаты приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Изучение на электронном микроскопе CamScan MX 2500S показало, что большинство кристаллов циркона имеют субидиоморфную форму, нередко с хорошо сохранившимися гранями. В режиме катодолюминесценции в них отчетливо проявляется осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов (рис. 2). В пользу магматического происхождения свидетельствуют также высокие значения $Th/U =$

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из пробы АКХ19-27

№	²⁰⁶ Pb _c %	Содержание, г/г			Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			Disc. %
		U	Th	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
					²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U								
1.1	0.00	176	111	21.4	0.0689	2.5	1.35	2.7	0.142	0.94	0.4	866 ± 13	855 ± 8	895 ± 52	4
2.1	0.00	257	178	30.8	0.0673	1.6	1.30	1.8	0.140	0.83	0.5	844 ± 8	844 ± 7	848 ± 34	0
3.1	0.56	82	39	10	0.0700	4.2	1.37	4.4	0.142	1.25	0.3	878 ± 24	858 ± 10	929 ± 87	8
4.1	0.07	262	193	31.6	0.0690	1.6	1.34	1.8	0.141	0.82	0.5	862 ± 8	848 ± 7	898 ± 33	6
5.1	0.35	269	199	32.6	0.0666	2.2	1.29	2.3	0.141	0.82	0.4	842 ± 11	849 ± 7	825 ± 45	-3
6.1	0.00	213	148	26	0.0690	1.9	1.35	2.1	0.142	0.87	0.4	869 ± 10	857 ± 7	898 ± 40	5
7.1	0.15	148	109	17.8	0.0682	2.3	1.32	2.6	0.140	1.12	0.4	853 ± 12	846 ± 9	873 ± 48	3
8.1	0.00	202	157	24.7	0.0682	1.8	1.34	2.0	0.142	0.89	0.4	862 ± 10	858 ± 7	874 ± 38	2
9.1	0.18	280	210	34.1	0.0654	2.1	1.28	2.2	0.142	0.81	0.4	836 ± 11	855 ± 6	788 ± 44	-9
10.1	0.15	167	104	20.2	0.0647	2.3	1.26	2.5	0.141	0.96	0.4	826 ± 12	849 ± 8	764 ± 49	-11
12.1	0.05	231	160	27.8	0.0677	1.9	1.31	2.1	0.140	0.81	0.4	850 ± 10	846 ± 6	858 ± 40	1
13.1	0.00	172	130	20.8	0.0691	1.7	1.34	1.9	0.141	0.87	0.4	862 ± 9	848 ± 7	902 ± 36	6
14.1	0.36	97	50	11	0.0743	3.3	1.35	3.4	0.132	1.10	0.3	868 ± 18	799 ± 8	1050 ± 66	24
15.1	0.27	198	149	24	0.0670	2.2	1.30	2.3	0.141	0.84	0.4	846 ± 12	850 ± 7	838 ± 46	-1
16.1	0.38	157	102	19.3	0.0662	2.7	1.30	2.8	0.142	0.92	0.3	846 ± 15	859 ± 7	814 ± 56	-5

Примечание. ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки приведены на уровне 1σ. При расчете изотопных отношений и возрастов введена поправка на обыкновенный свинец. Disc – дискордантность 100*(1 – (возраст²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(возраст²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)).

= 0.47–0.87 в датированных зернах (табл. 1). Метаморфические каймы не наблюдались.

Всего было произведено датирование 15 зерен, из них по 14 зернам рассчитан средний возраст по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, равный 851 ± 4 млн лет (рис. 2). Учитывая магматическое происхождение

цирконов, мы рассматриваем его как время формирования толщи вулканитов.

Химические анализы 8 проб (2 кислых и 6 основных пород) были выполнены в лабораториях ГИН РАН (Москва), ИПТМ РАН (Черноголовка) и ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Результаты анали-

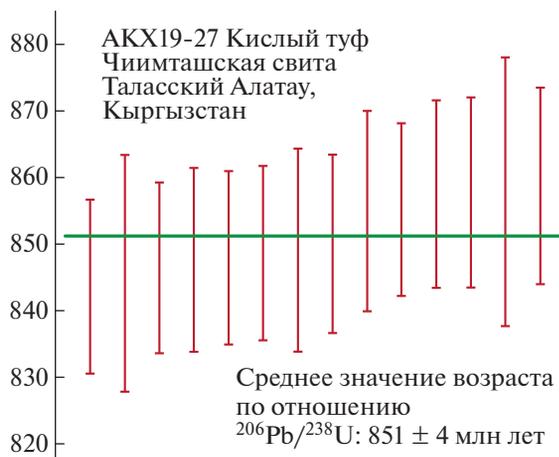
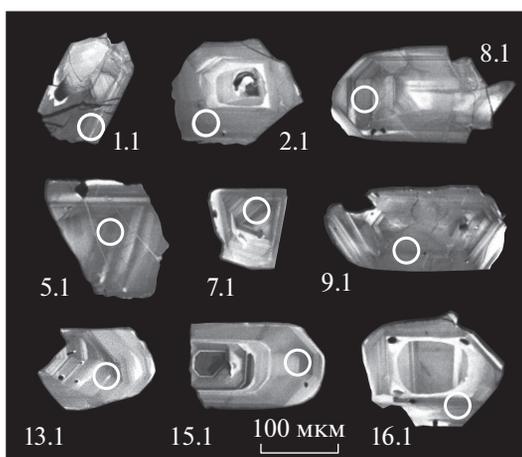


Рис. 2. Микрофотографии цирконов из кислых туфов чимташской свиты, проба АКХ19-27, выполненные в режиме катодоллюминесценции (кружками обозначены датированные участки, номера зерен отвечают номерам анализов в табл. 1) и диаграмма с расчетом среднего значения возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки индивидуальных измерений на уровне 2σ. СКВО 0.53. Аналитические данные приведены в табл. 1.

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах чимташской свиты

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.		Сумма			
A-1926	46.63	2.08	13.27	19.16	0.29	5.83	5.19	4.37	0.46	0.28	2.44		100.00			
A-1928	43.93	2.82	13.00	20.12	0.25	6.42	6.84	2.86	1.10	0.29	2.37		100.00			
A-1928-2	41.02	2.94	13.22	21.86	0.31	7.22	8.49	2.06	0.16	0.28	2.44		100.00			
A-1928-3	43.63	2.27	12.83	20.93	0.29	6.73	8.15	2.86	0.37	0.25	1.69		100.00			
A-1928-5	42.39	1.95	12.21	20.02	0.38	6.50	6.66	2.15	0.81	0.21	6.73		100.00			
A-1928-6	47.38	2.38	12.66	19.17	0.25	5.66	5.37	3.16	1.50	0.24	2.24		100.00			
AKX19-26	68.70	0.41	15.01	2.62	0.10	1.10	2.96	0.62	4.46	0.06	3.97		100.01			
AKX19-27	70.93	0.37	15.69	3.02	0.09	0.98	0.71	0.15	5.75	0.02	2.30		100.01			
Порог обн.	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.1	0.01	0.1	0.01	0.05	0.1					
Образец	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Ba	Pb	Th	U
A-1926	37	375	127	37	55	12	195	44	216	5.3	26	1.7	251	2.4	3.2	0.72
A-1928	40	490	97	37	55	24	301	45	208	5.1	25	1.5	314	5.4	2.6	0.75
A-1928-2	40	494	111	39	66	2.2	321	40	182	5.0	22	1.5	33.5	4.4	2.2	0.48
A-1928-3	35	416	158	45	77	10	232	32	154	3.9	19	1.2	68	3.6	1.8	0.48
A-1928-5	32	397	161	44	102	24	150	30	148	4.0	17	1.1	151	0.8	1.8	0.37
A-1928-6	31	386	80.1	31	48	35	61	46	231	6.0	30	1.7	391	1.7	4.2	0.94
AKX19-26	9.2	37	26.9	2.1	9.4	130	60	36	288	7.7	24	1.7	573	1.5	13	2.9
AKX19-27	11	6.7	7.26	0.87	4.9	82	7.3	173	780	22	161	10	659	0.9	22	4.6
Порог обн.	0.2	2.5	1.0	0.5	1.0	2	1	0.1	0.5	0.01	0.5	0.1	3	0.05	0.1	0.1
Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
A-1926	23	53	7.0	31	7.6	2.2	8.1	1.3	7.8	1.6	4.4	0.65	4.3	0.55		
A-1928	25	58	7.9	35	9.2	2.8	8.7	1.4	8.2	1.7	4.5	0.70	4.2	0.59		
A-1928-2	19	43	5.9	26	6.5	2.2	6.9	1.1	7.3	1.5	4.2	0.62	3.8	0.53		
A-1928-3	19	42	5.5	24	6.1	2.1	6.5	1.0	6.0	1.2	3.2	0.50	2.9	0.43		
A-1928-5	16	37	5.0	21	5.3	1.9	5.7	0.94	5.5	1.2	3.0	0.45	2.9	0.40		
A-1928-6	24	522	7.0	29	7.2	2.0	7.9	1.3	8.0	1.7	4.7	0.70	4.6	0.62		
AKX19-26	50	103	12	45	9.2	1.4	7.4	1.1	6.1	1.3	4.0	0.59	4.2	0.61		
AKX19-27	106	228	29	118	28	5.4	29	5.6	34	6.9	19	2.8	18	2.4		
Порог обн.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005		

зов приведены в табл. 2 и на рис. 3. Как показывает изучение шлифов, кислые породы в отобранной коллекции содержат обломки кварца, фельзита и полевого шпата, погруженные в тонкозернистый агрегат серицита, и являются вулканитами и мелкообломочными туфами. По химическому составу они отвечают дациту и риолиту (рис. 3а). Породы основного состава представлены миндалекаменными и порфиридовидными базальтами и долеритами. Все породы подвержены вторичным изменениям, но в долеритах они проявлены слабее: в шлифах распознаются кристаллы пироксенов и плагиоклаза, а также минерал, замещенный хлоритами ряда пеннина, вероятно, оливин. Базальты часто превращены в хлорит-эпидот-альбитовые сланцы. По содержаниям SiO₂ и щелочей породы основного состава соответствуют

пикробазальтам, базальтам и базанитам (тефритами) (рис. 3а). Принадлежность рассматриваемых вулканических пород к бимодальной серии, предполагаемая по их положению в едином разрезе, подтверждается и сходным наклоном кривой распределения РЗЭ для пород кислого и основного составов (рис. 3б) с близкими величинами (La/Lu)_n, составляющими 6.9 для кислых пород и 6.3 для основных пород, и (La/Sm)_n, составляющими 3.0 для кислых пород и 2.0 для основных пород.

Контрастный риолит-базальтовый состав вулканической серии, повышенные концентрации TiO₂ (>2%), Fe₂O₃ (до 20%) и P₂O₅ (до 0.3%) в базальтах (табл. 2) типичны для магматических пород, формировавшихся во внутриплитной обстановке.

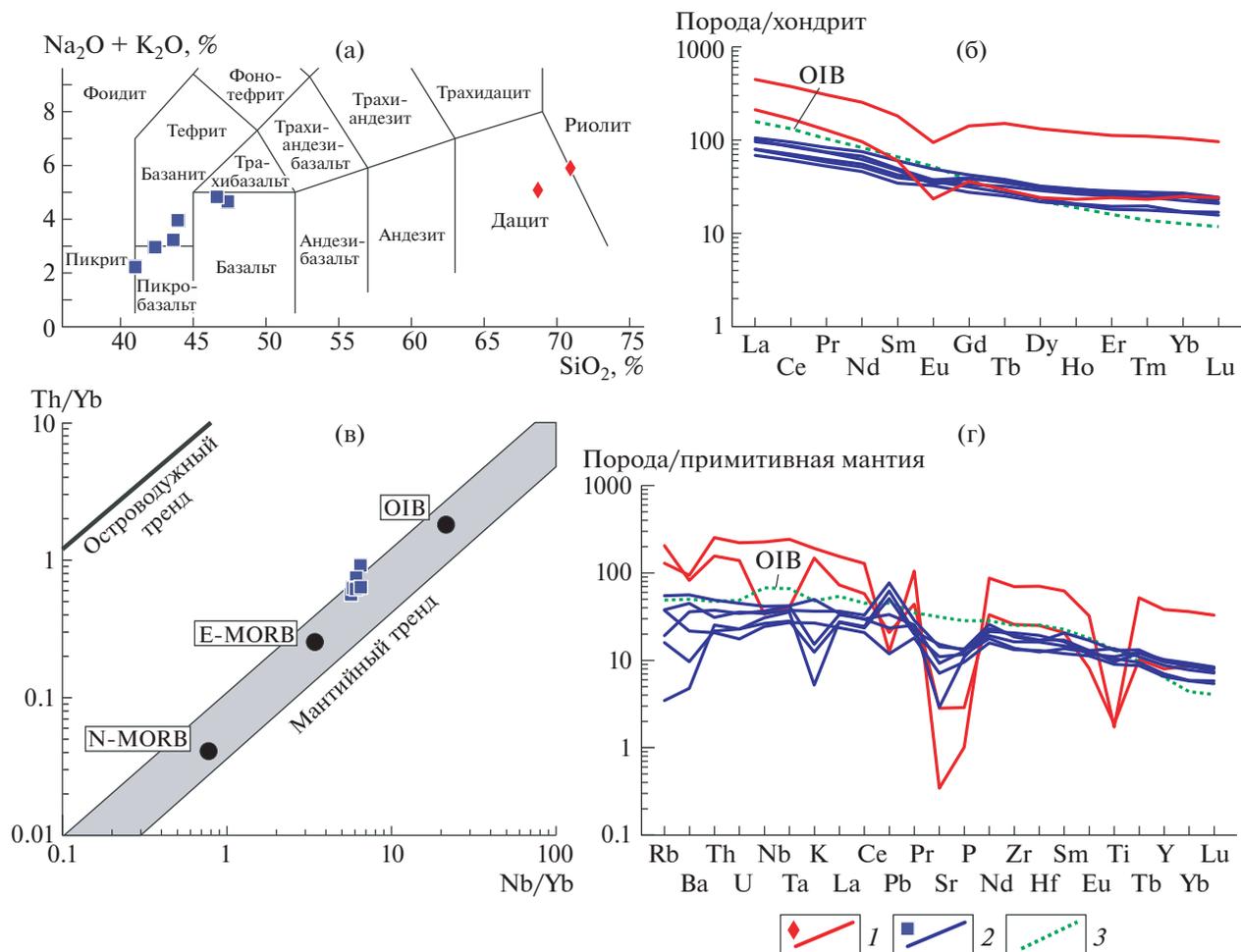


Рис. 3. Геохимические характеристики магматических пород чимташской свиты. а) – классификационная TAS-диаграмма, б) – нормализованное к хондриту [12] распределение РЗЭ, в) диаграмма Th/Yb–Nb/Yb [13], г) мультиэлементная диаграмма с концентрациями элементов, нормализованными к примитивной мантии [12]. 1 – породы кислого состава, 2 – породы основного состава, 3 – OIB (по [12]).

новке. На внутриплитную обстановку указывает и распределение редких элементов. Так, на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb все образцы вулканических пород основного состава располагаются в пределах тренда изменения состава мантийных расплавов (рис. 3в). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3г) широкий разброс значений Rb, Ba, K для пород основного состава связан, скорее всего, с вторичными изменениями, но при этом отчетливо видно отсутствие отрицательных аномалий Ta–Nb и Ti, что также типично для магматических комплексов внутриплитных обстановок. На дискриминационных диаграммах (здесь не приводятся) Rb–(Yb + Ta) и Rb–(Y + Nb) Пирса и др. [14] для пород кислого состава, образец АКХ19-27 также располагается в поле внутриплитных обстановок, а образец АКХ19-26 – на границе полей внутриплитных и островодужных обстановок.

Полученная датировка 851 ± 4 млн лет определяет возраст чимташской свиты как раннеопротерозойский. Переход через переслаивание от вулканитов к карбонатам вышележащей бакаирской свиты предполагает, что бакаирская свита тоже имеет раннеопротерозойский возраст. Установленный возраст контрастной серии около 850 млн лет показывает, что магматическое событие в Таласском хребте не имеет связи с предполагаемым мезопротерозойским (около 1100 млн лет) рифтогенным событием в Северном Тянь-Шане [10]. Хотя внутриплитный магматизм может быть вызван различными причинами, рассматриваемое магматическое событие близко по возрасту к неопротерозойскому рифтогенезу в расположенных южнее континентальных блоках, прежде всего, в Тариме, и, вероятно, отражает его наиболее ранний этап. Рифтогенные комплексы с возрастными от 840–830 млн лет до 740–720 млн лет, широко развитые в этих докембрийских массивах,

обычно рассматриваются как индикаторы распада Родинии [15]. Полученная нами оценка возраста контрастной серии около 850 млн лет позволяет предполагать, что рифтогенез на окраине Родинии в ИСТ начался на 10–20 млн лет раньше, чем во внутренних областях суперконтинента.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W., et al. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society of London*. 2007. V. 164. P. 31–47.
2. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435–1443.
3. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э. и др. Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // *ДАН*. 2018. Т. 479. № 2. С. 179–182.
4. Королёв В.Г., Максумова Р.А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 12. С. 49–63.
5. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al. Detrital and Igneous Zircon Ages for Supracrustal Rocks of the Kyrgyz Tianshan and Palaeogeographic Implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
6. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Семилеткин С.А. Возраст и источники сноса докембрийских терригенных толщ Малого Каратау и Таласского Алатау. Проблемы тектоники континентов и океанов // *Материалы LI-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС*, 2019. С. 331–333.
7. Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкоразовинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1995. Т. 3. № 1. С. 89–94.
8. Voytenko V.N., Khudoley A.K. Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for Early Stages of the Talas-Ferghana Fault Evolution // *Comptes Rendus Geoscience*. 2012. V. 344. P. 138–148.
9. Игембердиев С.А. (ред.) Геологическая карта Киргизской ССР, масштаб 1:500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
10. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д. и др. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, 2014. 278 с.
11. Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., et al. The Long (3.7–2.1 Ga) and Multistage Evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, Based on the SIMS U-Pb Ages and Geochemistry of Zircons from a Single Sample // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2017. V. 449. P. 175–206.
12. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
13. Pearce J.A. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
14. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
15. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., et al. Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210.

EARLY NEOPROTEROZOIC (CA. 850 MA) BIMODAL VOLCANIC SERIES IN THE TALAS RANGE OF THE NORTH TIANSHAN: INDICATIONS OF THE EARLIEST STAGES OF THE CONTINENTAL BREAKUP OF RODINIA

A. K. Khudoley^{a, #}, D. V. Alexeiev^b, A. V. Ryazantsev^b, and E. O. Petrov^c

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

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

^c Karpinskiy All-Russian Scientific-Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation

[#] E-mail: a.khudoley@spbu.ru

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyariov September 21, 2020

The Early Neoproterozoic (851 ± 4 Ma) age of the bimodal rhyolite-basalt volcanic series, exposed on the southern slope of the Talas Alatau of northwest Kyrgyzstan, was established by U-Th-Pb (SHRIMP) zircon dating. High concentrations of titanium, iron, and phosphorus in basalts, as well as the distribution of trace elements, similar to those in the OIB, indicate intraplate tectonic settings. Revealed magmatic episode corresponds to the earliest stages of continental break-up of the Rodinia. New age suggests that rifting in the marginal parts of Rodinia in the North Tianshan likely started 10–20 Ma earlier than in the internal parts of the supercontinent.

Keywords: zircons, U-Th-Pb dating, volcanics, rifting, Neoproterozoic, Tianshan

УДК 550.34

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ НА САХАЛИНЕ 13.09.2020

© 2021 г. А. В. Коновалов¹, академик РАН А. И. Ханчук¹, А. А. Степнов¹, Ю. А. Степнова^{1,*}

Поступило 30.11.2020 г.

После доработки 02.12.2020 г.

Принято к публикации 13.12.2020 г.

Исследуется сеймотектоническая позиция сильного землетрясения, произошедшего на юге о. Сахалин 13 сентября 2020 г. Сейсмические сотрясения в 5.5 балла по шкале СИ в г. Углегорск стали причиной повреждений некоторых зданий с дефицитом класса сейсмостойкости, которые уже испытывали воздействия более сильного события ($M_w = 6.8$) в 2000 г. Показано, что исследуемое землетрясение могло стать следствием Углегорского землетрясения 2000 г. В настоящее время Сахалинская область рассматривается в качестве пилотного региона для реализации новой федеральной программы переселения людей из ветхого и аварийного жилья. В этой связи является крайне важной предложенная методика оценки сейсмического потенциала разломных зон, где планируется строительство, с учетом постсейсмических эффектов.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмические воздействия, разлом, Кулоновское напряжение

DOI: 10.31857/S2686739721030075

13 сентября 2020 г. в 13 ч 42 мин по Гринвичу в Углегорском районе Сахалинской области произошло довольно рядовое для Сахалина землетрясение, локальная магнитуда которого составила M_L 5. Однако оно стало причиной повреждений некоторых зданий в ближайших от эпицентра населенных пунктах и вызвало панику у жителей, ощутивших сейсмические колебания. Анализ сеймотектонической позиции и макросейсмических проявлений представляет важный научный и практический интерес при разработке плана антисейсмических мероприятий.

В настоящем исследовании задействованы данные сейсмических станций единой сети ДВО РАН, сети сильных движений компании “Сахалин Энерджи Инвестмент Компани ЛТД”, локальной сети ООО “ГЕОФИЗТЕХ”, а также глобальной сейсмографической сети IRIS. Определение очаговых параметров главного события и его сильнейшего афтершока выполнено с помощью метода инверсии времен пробега сейсмических волн [1]. Использовались откалиброванные для условий Сахалина параметры скоростного разреза и локальной магнитуды [1]. Механизм очага главного события (в простом приближении двойной пары сил) определен по знакам 28 первых вступлений на региональных и телесеями-

ческих вертикальных каналах при помощи апробированных ранее подходов [2].

Землетрясение произошло в пределах западной границы Хоккайдо-Сахалинской аккреционно-складчатой системы [3], которая отождествляется с зоной перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Полученные решения механизма очага описывают преимущественно сдвиговый характер подвижки (рис. 1). Северо-западное простирание одной из нодальных плоскостей совпадает с простиранием сегмента Западно-Сахалинского активного разлома, что с учетом пространственного положения очага позволяет связать подвижку с современной активностью данного участка глубинного разлома, движение по которому происходит в условиях субширотного сжатия (рис. 1). Глубина очага землетрясения составила 7 км.

Методика оценки макросейсмической интенсивности по откликам населения через интернет, разработанная и применяемая в США [4], получила широкое распространение во всем мире за последние 20 лет [5]. Десятичное значение интернет-интенсивности, рассчитанное по ответам нескольких респондентов в пределах одной локации, дает хорошее приближение для оценки сейсмических воздействий, измеряемых в физических единицах [5].

Для оперативного сбора макросейсмической информации использовался интернет-ресурс [6], в котором опросные листы на русском языке унифицированы с системой DYFI Геологической

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

*E-mail: yshabanova@gmail.com

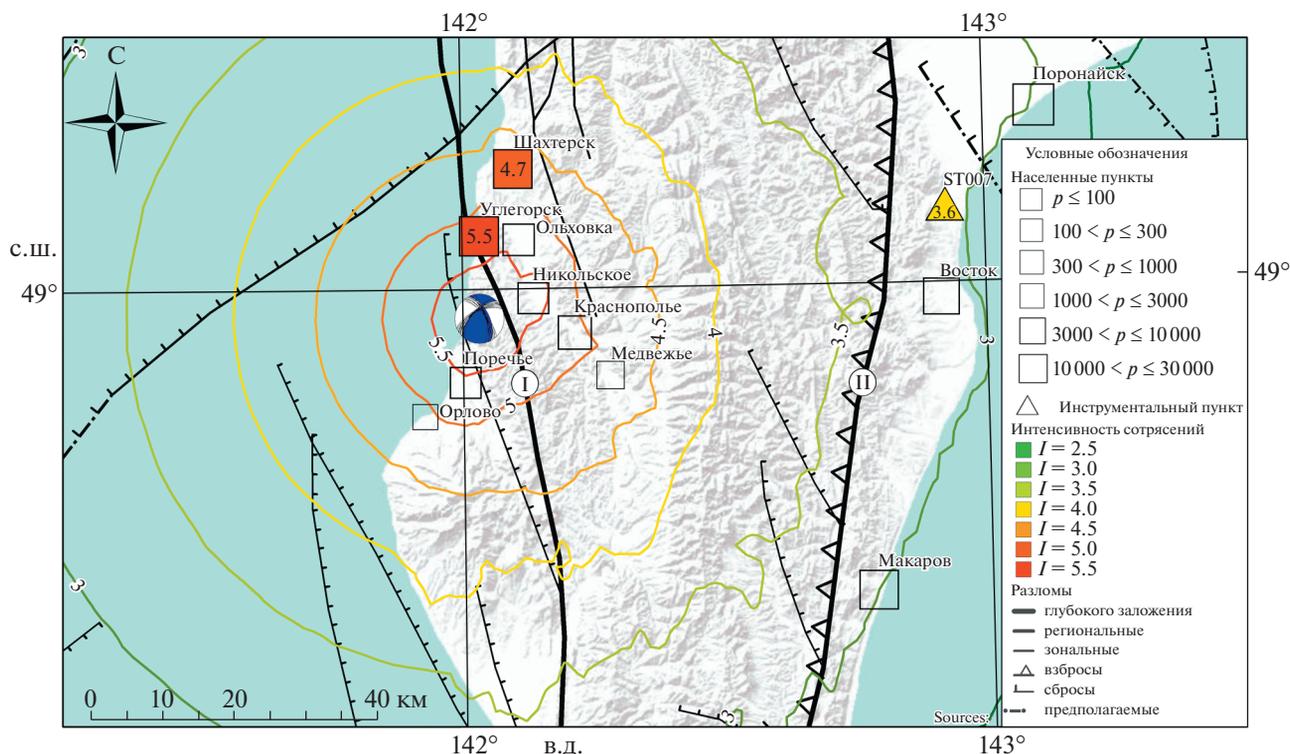


Рис. 1. Положение и механизм очага землетрясения 13.09.2020 г. (M_L 5.0) относительно разломных зон [3] и карта сейсмических сотрясений. Глубинные разломы: I – Западно-Сахалинский, II – Центрально-Сахалинский.

службы США [4]. Ответы респондентов в каждом населенном пункте были приведены к взвешенной сумме CWS , которая учитывает различные индикаторы сейсмических колебаний: ощущения человека, положение предметов, видимые повреждения здания. Далее рассчитывалась групповая интернет-интенсивность CII с округлением до первого знака после запятой [4]:

$$CII = 3.4 \ln(CWS) - 4.38. \quad (1)$$

Всего получено более 30 откликов из разных населенных пунктов (рис. 1). Отбраковывались локации, в которых имелся только один отклик. Максимальная интенсивность зарегистрирована в г. Углегорск и составила $CII = 5.5$.

В основу смоделированных карт сейсмических сотрясений положены региональный закон затухания пиковых ускорений грунта [7] и поправки за локальное усиление интенсивности колебаний в верхнем 30-метровом грунтовом слое [8], полученные по данным ГИС [9]. Измеренные и модельные значения пиковых ускорений приведены к интенсивности [10] (рис. 1).

В целом можно отметить хорошее соответствие между измеренными и модельными значениями сейсмической интенсивности (рис. 1). Моделирование также показывает, что максимальные сотрясения приходятся на населенные пункты (г. Углегорск и с. Никольское), в которых

отмечены легкие повреждения жилых зданий, школ, медицинского учреждения и объектов культуры [11]. В этих зданиях местами обвалилась штукатурка, появились трещины на стенах.

Сильнейший афтершок (M_L 4.5), сопоставимый по магнитуде с главным событием, произошел почти через 30 мин после основного землетрясения. Он ощущался жителями ближайших населенных пунктов. Интенсивность в г. Углегорск составила $CII = 4.6$ балла, в Шахтерске – $CII = 4.4$ балла.

Исследуемая территория уже испытывала сейсмические воздействия более сильного (Углегорского) землетрясения, произошедшего 4(5) августа 2000 г. (M_w 6.8). Массовые поверхностные проявления [12], обнаруженные в эпицентральной зоне землетрясения, образовались на месте существовавшего ранее активного разлома, неоднократные подвижки по которому происходили в позднем плейстоцене-голоцене.

Известно, что сильные землетрясения могут стать триггером сейсмической активности в соседних разломных зонах за счет изменения поля напряжений. Распределение статических напряжений и их приращений описывается теорией Кулоновского течения горных масс, согласно которой [13]:

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma_N, \quad (2)$$

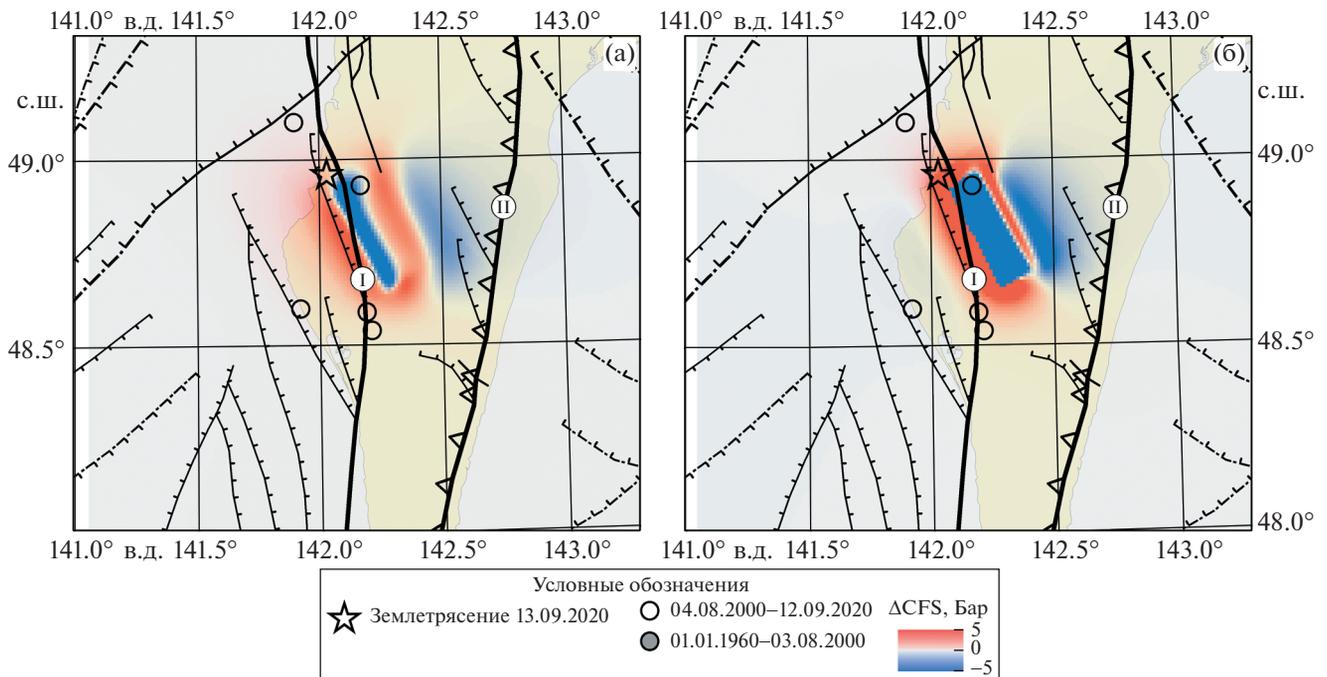


Рис. 2. Приращение критических Кулоновских напряжений на глубинах 5 (а) и 10 (б) км, инициированных Углегорским землетрясением 2000 г. (M_w 6.8), и эпицентры землетрясений ($M \geq 5$) в исследуемой области с 1 января 1960 по 13 сентября 2020 г. Обозначение разломов приведено на рис. 1.

где CFS – критическое Кулоновское напряжение, определяющее порог разрушения; τ и σ_N – сдвиговое и эффективное нормальное напряжения соответственно, μ' – коэффициент трения; символ Δ обозначает приращение физической величины.

Положительное приращение Кулоновских напряжений (2) можно интерпретировать как приближение к порогу разрушения, в то время как отрицательное приращение как бы отодвигает момент возникновения землетрясения.

Для оценки Кулоновских напряжений, инициированных Углегорским землетрясением 2000 г., рассматривается модель очага, задаваемая плоскостью восточного падения. Восточное падение плоскости, по которой произошел взброс, наилучшим образом согласуется с геологическими и геодезическими данными [14]. Параметры модели заданы согласно двухдипольному приближению тензора сейсмического момента [15]. Расчеты произведены в программе Coulomb 3.3.01 [13] для глубин 5 и 10 км, коэффициент трения принят $\mu' = 0.4$.

Из рис. 2 видно, что с 1960 по 2000 г. в исследуемой области не зарегистрировано ни одного сейсмического события с магнитудой $M \geq 5$, в то время как с 2000 по 2020 г. здесь произошло пять событий, в том числе исследуемое землетрясение. Пространственное положение эпицентров землетрясений, произошедших с 2000 по 2020 г., корре-

лирует с зонами положительных приращений критических Кулоновских напряжений. Их возникновение, по всей видимости, связано с возмущением напряженного состояния в окрестности Углегорского землетрясения 2000 г.

Таким образом, рассматриваемое землетрясение произошло в районе Западно-Сахалинского активного разлома. Оно связано с накоплением тектонических напряжений субширотного сжатия и локализацией статических напряжений, инициированных Углегорским землетрясением 2000 г. (M_w 6.8), что в совокупности привело к возникновению неустойчивости и сдвиговым перемещениям по разлому. Впервые апробирована методика дистанционного обследования макросейсмических проявлений по откликам населения. Полученные результаты свидетельствуют о перспективности выбранного подхода экспресс-оценки сейсмических сотрясений для внедрения в автоматизированные системы мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коновалов А.В., Степнов А.А., Патрикеев В.Н. Организация автоматизированного рабочего места сейсмолога с использованием пакета сейсмологических программ SEISAN // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 4. С. 34–49.
2. Сафонов Д.А., Коновалов А.В. Апробация вычислительной программы FOCMEC для определения фокальных механизмов землетрясений Курило-

- Охотского и Сахалинского регионов // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 102–117.
3. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир; 2010.
 4. *Wald D.J., Quitariano V., Dengler L.A., et al.* Utilization of the Internet for Rapid Community Intensity Maps // *Seismological Research Letters*. 1999. V. 70. № 6. P. 680–697.
 5. *Quitariano V., Wald D.J.* USGS “Did You Feel It?”—Science and Lessons From 20 Years of Citizen Science-Based Macroseismology // *Front Earth Sci*. 2020. V. 8. Art. 120.
 6. Ресурс актуальной информации о землетрясениях, сейсмических воздействиях и сейсмической опасности на территории Дальнего Востока России. <https://equalert.ru/#/>
 7. *Коновалов А.В., Степнов А.А.* Карты детального сейсмического районирования нового поколения для южной части о. Сахалин // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 66–70.
 8. *Morikawa N., Fujiwara H.* A New Ground Motion Prediction Equation for Japan Applicable up to M9 Mega-earthquake // *Journal of Disaster Research*. 2013. V. 8. № 5. P. 878–888.
 9. *Allen T.I., Wald D.J.* Topographic Slope as a Proxy for Global Seismic Site Conditions (VS30) and Amplification around the Globe / U.S. Geological Survey; 2007 Open-File Report 2007-1357.
 10. ГОСТ Р 57546–2017 от 1 сентября 2017 г. «Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности». <http://www.gostinfo.ru/catalog/Details/?id=6318033>.
 11. <https://www.youtube.com/watch?v=4fyCYs-FQ5qs&feature=youtu.be>.
 12. *Корф Г.Л., Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И. и др.* Предварительная оценка последствий Углегорского землетрясения 4 (5) августа 2000 года на Сахалине. М.: Южно-Сахалинск. 2000.
 13. *Lin J., Stein R.S.* Stress Triggering in Thrust and Subduction Earthquakes and Stress Interaction between the Southern San Andreas and Nearby Thrust and Strike-slip Faults // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. B02303.
 14. *Kogan M.G., Bürgmann R., Vasilenko N.F., et al.* The 2000 M_w 6.8 Uglegorsk Earthquake and Regional Plate Boundary Deformation of Sakhalin from Geodetic Data // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 5. P. 1102.
 15. USGS National Earthquake Information Center, PDE. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/event-page/usp0009xws/moment-tensor>.

THE STRONG EARTHQUAKE IN SAKHALIN ISLAND ON 13.09.2020

A. V. Kononov^a, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^a, A. A. Stepnov^a, and Yu. A. Stepnova^{a,#}

^a *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#] *E-mail: yshabanova@gmail.com*

The seismotectonic position of a strong earthquake occurred in the south of Sakhalin Island on September 13, 2020 is considered. The maximum community internet intensity is registered in Uglegorsk. The ground shaking with CII = 5.5 caused damages of the buildings with low seismic capacity. Investigated territory had already experienced the significant ground shaking of the Mw 6.8 earthquake in 2000. It is suggested that recent earthquake was triggered by the 2000 Uglegorsk earthquake (Mw 6.8). Currently, the Sakhalin Oblast is considered as a pilot region for the implementation of a new federal program for the relocation of people from dilapidated housing. An important issue is the assessment of the seismic potential of the fault zones, where construction is expected, taking into account the postseismic effects considered in the article.

Keywords: earthquake, ground shaking, fault, Coulomb stress

УДК 550.386

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОДЫ МАГНИТНЫХ БУРЬ

© 2021 г. С. А. Рябова^{1,*}, А. А. Спивак¹

Представлено академиком В. В. Адушкиным 19.08.2020 г.

Поступило 25.09.2020 г.

После доработки 28.10.2020 г.

Принято к публикации 14.12.2020 г.

Анализируются результаты инструментальных наблюдений за вариациями электрического поля и атмосферного тока в приземной атмосфере во время 58 сильных магнитных бурь за период 2016–2019 гг., по данным среднеширотной геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН. Показано, что геомагнитные возмущения со стационарным K -индексом магнитной активности, превышающим 5, сопровождаются вариациями вертикальной компоненты электрического поля Земли. При этом установлен разный характер вариаций: в одних случаях регистрируется бухтообразное увеличение или уменьшение электрического поля, в других – знакопеременное изменение увеличенной амплитуды. В целом амплитуда вариаций электрического поля характеризуется величиной 5–580 В/м. Одновременно с этим в периоды магнитных бурь регистрируются повышенные вариации атмосферного тока амплитудой до 80 пА/м². Представленные результаты дополняют соответствующую базу данных и могут представлять интерес при совершенствовании известных и разработке новых моделей взаимодействия и преобразования геофизических полей и их верификации.

Ключевые слова: магнитные бури, вариации электрического поля, атмосферный ток

DOI: 10.31857/S2686739721030099

Среди многочисленных факторов, определяющих вариации электрического поля в приземном слое атмосферы, особо следует выделить геомагнитные возмущения, проявляющиеся в виде сильных магнитных бурь. Магнитные бури вызывают усиление ионосферного электрического поля, что приводит к вариациям градиента потенциала электрического поля у земной поверхности [1, 2]. Влияние магнитных бурь на электрическое поле атмосферы изучалось в большинстве работ в условиях авроральных и субполярных широт, где эффект проявляется более ярко [3–6]. Немногочисленные исследования связаны с описанием указанного эффекта для условий средних широт [7, 8]. Следует отметить, что вопрос, касающийся связи между геомагнитными вариациями и атмосферным электричеством, в настоящее время не решен в полной мере. Для построения адекватных моделей наблюдаемого явления требуется существенное пополнение соответствующей базы данных за счет результатов инструментальных наблюдений.

В настоящем сообщении рассматриваются сопутствующие магнитным бурям вариации вертикальных компонент напряженности электрического поля E и атмосферного тока I в приземном слое атмосферы по данным среднеширотной Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН (МНВ; 54.94° с.ш.; 37.73° в.д.) [9] и Центра геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ; 55.71° с.ш.; 37.57° в.д.) [10]. Анализировались данные за период 2017–2019 гг., полученные в дни, характеризующиеся условиями, близкими к так называемым “условиям хорошей погоды” (отсутствия осадков, тумана, плотной низкой облачности, сильного ветра, скорость которого превышает 6 м/с и т.д. [11]), а также отсутствием сильных локальных возмущений электрического поля, камуфлирующих эффект от магнитных бурь (грозовые ячейки, прохождение атмосферных фронтов, возмущения техногенной природы и т.д.). Результаты регистрации выложены на сайте ИДГ РАН в графическом и цифровом виде.

Измерения компонент индукции магнитного поля¹ B_x , B_y и B_z выполнялись с помощью феррозондового цифрового магнетометра LEMI-018, обеспечивающего регистрацию в диапазоне

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: riabovasa@mail.ru

¹ Координаты: x – север–юг, y – восток–запад, z – вертикально вниз

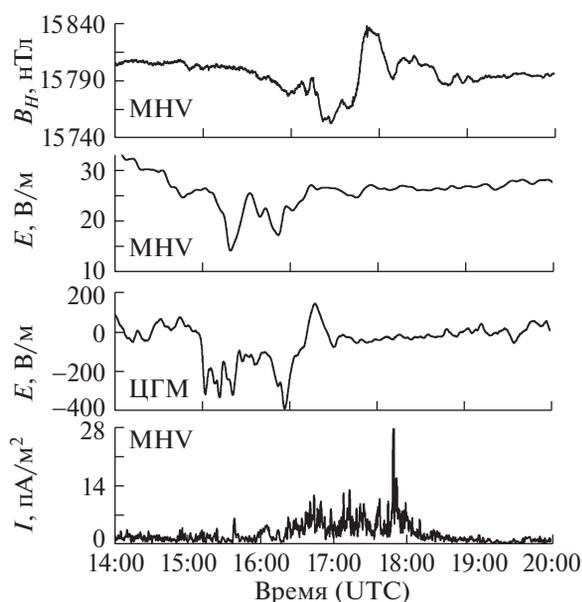


Рис. 1. Вариации горизонтальной компоненты магнитного поля B_H , вертикальной компоненты напряженности электрического поля E и усредненного за период 30 с модуля вертикального атмосферного тока I в приземной атмосфере в период магнитной бури 12.12.2017 г. по данным МНВ и ЦГМ.

$\pm 68\,000$ нТл с разрешением 10 пТл (частота выборки 1 Гц). Измерения напряженности электрического поля и вертикального атмосферного тока осуществлялись соответственно с помощью статического флюксметра ИНЭП [12] в диапазоне частот 0–20 Гц и компенсационного регистратора тока [13] с частотой выборки 1 Гц. Привлекались данные, полученные в дни, характеризующиеся повышенной геомагнитной активностью. В общей сложности за период 2016–2019 гг. было рассмотрено 58 событий со стационарным K -индексом геомагнитной активности (по данным МНВ) от 5 до 7 (табл. 1).

Анализ имеющихся данных свидетельствует о наличии хорошо выраженных вариаций электрического поля в периоды сильных магнитных бурь [1]. При этом отмечается, что вызванные вариации электрического поля проявляются чаще либо в виде резкого кратковременного, либо бухтообразного уменьшения E относительно суточного хода [7, 14]. Вместе с тем в ряде случаев наблюдаются положительные отклонения в E (положительные возмущения), что характерно для утреннего сектора Земли [14]. Наибольший эффект от магнитосферных возмущений в вариациях электрического поля наблюдается в главную фазу магнитных бурь [7]. Вызванные вариации электрического поля рассматривались, как правило, относительно среднесуточного хода E . Однако в настоящей работе вследствие высокой суточной

вариабельности E вариации напряженности электрического поля, сопровождающие магнитные бури, рассматривались в абсолютных величинах. Анализ показал, что наряду с отрицательными и положительными в периоды магнитных бурь наблюдаются также знакопеременные возмущения электрического поля. При этом характер вариаций E и I в МНВ и ЦГМ одинаков по морфологии. Ниже будут рассмотрены примеры вариаций E , сопутствующих магнитным бурям.

На рис. 1 совместно с вариацией горизонтальной компоненты магнитного поля $B_H = (B_x^2 + B_y^2)^{1/2}$ в период магнитной бури 12.12.2017 г. приведены вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля E по данным МНВ и ЦГМ. Магнитная буря 12.12.2017 г. зарегистрирована в период с 16:00 до 21:00 UTC. При этом основная фаза события, в которой вариация горизонтальной компоненты магнитного поля B_H характеризовалась величиной ~ 65 нТл, а вертикальной компоненты B_z величиной ~ 27 нТл, пришлась на период $\sim 18:30$ – $20:20$ UTC. Восстановительная фаза бури длилась до $\sim 22:00$ UTC. Согласно данным МНВ стационарный индекс магнитной активности $K = 5$ для периода 18:00–21:00 UTC (табл. 2).

Данные рис. 1 свидетельствуют о том, что основные вариации электрического поля наблюдались на начальном периоде развития магнитной бури. В целом электрический эффект магнитной бури можно характеризовать как бухтообразное отрицательное возмущение. При этом следует отметить, что существенно больший эффект наблюдался в условиях ЦГМ, где амплитуда изменения вертикальной компоненты напряженности электрического поля составила ~ 400 В/м. Подобного вида эффект наблюдался в 19 из 58 случаев, приведенных в табл. 1.

На рис. 2 приведены вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля E , зарегистрированные в МНВ в период двух магнитных бурь 28.02.2019 г. (см. табл. 1). Для сравнения на рис. 2 представлены также вариации B_H . Основная фаза первого события, в которой вариация горизонтальной компоненты магнитного поля B_H характеризовалась величиной ~ 60 нТл, а вертикальной компоненты B_z величиной ~ 35 нТл, пришлась на период $\sim 14:00$ – $15:20$ UTC. В этом случае основные вариации электрического поля, зарегистрированные при первой магнитной буре, имеют вид положительной бухты и наблюдаются в период $\sim 13:00$ – $15:00$ UTC. Вызванные вариации E начались примерно в середине начальной фазы развития магнитной бури, захватив начальный период ее основной фазы. Амплитуда изменения вертикальной компоненты напряженности электрического поля составила ~ 170 В/м. Вариации E в период второй

Таблица 1. Перечень магнитных бурь с указанием максимальных амплитуд вариации B_H , E , I

№ п/п	Дата	Время суток, UTC	K	Максимальная амплитуда вариации B_H , нТл	Максимальная амплитуда вариации E , В/м	Максимальная амплитуда вариации I , пА/м ²
1	21.01.2016	15–18	5	70	175	2
2	24.01.2016	15–24	5	35	95	2
3	06.03.2016	18–24	5	105	65	5
4	07.03.2016	18–24	5	65	85	14
5	11.03.2016	12–15	5	50	5	4
6	15.03.2016	18–21	5	85	320	2
7	12.04.2016	09–12	6	40	25	6
8	05.06.2016	12–15	5	75	580	15
9	29.09.2016	15–18	6	105	100	3
10	30.09.2016	18–21	6	122	75	20
11	13.10.2016	15–21	6	65	60	2
12	25.10.2016	12–18	7	80	20	1
13	27.10.2016	15–18	5	70	140	3
14	24.11.2016	12–15	5	35	190	4
15	25.11.2016	15–18	5	70	55	2
16	07.12.2016	18–21	5	90	45	40
17	08.12.2016	15–21	5	45	10	3
18	09.12.2016	18–21	5	75	6	10
19	22.12.2016	18–21	5	70	5	3
20	07.01.2017	12–15	5	40	60	4
21	26.01.2017	15–21	5	25	180	4
22	31.01.2017	12–15	5	15	70	2
23	01.02.2017	15–18	6	60	10	5
24	02.02.2017	15–18	5	55	50	2
25	17.02.2017	15–18	5	20	15	10
26	01.03.2017	12–18	5	50	110	1
27	02.03.2017	12–15	5	50	50	2
28	03.03.2017	15–18	5	45	400	3
29	06.03.2017	12–15	5	105	65	5
30	27.03.2017	21–24	6	45	140	5
31	31.03.2017	15–18	5	60	300	40
32	01.04.2017	15–18	5	30	105	1
33	22.04.2017	15–18	6	100	185	4
34	23.04.2017	12–15	5	75	35	3
35	03.06.2017	15–18	5	40	60	75
36	09.07.2017	9–12	5	35	25	15
37	16.07.2017	12–18	6	100	155	4
38	17.07.2017	15–18	5	60	150	7
39	31.08.2017	12–15	5	50	175	3
40	08.09.2017	12–15	7	200	30	8
41	14.09.2017	15–18	5	40	80	4
42	17.09.2017	12–15	5	40	25	80
43	27.09.2017	18–24	6	140	10	5

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Дата	Время суток, UTC	K	Максимальная амплитуда вариации B_H , нТл	Максимальная амплитуда вариации E , В/м	Максимальная амплитуда вариации I , пА/м ²
44	30.09.2017	12–15	5	80	70	1
45	13.10.2017	12–15	5	20	20	3
46	24.10.2017	12–18	6	45	65	3
47	08.11.2017	12–15	6	40	35	6
48	21.11.2017	15 – 18	5	80	5	-
49	05.12.2017	12–18	5	60	20	15
50	12.12.2017	18–21	5	65	12	25
51	22.02.2018	18–21	5	40	25	3
52	27.02.2018	0–3	5	15	70	1
53	18.03.2018	18–24	5	60	100	6
54	20.04.2018	18–21	5	100	40	3
55	01.10.2018	12–15	5	20	10	3
56	07.10.2018	15–21	5	40	15	2
57	28.02.2019	12–15	5	60	170	2
58	01.03.2019	15–18	5	30	55	6

Таблица 2. Значения планетарного индекса геомагнитной активности K_p и стационарного K по данным МНВ

Индексы геомагнитной активности	Время (UTC)							
	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
07.03.2016 г.								
K_p	4	5	4	3	3	3	4	5
K	4	3	3	2	3	4	5	5
13.10.2016 г.								
K_p	2	3	2	3	4	6	5	4
K	2	2	3	4	4	6	6	5
12.12.2017 г.								
K_p	2	3	2	2	1	3	4	3
K	2	2	2	2	1	3	5	3
28.02.2019 г.								
K_p	4	3	2	3	4	4	5	3
K	3	2	1	3	5	4	5	3

магнитной бури (18:00–21:00 UTC) также имеют вид положительной бухты, однако с существенно меньшей амплитудой.

Аналогичный по форме вариаций E эффект наблюдался в 10 случаях из табл. 1.

На рис. 3 приведены результаты регистрации B_H и E в период магнитной бури 13.10.2016 г. (данные МНВ). Основная фаза события, в которой вариация горизонтальной компоненты магнитного поля B_H хорошо выраженного знакопеременного вида характеризовалась величиной ~ 65 нТл, а

вертикальной компоненты B_z величиной ~ 40 нТл, пришлось на период $\sim 15:00$ – $18:20$ UTC. Сопутствующие вариациям B_H вариации E зарегистрированы в тот же период времени, имеют также знакопеременный вид, близкий по характеру вариациям B_H (максимальная амплитуда $E \sim 60$ В/м).

Знакопеременный характер вариаций электрического поля в периоды магнитных бурь наблюдался в 29 случаях из табл. 1.

Наряду с возмущениями электрического поля магнитные бури вызывают вариации вертикаль-

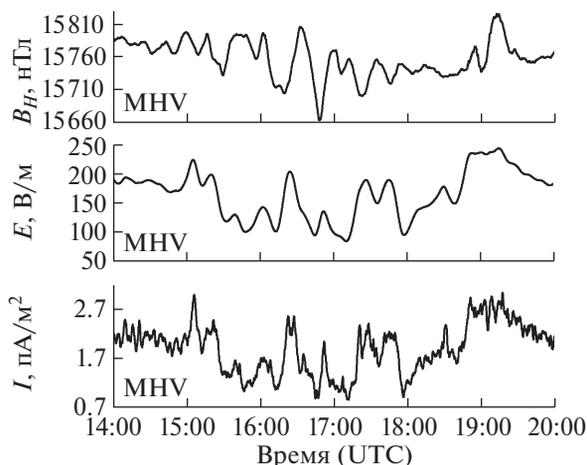


Рис. 2. То же в период магнитной бури 28.02.2019 г. по данным МНУ.

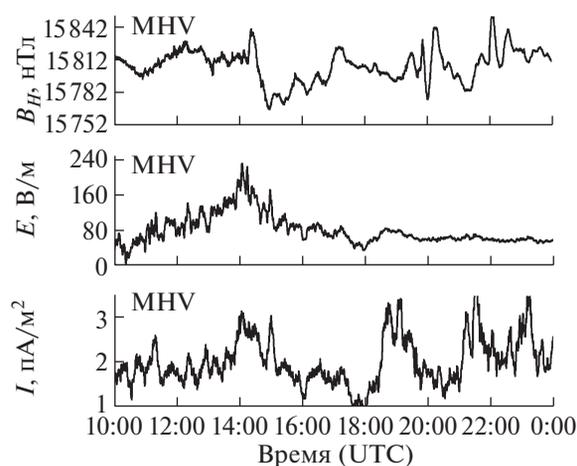


Рис. 3. То же в период магнитной бури 13.10.2016 г. по данным МНУ.

ного тока в приземном слое атмосферы [15]. Результаты настоящей работы также свидетельствуют о том, что магнитные бури в большинстве своем сопровождаются изменениями атмосферного тока. Ввиду того, что ряды наблюдений за током в атмосфере I , выполненные с дискретностью 1 с, отличаются сильной вариабельностью, для анализа использовались ряды, полученные усреднением исходных записей по интервалам от 10 до 100 с.

На рис. 1–3 в качестве примера приведены усредненные по интервалам 30 с значения модуля вертикального атмосферного тока в периоды рассмотренных выше магнитных бурь. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что в отличие от вызванных вариаций E , которые могут наблюдаться не только в основной период магнитных бурь (рис. 2 и 3), но и в ее начальный период (см. пример на рис. 1), вызванные вариации

атмосферного тока регистрируются, как правило, в основные периоды магнитных бурь. Следует также отметить, что атмосферный ток характеризуется большей чувствительностью к сильным геомагнитным вариациям по сравнению с электрическим полем. Это хорошо видно из данных рис. 2, которые показывают, что вторая магнитная буря, зарегистрированная в 18:00–21:00 UTC 28.02.2019 г., проявилась в вариациях I так же хорошо, как и первая, зарегистрированная в 12:00–15:00 UTC. Как уже отмечалось выше, эффект второй магнитной бури в вариациях E значительно слабее по сравнению с эффектом первой магнитной бури.

В результате выполненного анализа экспериментальных данных можно заключить, что сопутствующие магнитным бурям с $K \geq 5$ повышенные вариации электрического поля характеризуются разной формой. В основном (в 50% рассмотрен-

Таблица 3. Интервалы вызванных вариаций B_H , E и I

Параметр	Интервал вариаций	
	$K = 5$	$K = 6$
B_H , нТл	15–105	40–140
E , В/м	5–580	10–185
I , пА/м ²	1–80	2–20

ных случаев) в периоды сильных магнитных бурь наблюдаются знакопеременные вариации напряженности электрического поля. В ~33% случаев – бухтообразное отрицательное изменение E , и в ~17% случаев – бухтообразное изменение E в сторону положительных значений. Эффект магнитных бурь в вариациях атмосферного тока выражен более ярко по сравнению с аналогичным эффектом в электрическом поле и наблюдается в основном в периоды максимального развития магнитных бурь. В целом амплитуда вариаций электрического поля характеризуется величиной 5–580 В/м (табл. 1), амплитуды повышенных вариаций атмосферного тока в периоды магнитных бурь лежат в диапазоне от 1 до 80 пА/м².

Результаты настоящей работы свидетельствуют о значительном интервале изменения амплитуды вариаций магнитного поля и амплитуд отклика электрических характеристик приземной атмосферы на сильные геомагнитные возмущения при одном и том же их количественном показателе магнитной активности K . В качестве иллюстрации в табл. 3 приведены интервалы вызванных вариаций B_H , E и I для наиболее часто встречающихся магнитных бурь с $K = 5$ и $K = 6$. Из данных табл. 3 также следует, что при одном и том же уровне геомагнитной активности K интервал вызванных вариаций E на порядок шире интервала вариаций B_H . В качестве возможной причины разного по амплитуде отклика электрических характеристик приземной атмосферы на магнитные события, характеризующиеся одинаковым значением K -индекса (т.е. сходными по интенсивности геомагнитными возмущениями), следует рассматривать разные типы межпланетных источников магнитных бурь (магнитные облака MC, CIR, Shear, Ejecta), различный ионосферный отклик на магнитные бури, а также, что не менее важно, влияние локальных геофизических условий в месте проведения инструментальных наблюдений.

В настоящее время интерпретация полученных данных затруднена из-за отсутствия адекватных моделей, описывающих рассматриваемое явление с учетом разного рода факторов: времени события (дневной или ночной сектор), состояния атмосферы и ионосферы в этот период, а также особенностей локальных условий в месте реги-

страции геомагнитных вариаций и т.д. Установление природы и возможных механизмов возбуждения вариаций электрического поля в периоды магнитных бурь требует проведения дополнительных исследований. Тем не менее авторы полагают, что полученные в настоящей работе данные могут дополнить имеющиеся представления о вариациях электрического поля, сопутствующих сильным магнитным бурям, и окажутся полезными при разработке и верификации теоретических и расчетных моделей магнитных бурь, а также сопровождающих их геофизических процессов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию (тема АААА-А-19-119021890067-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ансен А.Г., Канониди Х.Д., Чернышева С.П., Шефтель В.М. Магнитосферные эффекты в атмосферном электричестве. 1988. М.: Наука, 150 с.
2. Бандилет О.И., Канониди Х.Д., Чернышева С.П., Шефтель В.М. Эффекты магнитосферных суббурь в атмосферном электрическом поле // Геомагнетизм и аэронавигация. 1986. Т. 26. № 1. С. 159–160.
3. Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Оджимек А., Мальшева Л.М. Влияние суббурь в ночном секторе Земли на вариации приземного атмосферного электрического поля в полярных и экваториальных широтах // Геомагнетизм и аэронавигация. 2012. Т. 52. № 4. С. 494–500.
4. Frank-Kamenetsky A.V., Trochichev O.A., Burns G.B., Papiashvili V.O. Variations of the Atmospheric Electric Field in the Near-pole Region Related to the Interplanetary Magnetic Field // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 179–190.
5. Olson D.E. The Evidence for Auroral Effects on Atmospheric Electricity // Pure Appl. Geophys. 1971. V. 84. P. 118–138.
6. Sao K. Correlation between Solar Activity and the Atmospheric Potential Gradient at the Earth's Surface in the Polar Regions // J. Atmos. Terr. Phys. 1967. V. 29. P. 213–215.
7. Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Михновски С., Кубицки М. Эффект магнитных бурь в вариациях атмосферного электрического поля в средних широтах // Геомагнетизм и аэронавигация. 2008. Т. 48. № 5. С. 650–659.
8. Смирнов С.Э. Реакция электрического состояния приземной атмосферы на геомагнитную бурю 5 апреля 2010 г. // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 342–346.
9. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–120.
10. Спивак А.А., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С. и др. Геофизические поля мегаполиса // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 2. С. 39–54.

11. *Reiter R.* Phenomena in Atmospheric and Environmental Electricity. Amsterdam-London-New York-Tokyo: Elsevier, 1992. 541 p.
12. *Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электрические поля техногенных и природных процессов. М.: ГЕОС, 2018. 464 с.
13. *Барышев В.И., Ваг Л.Л., Гаврилов Б.Г.* Датчик приземного вертикального тока атмосферы // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2016. С. 358–364.
14. *Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Михновски С.* Утренние полярные суббури и вариации атмосферного электрического поля // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 1. С. 51–60.
15. *Belova E., Kirkwood S., Tammet H.* The Effect of Magnetic Substorms on Near-ground Atmosphere Currents // Ann. Geophys. 2001. V. 18. P. 1623–1629.

VARIATIONS IN THE ELECTRICAL CHARACTERISTICS OF THE SURFACE ATMOSPHERE DURING MAGNETIC STORM

S. A. Riabova^{a,#} and A. A. Spivak^a

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

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

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin August 19, 2020

We have analyzed the results of instrumental observations of variations in the electric field and atmospheric current in the surface atmosphere during 58 strong magnetic storms for the period 2016–2019, according to the mid-latitude Geophysical observatory “Mikhnevo” of IDG RAS. It is shown that geomagnetic disturbances with the station *K*-index of magnetic activity exceeding 5 are accompanied by variations in the vertical component of the Earth’s electric field. At the same time, a different nature of the variations was established: in some cases, a bay-like increase or decrease in the electric field is recorded, in others – an alternating change of the increased amplitude. In general, the amplitude of variations in the electric field is characterized by a value of 5–580 V/m. At the same time, during periods of magnetic storms, increased variations in the atmospheric current with amplitude of up to 80 pA/m² are recorded. The presented results supplement the corresponding database and may be of interest in improving the known and developing new models of interaction and transformation of geophysical fields and their verification.

Keywords: magnetic storms, electric field variations, atmospheric current

УДК 519.63

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН И. Б. Петров^{1,*}, А. В. Фаворская¹

Поступило 09.09.2020 г.

После доработки 30.09.2020 г.

Принято к публикации 22.10.2020 г.

Работа посвящена решению задачи предупреждения о цунами с помощью сеточно-характеристического метода, разработанного для исследования волновых процессов в гетерогенных средах. Рассматривалась многослойная геологическая модель с криволинейными границами и контрастными упругими параметрами. Для исследования варьировались методы сейсмической съемки, геометрия границ, плотности рассматриваемых пород и скорости продольных и поперечных волн. Выполнено численное решение совместной краевой задачи упругого (в геологических породах) и акустического (в водном слое) волновых уравнений. Применялся численный сеточно-характеристический метод на комбинированных структурированных криволинейных и регулярной расчетных сетках. Рассчитаны и проанализированы волновые поля скорости (производной смещения) и напряжений. Построены синтетические сейсмограммы в береговой зоне. Выявлены особенности сейсмограмм и типы волн, которые могут быть использованы для предупреждения о цунами. Определены оптимальные параметры сейсмической съемки. Для определения типов волн применялся метод исследования волновых явлений с помощью вычислительных экспериментов. Примененный в работе численный сеточно-характеристический метод может в дальнейшем использоваться для решения обратных задач по обработке сейсмограмм береговой зоны в качестве метода решения прямой задачи.

Ключевые слова: математическое моделирование, сеточно-характеристический метод, цунами, береговая зона, сейсмические волны, совместная краевая задача упругого и акустического волновых уравнений, комбинированные расчетные сетки

DOI: 10.31857/S2686739721010163

ВВЕДЕНИЕ

Предупреждение о цунами — это важнейшая задача в приморских районах многих стран мира, омываемых морями и океанами. Свойство сейсмических волн обгонять порождаемые ими колебания водного слоя широко используется в системах раннего предупреждения о цунами, как у нас в стране, так и за рубежом. Новизна работы заключается в том, что задача решается численно и современным сеточно-характеристическим методом, специально разработанным для решения задач геофизики, который позволяет с высокой точностью моделировать и в дальнейшем анализировать волновые явления в прибрежных зонах, подверженных воздействию цунами.

Для решения задач о распространении сейсмических волн от очагов землетрясений до земной поверхности [1, 2] используют конечно-разностные методы [3–5], разрывный метод Галер-

кина [5, 6], метод спектральных элементов [7–9]. В данной работе для расчета использовался сеточно-характеристический метод [10–12] на структурированных комбинированных криволинейных и регулярной расчетных сетках [12]. Сеточно-характеристический метод также успешно применялся для совместного решения упругого и акустического волновых уравнений [12–14] и расчета сейсмостойкости сооружений [15].

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Пример геологической модели, рассмотренный в статье, приведен на рис. 1.

Решалась совместная задача упругого:

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{v}(\mathbf{r}, t) = (\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t))^T, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t) = (\rho c_p^2 - 2\rho c_s^2)(\nabla \cdot \mathbf{v}(\mathbf{r}, t)) \mathbf{I} + \rho c_s^2 (\nabla \otimes \mathbf{v}(\mathbf{r}, t) + (\nabla \otimes \mathbf{v}(\mathbf{r}, t))^T), \quad (2)$$

и акустического волновых уравнений:

¹ Научно-исследовательский институт системных исследований Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: petrov@mipt.ru

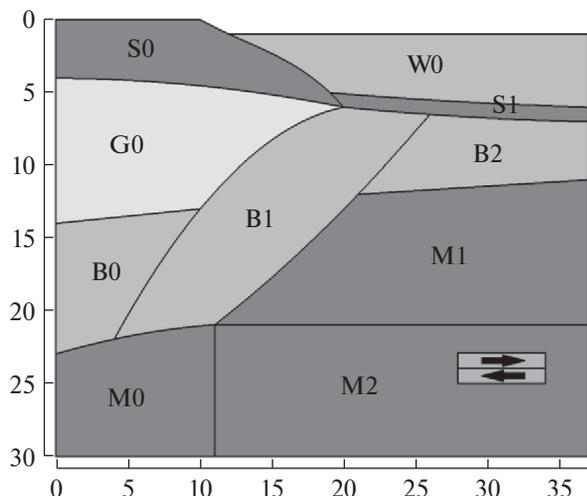


Рис. 1. Геологическая модель и отдельные расчетные сетки. Расстояния указаны в км.

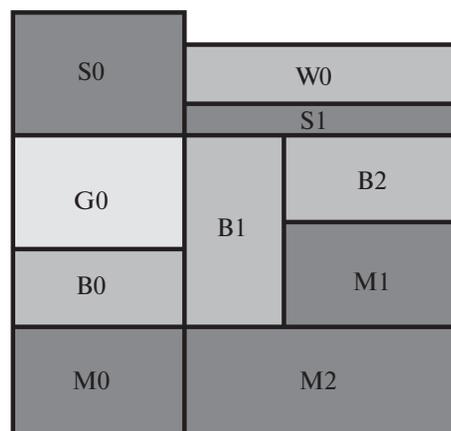


Рис. 2. Отдельные расчетные сетки после преобразования координат (схема).

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{v}(\mathbf{r}, t) = -\nabla p(\mathbf{r}, t), \tag{3}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} p(\mathbf{r}, t) = -\rho c_p^2 (\nabla \cdot \mathbf{v}(\mathbf{r}, t)). \tag{4}$$

Между упругой и акустической средой использовалось следующее контактное условие:

$$\boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{m} + p\mathbf{m} = 0, \tag{5}$$

$$\mathbf{v}^A \cdot \mathbf{m} = \mathbf{v}^E \cdot \mathbf{m}. \tag{6}$$

На границе геологической породы с воздухом применялось условие свободной границы:

$$\boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{m} = 0, \tag{7}$$

также как и на границе водного слоя с воздухом:

$$p = 0. \tag{8}$$

Между слоями с различными упругими параметрами ставилось контактное условие полного сцепления.

$$\mathbf{v}^L = \mathbf{v}^R, \tag{9}$$

$$\boldsymbol{\sigma}^L \cdot \mathbf{m} = \boldsymbol{\sigma}^R \cdot \mathbf{m}. \tag{10}$$

В выражениях (1)–(10) $\mathbf{v}(\mathbf{r}, t)$ – скорость (производная смещения), $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t)$ – симметричный тензор напряжений Коши, $p(\mathbf{r}, t)$ – давление, \mathbf{r} – радиус-вектор, t – время, ∇ – вектор-градиент, ρ – плотность, c_p , c_s – скорости продольных и поперечных волн соответственно, \mathbf{I} – единичный

Таблица 1. Отдельные расчетные сетки, типы рассматриваемых сред, упругие параметры каждой расчетной сетки

Расчетная сетка	Слой	Скорость продольных волн, м/с	Скорость поперечных волн, м/с	Плотность, кг/м ³
W0	Вода	1500	–	1000
S0	Осадочные породы	2250	1000	2000
S1	Осадочные породы	2250	1000	2000
G0	Гранит	5700	2500	2600
B0	Базальт	6800	3000	3000
B1	Базальт	6800	3000	3000
B2	Базальт	6800	3000	3000
M0	Мантия	8000	3500	3300
M1	Мантия	8000	3500	3300
M2	Мантия	8000	3500	3300

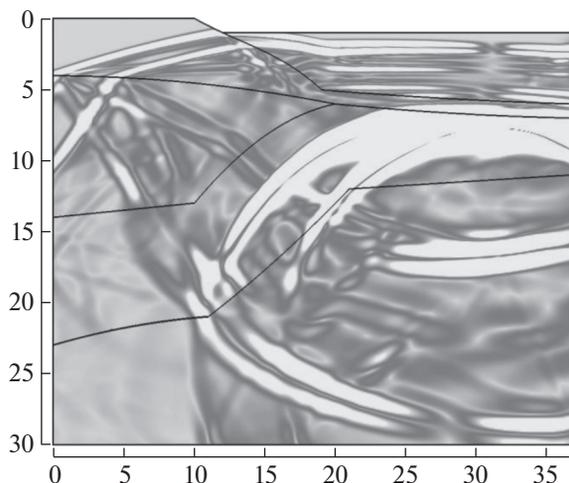


Рис. 3. Волновая картина в момент времени 5.115 с. Расстояния указаны в км.

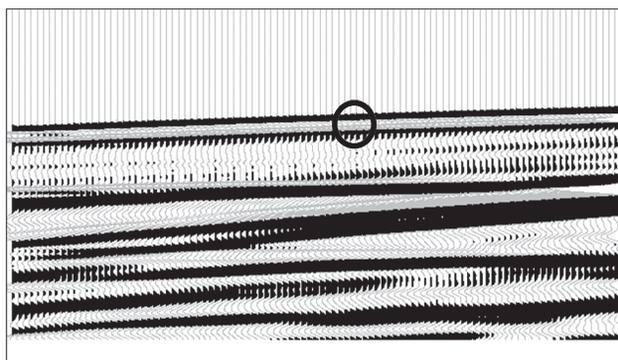


Рис. 4. Сейсмограмма вертикальной компоненты скорости.

тензор второго ранга, \otimes – тензорное произведение векторов, $(\mathbf{a} \otimes \mathbf{b})_{ij} = a_i b_j$. В выражениях (5), (6), (10) \mathbf{m} – единичная нормаль к контактной границе, в выражении (7) \mathbf{m} – внешняя единичная нормаль к границе. В выражении (6) индексы A, E соответствуют упругой и акустической средам соответственно, а в выражениях (9), (10) индексы L и R соответствуют левой и правой относительно границы расчетным сеткам.

Очаг землетрясения задавался в качестве начального условия заданных скоростей в соответствии с рис. 1. По краям области интегрирования в качестве неотражающих граничных условий рассматривались дополнительные расчетные сетки с растущим в геометрической прогрессии шагом по координате и диссипативной расчетной схемой.

Отдельные расчетные сетки (криволинейные и регулярная, “M2”) также представлены на рис. 1. Путем преобразования координат задача сводит-

ся к структурированным регулярным сеткам в соответствии с рис. 2. Используемые на рис. 1, 2 изображения расчетных сеток расшифрованы в табл. 1.

Для решения использовался сеточно-характеристический метод, описание которого можно найти в работах [11, 12]. В качестве неотражающих условий все расчетные сетки по краям и внизу области интегрирования были окружены дополнительными расчетными сетками с растущим в геометрической прогрессии шагом по координате, в которых использовалась диссипативная расчетная схема.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В ходе проведения численных экспериментов варьировались упругие свойства и геометрия рассматриваемых слоев, а также положение сейсми-

ческих датчиков в береговой зоне. Рассмотрим подробнее результаты одного из расчетов. На рис. 3 представлена волновая картина (специальным образом визуализированное поле модуля скорости) в момент времени 5.115 с. Можно видеть типы волн, которые опережают колебания водного слоя. Эти же типы волн (продольные волны, прошедшие через слои мантии, базальтового слоя и слоя осадочных пород) можно видеть первыми на сейсмограммах (рис. 4, отмечены кругом). Численное моделирование позволяет определить наклон этих волн на сейсмограммах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты моделирования показали, что сеточно-характеристический метод на комбинированных структурированных криволинейных и регулярных расчетных сетках может быть применен для решения прямых задач предупреждения о цунами, а также для детального анализа волновых явлений, происходящих при землетрясениях в подводной области. Оптимальным способом сейсмической съемки являются регистрация и анализ горизонтальной (в направлении от гипоцентра землетрясения) и вертикальной компонент скорости (производная смещения), зарегистрированных на сейсмических датчиках, расположенных на расстоянии 50 м друг от друга.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГУ ФНЦ НИИСИ РАН “Проведение фундаментальных научных исследований (47 ГП)” по теме № 0065-2019-0005 “Математическое моделирование динамических процессов в деформируемых и реагирующих средах с использованием многопроцессорных вычислительных систем” (рег. № АААА-А19-119011590092-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Павленко О.В. Механизмы генерации аномально высоких ускорений > 1g на мягких грунтах при землетрясениях // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 96–102.
2. Собисевич А.Л., Преснов Д.А. О решении прямой задачи для определения параметров волн Рэлеевского типа в слоистой геофизической среде // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 72–76.
3. Konuk T., Shragge J. Modeling Full-wavefield Time-varying Sea–Surface Effects on Seismic Data: A Mimetic Finite-difference Approach // Geophysics. 2020. V. 85. № 2. P. T45–T55.
4. Moczó P., Kristek J., Vávryšuk V., Archuleta R.J., Halada L. 3D Heterogeneous Staggered-grid Finite-difference Modeling of Seismic Motion with Volume Harmonic and Arithmetic Averaging of Elastic Moduli and Den-

- sities // Bull. Seism. Soc. Am. 2002. V. 92. P. 3042–3066.
5. Lisitsa V., Tcheverda V., Botter C. Combination of the Discontinuous Galerkin Method with Finite Differences for Simulation of Seismic Wave Propagation // Journal of Computational Physics. 2016. V. 311. P. 142–157.
6. Wilcox L.C., Stadler G., Burstedde C., Ghattas O. A High-order Discontinuous Galerkin Method for Wave Propagation through Coupled Elastic–acoustic Media // Journal of Computational Physics. 2010. V. 229. № 24. P. 9373–9396.
7. Komatitsch D., Tromp J. Introduction to the Spectral Element Method for Three-dimensional Seismic Wave Propagation // Geophysical Journal International. 1999. V. 139. № 3. P. 806–822.
8. Долгих Г.И., Shengchun Piao, Будрин С.С., Yang Song, Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Яковенко С.В., Yang Dong, Xiaohan Wang, Швеиц В.А. Особенности распространения и трансформации низкочастотных гидроакустических сигналов на шельфе убывающей глубины // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 112–116.
9. Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М., Усольцева О.А. О скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра Земли // ДАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 434–438.
10. Магомедов К.М., Холодов А.С. О построении разностных схем для уравнений гиперболического типа на основе характеристических соотношений // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1969. Т. 9. № 2. С. 373–386.
11. Favorskaya A.V., Zhdanov M.S., Khokhlov N.I., Petrov I.B. Modelling the Wave Phenomena in Acoustic and Elastic Media with Sharp Variations of Physical Properties Using the Grid-characteristic Method // Geophysical Prospecting. 2018. V. 66. № 8. P. 1485–1502.
12. Favorskaya A.V., Khokhlov N.I., Petrov I.B. Grid-characteristic Method on Joint Structured Regular and Curved Grids for Modeling Coupled Elastic and Acoustic Wave Phenomena in Objects of Complex Shape // Lobachevskii Journal of Mathematics. 2020. V. 41. № 4. P. 512–525.
13. Фаворская А.В., Петров И.Б. О волновых откликах от нефтесодержащих резервуаров в шельфовой зоне Арктики // ДАН. 2016. Т. 466. № 6. С. 722.
14. Фаворская А.В., Петров И.Б. О численном моделировании пространственных динамических волновых эффектов в скальных массивах // ДАН. 2017. Т. 474. № 4. С. 418–422.
15. Фаворская А.В., Петров И.Б. Изучение сейсмической изоляции путем полноволнового численного моделирования // ДАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 557–559.

NUMERICAL MODELING OF SEISMIC WAVE PROPAGATION IN THE COASTAL ZONE

Corresponding Member of the RAS **I. B. Petrov^{a,#}** and **A. V. Favorskaya^a**

^a *Scientific Research Institute for System Analysis of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: petrov@mipt.ru*

The work is devoted to solving the problem of tsunami warning using the grid-characteristic method developed for studying wave processes in heterogeneous media. A multilayer geological model with curved boundaries and contrasting elastic parameters was considered. For the study, we varied the seismic survey methods, the geometry of boundaries, the density of the rocks under consideration and the velocities of P- (pressure) and S- (shear) waves. The numerical solution of the joint boundary-value problem of elastic (in the geological rocks) and acoustic (in the water layer) wave equations is carried out. We apply the numerical grid-characteristic method on combined structured curvilinear and regular computational grids. The wave fields of velocity (derivative of displacement) and stresses have been calculated and analyzed. Synthetic seismograms in the coastal zone have been constructed. We have revealed the features of seismograms and types of waves that can be used for tsunami warning. The optimal parameters of seismic survey have been determined. The method of studying wave phenomena using computational experiments was used to find the types of seismic and acoustic waves. The numerical grid-characteristic method applied in this work can be further used to solve inverse problems of processing seismograms of the coastal zone as a method for solving the direct problem.

Keywords: mathematical modeling, grid-characteristic method, seismic survey, tsunami, shore zone, seismic waves, coupled acoustic and elastic boundary-value problem, combined computational grids

УДК 551.468

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗ КОСМОСА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПРОИСШЕСТВИЯ У ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА В СЕНТЯБРЕ-ОКТЯБРЕ 2020 г., СВЯЗАННОГО С КРАСНЫМ ПРИЛИВОМ

© 2021 г. Академик РАН В. Г. Бондур^{1,*}, В. В. Замшин¹, О. И. Чверткова¹

Поступило 16.12.2020 г.

После доработки 17.12.2020 г.

Принято к публикации 17.12.2020 г.

Приводятся результаты космического мониторинга чрезвычайной экологической ситуации у полуострова Камчатка, вызвавшей массовую гибель гидробионтов осенью 2020 г. На основании анализа долговременных рядов спутниковых данных (более 15 тыс. сцен) о температуре морской поверхности (с 1981 по 2020 г.) и концентрации хлорофилла *a* (с 2000 по 2020 г.) установлено, что в июле-сентябре 2020 г. в исследуемом районе наблюдались сильные положительные аномалии температуры (отклонения от климатической нормы 3–6°C), которые привели к аномальному росту концентрации хлорофилла *a* (в 5–8 раз выше фоновых значений) в конце сентября–начале октября 2020 г. В результате этого существенно изменился биогенный режим, что привело к вредоносному цветению водорослей (красный прилив), вызвавшему гибель гидробионтов как в Авачинском заливе, так и в прибрежных акваториях всего полуострова Камчатка.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, космический мониторинг, спутниковые данные, прибрежные акватории, вредоносное цветение водорослей, красный прилив, Камчатка

DOI: 10.31857/S2686739721030014

ВВЕДЕНИЕ

В сентябре-октябре 2020 г. у побережья Камчатки, в том числе в Авачинском заливе в районе Халактырского пляжа, сложилась неординарная ситуация, связанная с массовой гибелью гидробионтов, неестественным цветом и запахом океанской воды. Фиксировались случаи отравления людей, взаимодействовавших с водной средой. Для выявления причин этого чрезвычайного экологического происшествия был организован и проведен космический мониторинг прибрежных акваторий у полуострова Камчатка.

Космические средства дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) обладают рядом достоинств, таких как большая обзорность; оперативность; возможность работы в любых труднодоступных районах морей и океанов; получение информации с различным пространственным и временным разрешением в различных участках спектра электромагнитных волн; широкий спектр регистрируемых параметров водной среды и высокая достоверность получаемых данных [1].

С использованием методов ДЗЗ могут регистрироваться вариации гидрооптических характеристик морской воды [2], происходящие за счет изменения рассеяния и поглощения света вследствие вариаций концентрации взвешенных и растворенных органических веществ [3], в том числе из-за наличия фитопланктона [4]; искажения пространственно-временной структуры волнения [1]; наличие пленок поверхностно-активных веществ [1]; поля течений [1]; внутренние волны [5]; приливные явления [6]; вариации температуры морской поверхности [1] и др. Дистанционная регистрация таких значимых параметров водной среды с привлечением результатов подспутниковых измерений [7] и результатов математического моделирования [8] позволяет осуществлять эффективный мониторинг морских акваторий, подверженных воздействию антропогенных [1, 9] и естественных факторов [3, 4].

В настоящей работе приведены результаты космического мониторинга чрезвычайной экологической ситуации, произошедшей у берегов Камчатки осенью 2020 г., на основании которых сделано заключение об основной причине ее возникновения.

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Исследования проводились в акватории Авачинского залива в районе Халактырского пляжа, где в конце сентября—начале октября 2020 г. была впервые обнаружена массовая гибель гидробионтов, а также в прибрежных акваториях всего полуострова Камчатка.

В процессе космического мониторинга проводились сбор, обработка и анализ временных серий актуальных и архивных данных ДЗЗ, а также дополнительной информации. Было собрано и обработано более 15 тыс. архивных и актуальных космических изображений, полученных со спутников AQUA, TERRA, NOAA, SENTINEL-1/2 и др. При этом за счет применения геоинформационных технологий и согласованных интерфейсов обмена данными обеспечивалась возможность применения специализированных методов обработки космических изображений и дополнительной информации [10]. В настоящей работе использовались подходы, апробированные при дистанционных исследованиях в различных акваториях морей и океанов [1–3, 7, 9], а также опыт, накопленный при разработке и применении экспериментального образца наземно-космической системы мониторинга прибрежных акваторий [10].

В ходе проведения исследований регистрировались различные значимые параметры водной среды, имеющие важное значение для выявления негативных воздействий на прибрежные акватории, а именно [1, 2, 4, 10]:

а) спектральная отражательная способность морской поверхности в оптическом диапазоне электромагнитных волн;

б) удельная эффективная площадь рассеяния морской поверхности в С-диапазоне спектра радиоволн;

в) концентрация хлорофилла *a* в приповерхностном слое морской среды;

г) температура морской поверхности;

д) скорость и направление приповерхностного ветра и др.

Особое внимание в настоящей работе уделялось таким основным значимым параметрам водной среды, как концентрация хлорофилла *a*, свидетельствующего о содержании фитопланктона в приповерхностном слое акватории [10], а также температура морской поверхности. В табл. 1 приведены источники данных, временные интервалы проведения мониторинга и ключевые задачи, решаемые с использованием этих основных параметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Временной ряд суточных пространственных распределений концентрации хлорофилла *a* (в относительных единицах) в Авачинском заливе, построенных на основании данных много-спектральной аппаратуры VIIRS спутников NOAA (<https://www.star.nesdis.noaa.gov/>) в различные дни сентября–октября 2020 г., представлен на рис. 1.

Анализ данных, представленных на рис. 1, позволил выявить резкое увеличение значений концентрации хлорофилла *a* (приблизительно в 5 раз) по сравнению с предыдущими днями, произошедшее 24 сентября 2020 г., практически по всей площади залива. Высокий уровень концентрации хлорофилла *a* в данной акватории наблюдался и в последующие дни. Наиболее высокий рост концентрации хлорофилла *a* (до ~7–8 раз) был выявлен 1 октября 2020 г. (см. рис. 1).

Для оценки отклонения от нормы уровня концентрации этого параметра в период чрезвычайной экологической ситуации, которая привела к массовой гибели гидробионтов, был проведен анализ временного ряда данных, полученных спектрорадиометрами MODIS спутников AQUA и TERRA [11] за период времени с 24 февраля 2000 г. по 31 октября 2020 г.

В результате предварительной обработки и обобщения более чем 10 тыс. архивных космических сцен построены распределения среднемесячных (с мая по октябрь) концентраций хлорофилла *a* (мг/м³) для акватории Авачинского залива с 2000 по 2020 г., которые представлены на рис. 2.

На основании результатов анализа данных, представленных на рис. 2, установлено, что, начиная с 2000 г., в акватории Авачинского залива не наблюдалось столь высоких среднемесячных концентраций хлорофилла *a*, как в конце сентября—начале октября 2020 г. Среднемесячное значение этого параметра в октябре 2020 г. составило ~14.9 мг/м³, при этом среднее значение за 2000–2019 гг. (для октября) составило ~3.8 мг/м³ при максимуме (~9.3 мг/м³), выявленном в октябре 2017 г. (см. рис. 2). Таким образом, в октябре 2020 г. концентрация хлорофилла *a* превысила климатическую норму почти в 4 раза, и для этого параметра был достигнут исторический максимум в рассматриваемый интервал времени с 2000 по 2020 г.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в конце сентября—начале октября 2020 г. в акватории Авачинского залива наблюдались аномально высокие концентрации хлорофилла *a*, следовательно, и фитопланктона. Это связано с интенсивным вредоносным цветением микроводорослей, так называемым явлением красного прилива [12], которое встречается в дальневосточных морях России [4, 13] и в других акватории-

Таблица 1. Основные исследуемые параметры водной среды, источники данных, решаемые задачи

Исследуемый параметр	Источник данных	Временной интервал исследования	Временной интервал получения данных	Основные решаемые задачи
Концентрация хлорофилла <i>a</i> в приповерхностном слое	Многоспектральные изображения, полученные спектрорадиометрами MODIS спутников AQUA/TERRA	24.02.2000–31.10.2020	Ежесуточно	1. Анализ долговременных (~20 лет) рядов концентрации хлорофилла <i>a</i> (осредненной по площади Авачинского залива), сопоставление результатов измерений 2020 г. с климатической нормой. 2. Формирование и анализ среднемесячных карт концентрации хлорофилла <i>a</i> для всех прибрежных акваторий Камчатки
	Многоспектральные изображения, полученные сканирующими радиометрами VIIRS спутников NOAA	01.01.2019–10.10.2020	Ежесуточно	1. Анализ пространственного распределения концентрации хлорофилла <i>a</i> в пределах Авачинского залива во время развития экологического бедствия
Температура морской поверхности	Данные спектрорадиометров MODIS спутников AQUA/TERRA	01.06.2020–10.10.2020	Ежесуточно	1. Анализ пространственного распределения температуры морской поверхности в пределах Авачинского залива летом 2020 г. и во время развития экологического бедствия
	Оптимальная интерполяционная температура поверхности моря (OISST) NOAA	01.09.1981–10.10.2020	Ежесуточно	1. Анализ долговременной (~39 лет) динамики температуры морской поверхности (осредненной по площади Авачинского залива). Сопоставление тепловых аномалий лета 2020 г. с климатической нормой. 2. Анализ пространственных распределений температуры морской поверхности в районе всего полуострова Камчатка летом 2020 г. и во время развития экологического бедствия

ях [12]. Одна из особенностей, сопровождающих красные приливы, заключается в насыщении водной среды токсинами, отравляющими некоторые виды организмов, существующих в экосистеме [12, 13], которые и привели к гибели гидробионтов в исследуемой акватории.

Для оценки пространственных масштабов вспышки фитопланктона исследовался временной ряд среднемесячных карт концентраций хло-

рофилла *a*, полученных по космическим данным, в прибрежных акваториях всего полуострова Камчатка. На рис. 3 для сравнения приведены пространственные распределения концентраций этого параметра для данного региона в сентябре 2019 и 2020 г. Анализ рис. 3 свидетельствует о том, что в сентябре 2020 г. значения концентраций хлорофилла *a* были значительно более высокими и наблюдались в прибрежных акваториях вокруг

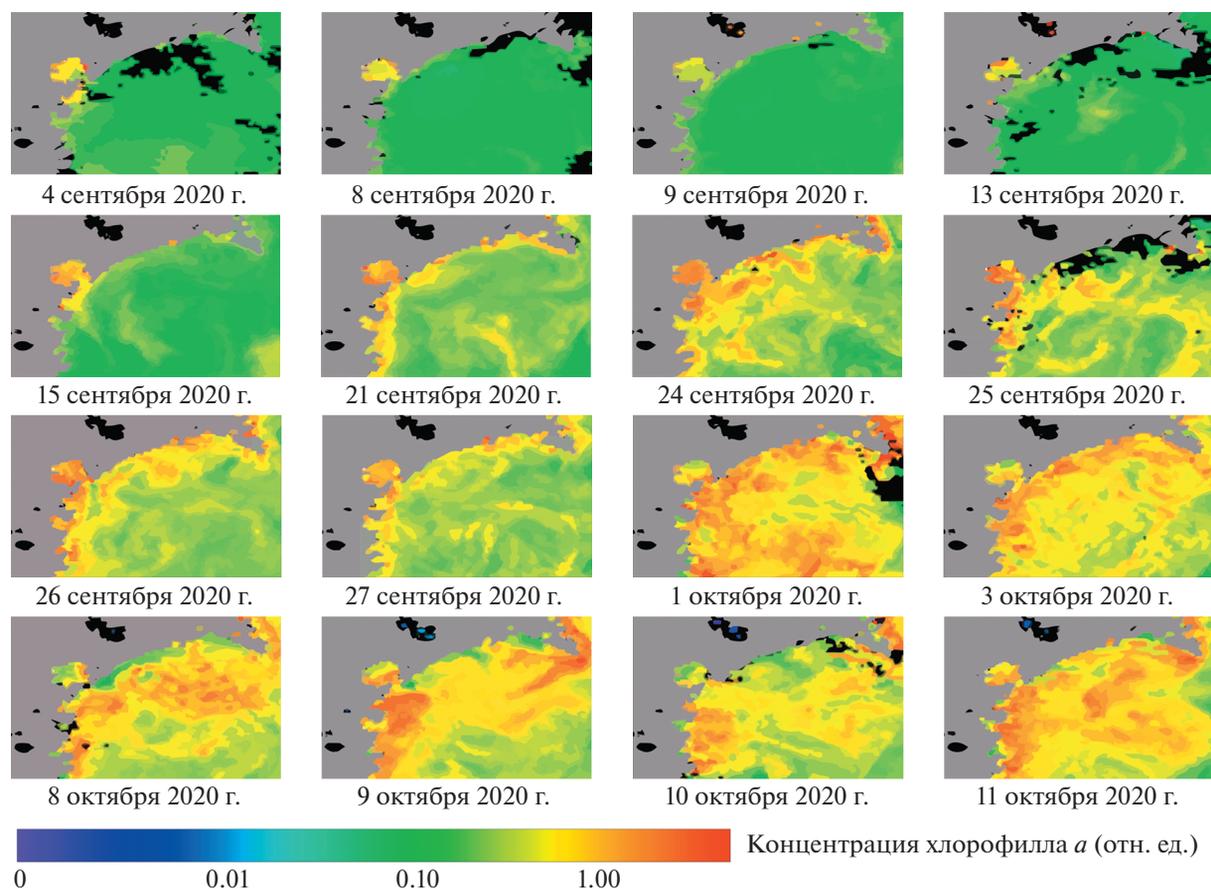


Рис. 1. Временной ряд суточных пространственных распределений концентрации хлорофилла *a* (в относительных единицах) в сентябре–октябре 2020 г., измеренных в Авачинском заливе с помощью аппаратуры VIIRS спутников NOAA.

всего полуострова Камчатка. Это также приводило к интенсивному вредоносному цветению микроводорослей (красный прилив [12, 13]), вызвавшему гибель гидробионтов и в других малонаселенных районах вокруг полуострова Камчатка.

Для выяснения возможных причин аномального роста концентрации хлорофилла *a* (развития фитопланктона), которое связано с красным приливом, были проанализированы данные о температуре морской поверхности в Авачинском заливе и в прибрежных акваториях всей Камчатки. Как известно, повышение температуры морской воды приводит к увеличению биомассы микроводорослей, а следовательно, и к повышению концентрации хлорофилла *a* (см., например, [14]).

Результаты исследования температуры морской поверхности в прибрежных акваториях Камчатки представлены на рис. 4. Пунктирной линией на рис. 4 показаны осредненные (с 1981 по 2020 г.) суточные значения температуры морской поверхности в Авачинском заливе, а сплошной линией — значения температур морской поверхности в этом заливе в различные дни 2020 г.,

сформированные на основе значений оптимальной интерполяционной температуры (NOAA OISST, версия v2.1), полученных с использованием спутниковых и подспутниковых данных, а также результатов их интерполяции [15].

На врезке, приведенной справа на рис. 4, показано пространственное распределение температуры морской поверхности в Авачинском заливе 27 июля 2020 г., полученное в результате обработки данных прибора MODIS (спутник AQUA). На врезке, представленной слева на рис. 4, продемонстрировано отклонение температуры морской поверхности 29 июня 2020 г. от климатической нормы в прибрежных акваториях вокруг всего полуострова Камчатка (результат обработки данных NOAA/OISST).

Из анализа данных, приведенных на рис. 4, следует, что в июне–сентябре 2020 г. фиксировались аномальные превышения (более чем на 3–6°C) температуры морской поверхности в Авачинском заливе по сравнению со средними многолетними значениями для этих месяцев. В частности, сильные температурные аномалии с высо-

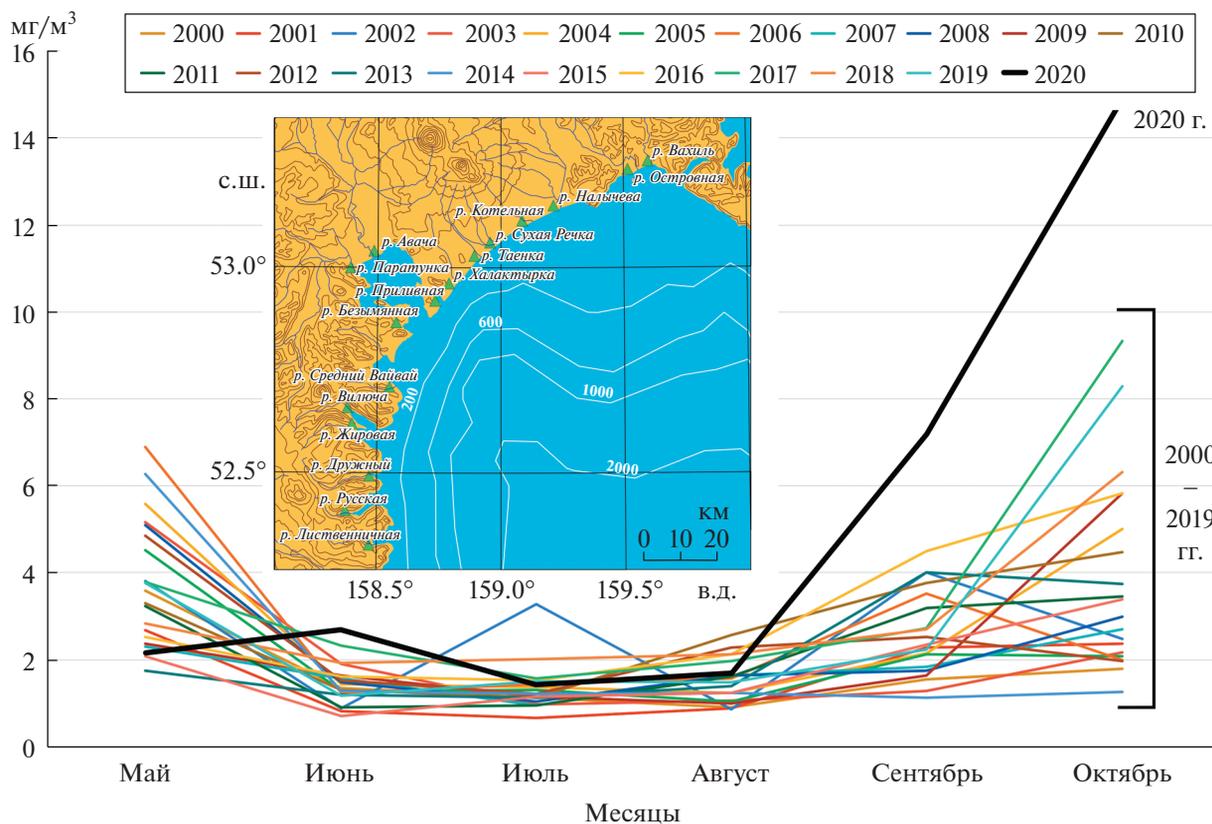


Рис. 2. Распределения среднемесячных (с мая по октябрь) концентраций хлорофилла *a* ($\text{мг}/\text{м}^3$) в акватории Авачинского залива (карта показана на врезке) за период времени с 2000 по 2020 г.

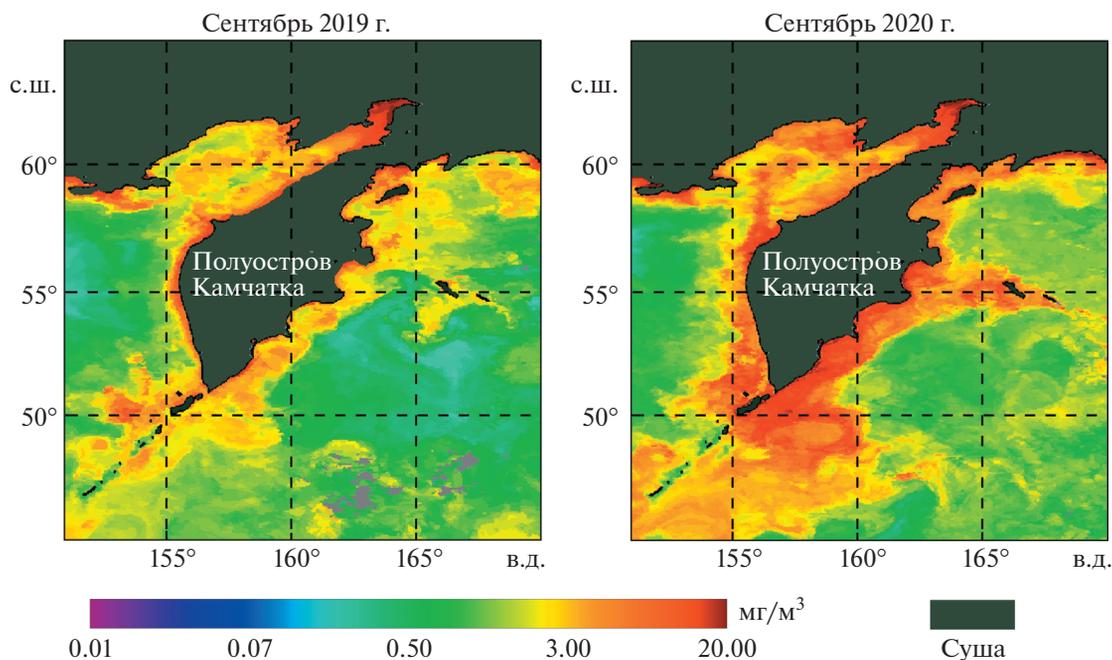


Рис. 3. Пример сопоставления карт среднемесячных концентраций хлорофилла *a* ($\text{мг}/\text{м}^3$) в прибрежных акваториях полуострова Камчатка в сентябре 2019 г. (слева) и в сентябре 2020 г. (справа).

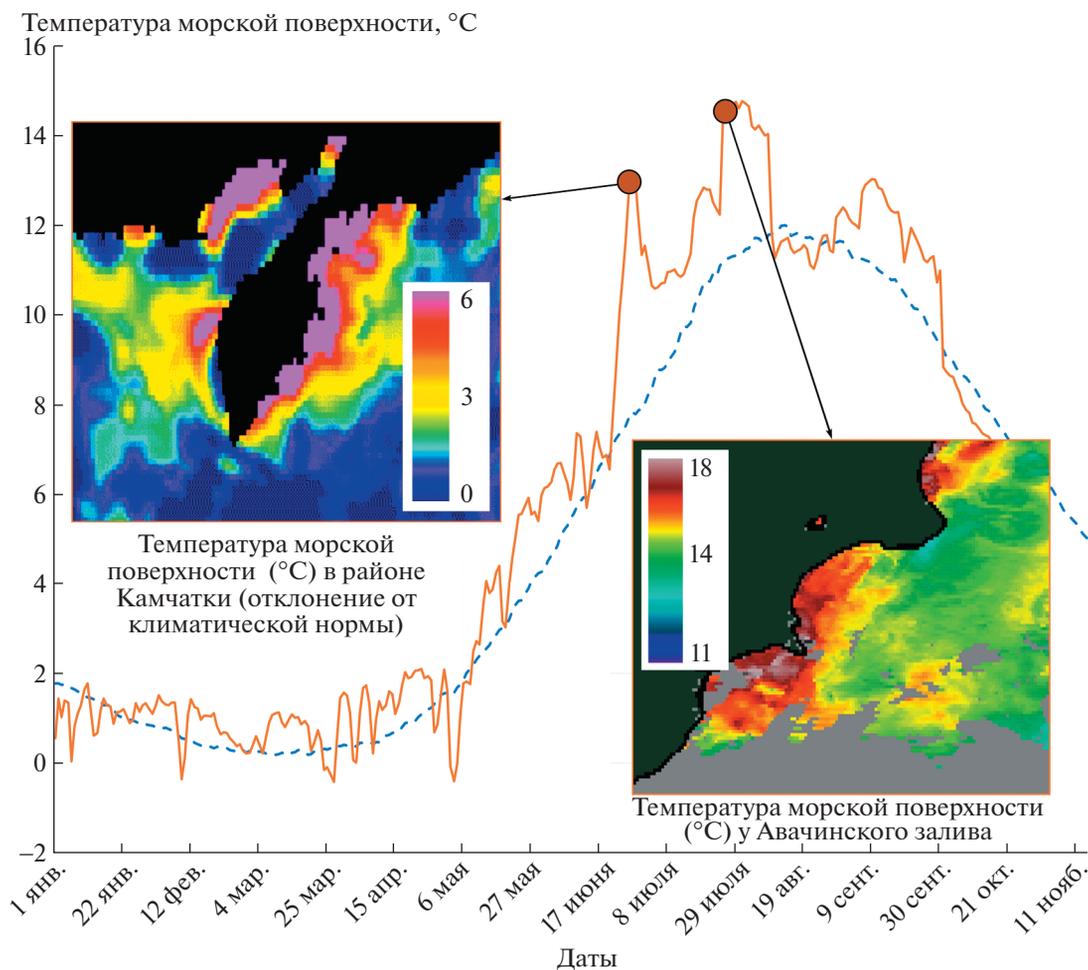


Рис. 4. Осредненные суточные значения температуры морской поверхности в Авачинском заливе за период времени с 1981 по 2020 г. (пунктирная линия) и температуры морской поверхности в этом заливе в различные дни 2020 г. (сплошная линия) (данные NOAA/OISST). Врезка справа – пространственное распределение температуры морской поверхности в заливе 27 июля 2020 г. (данные AQUA/MODIS). Врезка слева – отклонение температуры морской поверхности 29 июня 2020 г. от климатической нормы в прибрежных акваториях вокруг Камчатки (обработка данных NOAA/OISST).

кой температурой у побережья Авачинского залива регистрировались по данным аппаратуры MODIS (спутник AQUA) 27 июля 2020 г. (показано на рис. 4 справа). Положительные аномалии температуры морской поверхности, превышающие на 3–6°C климатическую норму, регистрировались также на значительных площадях вдоль всего побережья полуострова Камчатка (см. врезку на рис. 4 слева).

Это свидетельствует о том, что чрезвычайная экологическая ситуация у полуострова Камчатка, которая привела к массовой гибели гидробионтов осенью 2020 г., имеет природное происхождение и связана с развитием вредоносного цветения водорослей, получившего имя “медвежий” красный прилив, вызванный существенными положительными температурными аномалиями (до

6°C), сформировавшимися в исследуемых акваториях летом 2020 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов космического мониторинга, проведенного в акватории Авачинского залива и в прибрежных акваториях всего полуострова Камчатка, где осенью 2020 г. произошла чрезвычайная экологическая ситуация, связанная с массовой гибелью гидробионтов, получены и проанализированы долговременные ряды спутниковых (более 15 тыс. сцен) и других данных о концентрации хлорофилла *a* (с 2000 по 2020 г.) и температуре морской поверхности (с 1981 по 2020 г.).

С использованием этих данных установлено, что в исследуемом районе в конце сентября–на-

чале октября 2020 г. наблюдался аномальный (по сравнению с предыдущими 20 годами) рост концентрации хлорофилла *a* (в 5–8 раз выше фоновых значений), свидетельствующий о существенном изменении биогенного режима.

Установлено также, что в июле–сентябре 2020 г. в исследуемых акваториях наблюдались сильные положительные аномалии температуры (отклонения от климатической нормы до 6°C), которые способствовали вредоносному цветению водорослей (красный прилив), вызвавшему гибель гидробионтов в прибрежных зонах Авачинского залива и всего полуострова Камчатка.

Таким образом, результаты исследований, проведенных на основании космических данных, показали, что причиной чрезвычайной экологической ситуации, вызвавшей массовую гибель гидробионтов в Авачинском заливе и у побережья всего полуострова Камчатка осенью 2020 г., являлись природные факторы. Они связаны с вредоносным цветением водорослей (красным приливом), произошедшим из-за аномального повышения температуры водной среды по сравнению с климатической нормой.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2020-776.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bondur V.G.* Satellite Monitoring and Mathematical Modelling of Deep Runoff Turbulent Jets in Coastal Water Areas // *Waste Water – Evaluation and Management*, Croatia. 2011. P. 155–180. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>
2. *Бондур В.Г., Зубков Е.В.* Выделение мелкомасштабных неоднородностей оптических характеристик верхнего слоя океана по многозональным спутниковым изображениям высокого разрешения. Часть 1. Эффекты сброса дренажных каналов в прибрежные акватории // *Исследования Земли из космоса*. 2005. № 4. С. 54–61.
3. *Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P.* Dissolved Organic Matter and its Optical Characteristics in the Laptev and East Siberian Seas: Spatial Distribution and Interannual Variability (2003–2011) // *Ocean Science*. 2018. V. 14. № 1. P. 87–103. <https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018>
4. *Алексанин А.И., Качур В.А., Ким В., Орлова Т.Ю., Павлов А.Н., Салюк П.А., Стоник И.В., Шевченко О.Г.* К определению состава фитопланктона по спутниковым данным // *Биологическая безопасность дальневосточных морей Российской Федерации*. Отв. ред. А.В. Адрианов. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 325–353.
5. *Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д.* Спектральные характеристики и кинематика короткопериодных внутренних волн на Гавайском шельфе // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 5. С. 641–651.
6. *Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д.* Изменчивость внутренних приливов в прибрежной акватории о. Оаху (Гавайи) // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 5. С. 661–671.
7. *Bondur V., Tsidilina M.* Features of Formation of Remote Sensing and Sea Truth Databases for The Monitoring of Anthropogenic Impact on Ecosystems of Coastal Water Areas // *31st Int. Symp. Remote Sensing of Environment*. ISRSE, 2005. P. 192–195.
8. *Бондур В.Г., Журбас В.М., Гребенюк Ю.В.* Математическое моделирование турбулентных струй глубинных стоков в прибрежные акватории // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 6. С. 805–820.
9. *Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Замшин В.В., Серебряный А.Н., Латушкин А.А., Ли М.Е., Мартынов О.В., Хурчак А.П., Гринченко Д.В.* Мониторинг антропогенных воздействий на прибрежные акватории Черного моря по многоспектральным космическим изображениям // *Исследование земли из космоса*. 2017. № 6. С. 3–22. <https://doi.org/10.7868/S020596141706001X>
10. *Bondur V.G., Zamshin V.V.* Comprehensive Ground-Space Monitoring of Anthropogenic Impact on Russian Black Sea Coastal Water Areas / *Proc. of the Scientific-Practical Conference “Research and Development-2016”*, K.V. Anisimov, et al. (eds.). 2018. P. 625–637. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-62870-7>
11. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Chlorophyll Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. DOI: data/. <https://doi.org/10.5067/AQUA/MODIS/L3M/CHL/2018>
12. *Anderson D.M.* Toxic Algal Blooms and Red Tides: A Global Perspective, in *Red Tides: Biology, Environmental Science and Toxicology* / T. Okaichi, D.M. Anderson, and T. Nemoto, Eds., Elsevier, 1989. P. 11–16.
13. *Орлова Т.Ю.* Красные приливы и токсические микроводоросли в дальневосточных морях России // *Вестник ДВО РАН*. 2005. № 1. С. 27–31.
14. *Sukhanova I.N., Flint M.V.* Anomalous Blooming of Coccolithophorids Over the Eastern Bering Sea Shelf // *Oceanology*. 1998. Т. 38. № 4. С. 502–505.
15. *Reynolds R.W., Banzon V.F.* NOAA CDR Program (2008): NOAA Optimum Interpolation 1/4 Degree Daily Sea Surface Temperature (OISST) Analysis, Version 2. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5SQ8XB5>

STUDYING FROM SPACE THE ENVIRONMENTAL DISASTER NEAR THE KAMCHATKA PENINSULA RELATED WITH A RED TIDE IN SEPTEMBER-OCTOBER 2020

Academician of the RAS **V. G. Bondur^{a,#}, V. V. Zamshin^a, and O. I. Chvertkova^a**

^a *AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

The results of satellite monitoring of an environmental disaster near the Kamchatka Peninsula that caused mass mortality of aquatic organisms in Autumn 2020 are presented. An analysis of long-term series of satellite data (more than 15 thous. scenes) on sea surface temperature (1981–2020) and chlorophyll_a concentrations (2000–2020) have allowed us to reveal that in July-September 2020 in the studied region there were strong positive anomalies of temperature (3–6°C deviation of the climatic norm) that caused abnormal increase in chlorophyll_a concentrations (5–8-fold exceeding background) in the end of September – beginning of October 2020. Thus, the biogenic mode changed greatly what resulted in harmful algae blooms (red tide) and caused aquatic organism mortality both in Avacha Bay and in coastal water areas of the whole Kamchatka Peninsula.

Keywords: remote sensing, satellite monitoring, satellite data, coastal water areas, red tide, Kamchatka

УДК 551.46

АНОМАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В РАЗВИТИИ ФИТОПЛАНКТОНА ЧЕРНОГО МОРЯ, ЗАФИКСИРОВАННЫЕ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2021 г. А. С. Востокова¹, академик РАН Л. И. Лобковский¹, С. В. Востоков^{1,*}

Поступило 10.08.2020 г.

После доработки 21.10.2020 г.

Принято к публикации 03.12.2020 г.

На основе анализа спутниковых данных за период 2000–2020 гг. зафиксированы аномальные явления в развитии фитопланктона в Черном море. В поле хлорофилла *a* выявлены не характерные для летнего периода цветения диатомовых в 2001, 2010 и 2015 г., которые развивались в условиях отрицательной аномалии температуры поверхностного слоя, вызванной активным ветровым перемешиванием. Максимально высокий уровень развития летних цветений кокколитофорид отмечен в 2006, 2012 и 2017 г. Они наблюдались после самых холодных зим. Показано, что в отдельные годы в условиях аномально низких летних температур и активного ветрового перемешивания летняя вегетация кокколитофорид выражена слабо и может замещаться развитием диатомовых. По спутниковым данным за двадцатилетний период выявлены многочисленные признаки массового развития кокколитофорид в холодный период года. Зимние цветения кокколитофорид развиваются в условиях теплых зим с низкой ветровой активностью. Отмечено, что после зимних цветений кокколитофорид их летняя вегетация в значительной степени сглажена. Обсуждается влияние гидрометеорологических факторов на сезонную и межгодовую изменчивость фитопланктона.

Ключевые слова: спутниковый мониторинг, дистанционное зондирование, хлорофилл, фитопланктон, аномальные явления, многолетняя изменчивость

DOI: 10.31857/S2686739721030129

Фитопланктон — основное продукционное звено морской экосистемы. Несмотря на длительный период исследований, изменчивость фитопланктона в Черном море изучена недостаточно. Многие аномальные явления в развитии фитопланктона, имевшие место в последние десятилетия, не были зафиксированы и изучены традиционными методами исследований. Причиной является отсутствие непрерывных наблюдений за количественными характеристиками фитопланктона, особенно в открытых районах моря. Развитие технологий спутникового зондирования позволяет изучать основные закономерности сезонной и межгодовой изменчивости фитопланктона непрерывно на всей акватории моря, выявлять многолетние тренды, региональные особенности и их связь с климатическими факторами [1–6]. Мультисенсорный подход создает возможность для изучения структурных изменений в фитопланктоне Черного моря, а также их

связь с гидрометеорологическими факторами среды в сезонном и многолетнем аспектах [1, 4, 6, 9].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Сезонная и многолетняя динамика фитопланктона была изучена по спутниковым данным о распределении и изменчивости концентраций хлорофилла *a* (ХЛ), рассчитанных на основе измерений сканера Modis Aqua, [1, 6]. Развитие кокколитофорид в Черном море оценивалось по показателю отражения на длине волны 551 нм, а также параметру РИС (концентрация взвешенного неорганического углерода), рассчитанному по специальному алгоритму [8]. Верификация спутниковых данных проведена с использованием результатов контактных измерений ХЛ в разные биологические сезоны года [1]. Для оценки многолетней изменчивости гидрометеорологических условий использовались спутниковые данные по температуре и скорости ветра.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ряду характерных для Черного моря зимних цветений диатомовых водорослей необходимо

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

*E-mail: Vostokov_S@mail.ru

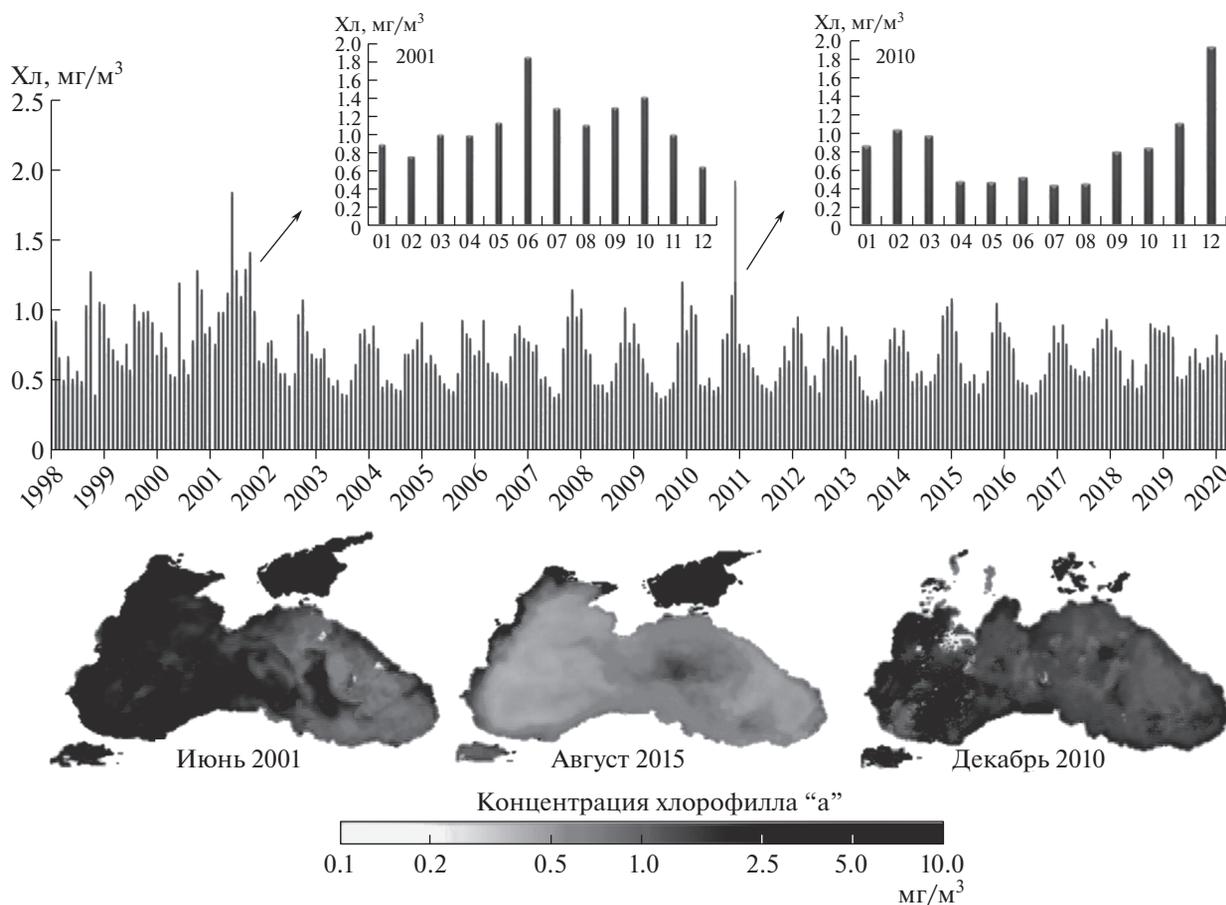


Рис. 1. Аномальные летние и зимние цветения вод фитопланктоном, отразившиеся в поле хлорофилла (данные сканера Modis Aqua).

отметить аномальные зимние цветения 2001 и 2010 г. Судя по содержанию хлорофилла *a*, зимнее цветение 2010 г. достигало наибольшего уровня в декабре (рис. 1), в западной части моря. При этом оно было также зарегистрировано судовыми наблюдениями в северо-восточной части моря [6].

Среди аномальных цветений, выявленных по данным сканеров цвета в летний период, выделяется массовая вегетация диатомовых 2001 г., достигавшая максимума в июне (рис. 1). Максимальные концентрации хлорофилла *a* летом 2001 г. достигали величин, характерных для зимнего продукционного периода (см. рис. 1). Эти цветения обычно связаны с активным ростом мелких диатомовых, чаще всего *Pseudo-nitzschia pseudodelicatissima* [6]. Летнее цветение 2001 г. развивалось в условиях отрицательной аномалии температуры (рис. 2).

По спутниковым данным температура поверхностного слоя воды в период цветения была на 5° ниже характерных для данного сезона многолетних значений (см. рис. 2). Причина данной ано-

малии может заключаться в активном ветровом перемешивании, понижавшем температуру поверхностного слоя и способствующем обогащению слоя фотосинтеза биогенными элементами. Отметим, что 2001 г. отличался высокими концентрациями хлорофилла *a* в течение летне-осеннего сезона, а также пиковыми концентрациями в начале зимнего периода, что характеризует его как максимально продуктивный за весь двадцатилетний период спутниковых наблюдений.

Массовое развитие диатомовых водорослей в летний период является редким необычным явлением. В июле–августе 2015 г. в поле хлорофилла *a* было зафиксировано не характерное для летнего периода пятно цветения, наблюдавшееся в северо-восточной части моря (см. рис. 1). По спутниковым данным в этот период в восточной части моря наблюдались признаки активного ветрового воздействия и сгонных явлений, проявившихся в прибрежной зоне северо-восточной части моря. В поле температуры область цветения была представлена обширным холодным пятном. Таким образом, на основе совместного анализа

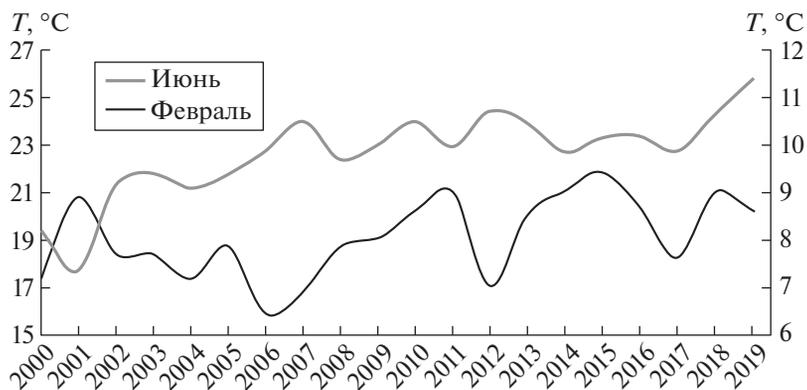


Рис. 2. Многолетняя изменчивость зимней и летней температуры поверхностного слоя Черного моря по данным дистанционного зондирования.

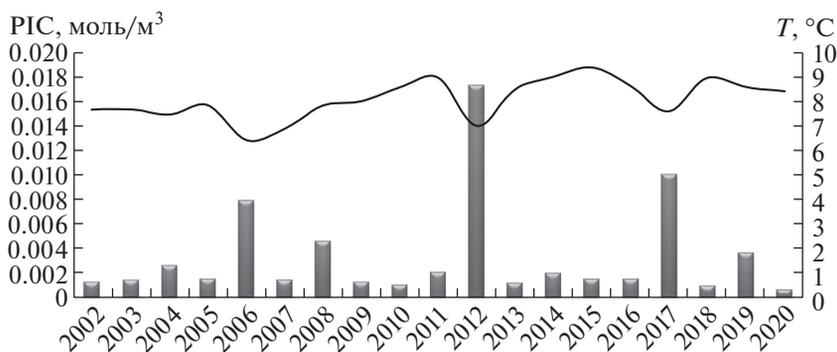


Рис. 3. Динамика летних цветений вод кокколитофоридами и зимняя температура поверхностного слоя (февраль) по данным сканеров Modis Aqua и Modis Terra.

данных спутниковых скатерометров и распределения температуры можно полагать, что цветение было инициировано локальным ветровым воздействием, усилившим перемешивание вод и обогащение слоя фотосинтеза биогенными элементами. Аналогичный вывод сделан на основе анализа спутниковых гидрометеорологических данных и результатов измерений стационарных буев [5]. Подобное пятно цветения было отмечено в том же районе моря и в августе 2010 г. (см. рис. 1). Изучение динамики развития фитопланктона в 2010 и 2015 г. показал, что данные локальные цветения были началом периода осенней вегетации фитопланктона на всей акватории моря, инициированного активным ветровым перемешиванием.

Характерной чертой сезонной сукцессии черноморского фитопланктона является массовое развитие кокколитофорид в раннелетний сезон [1, 2, 6, 9]. За двадцатилетний период выделяются три года – 2006, 2012, 2017 – с максимально высоким уровнем развития кокколитофорид в летний период. Эти цветения слабо выражены в поле хлорофилла *a* и оценивались по расчетному параметру – PIS.

Совместный анализ спутниковых данных по межгодовой динамике PIS и температуры поверхностного слоя ($T^{\circ}\text{C}$) показывает, что летние цветения кокколитофорид достигали максимального уровня развития после самых холодных зим (рис. 3).

Связь интенсивности летней вегетации кокколитофорид с зимними температурами была также отмечена ранее [1, 7, 9]. В этой закономерности отмечается, по крайней мере, одно исключение. После достаточно холодной зимы 2004 г. летнее цветение было выражено слабо (см. рис. 3). Причиной может быть аномальная климатическая ситуация летом 2004 г., значительно отличавшаяся от условий 2006, 2012 и 2017 г. (см. рис. 2). Период летней вегетации кокколитофорид в 2004 г. характеризовался аномально низкими температурами поверхностного слоя воды в большинстве районов Черного моря. При этом температура не являлась фактором прямого воздействия, а свидетельствовала об активном ветровом перемешивании, что могло препятствовать массовому развитию кокколитофорид, для которого необходима устойчивая стратификация водной толщи.

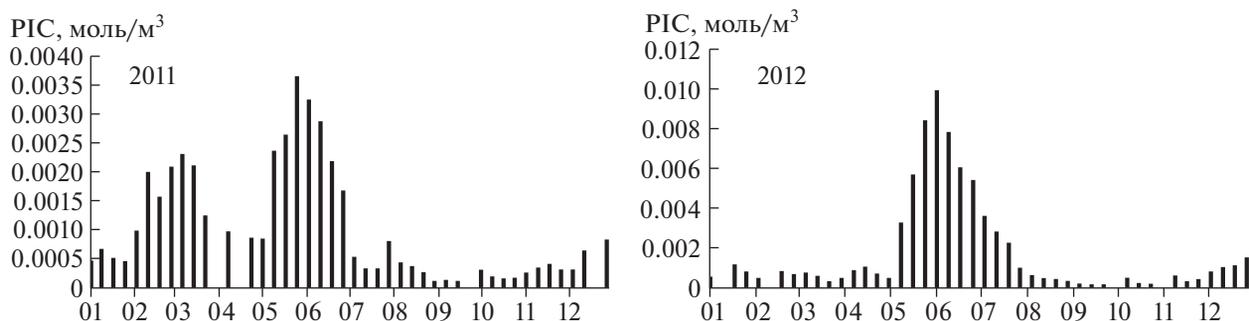


Рис. 4. Динамика развития кокколитофорид (PIC) в годы с теплой (2011 г.) и холодной (2012 г.) зимой по данным сканера Modis Aqua.

Отметим, что летнее цветение кокколитофорид в 2004 г. фиксировалось лишь в крайней юго-восточной части моря, которая являлась в этот период своеобразным теплым сектором и не была подвержена активному ветровому воздействию.

В последние годы в ходе судовых наблюдений были зафиксированы и изучены необычные для Черного моря зимние и зимне-весенние цветения кокколитофорид. Феномен массового развития кокколитофорид в холодный период года был также описан ранее [10], однако это явление не рассматривалось как характерное для Черного моря. Сопоставление полученных в последние годы данных натуральных наблюдений в период зимней вегетации кокколитофорид [3] с измерениями сканеров цвета позволило более определенно интерпретировать многочисленные признаки массового развития кокколитофорид в холодный период года, выявленных на основе спутникового зондирования. Таким образом, были идентифицированы многочисленные зимние цветения кокколитофорид в масштабах всей акватории моря (1998, 2001, 2005, 2012, 2013–2014) и ряд локальных вспышек (2002, 2003, 2006, 2007, 2009, 2013, 2015–2019). Совместный анализ спутниковых данных и результатов натуральных наблюдений показал, что в условиях холодных зим и активной зимней конвекции массового развития кокколитофорид не наблюдается. При повышении температуры и прогреве поверхностного слоя теплыми зимами начинаются стабилизация водной толщи и формирование термоклина. Отсутствие ветрового перемешивания, разрушающего устойчивую стратификацию, является важным фактором для инициации цветения кокколитофорид в зимний период [3]. При этом абсолютные значения температуры, характерные для теплых (8–10°C) и холодных (6–8°C) зим, не являются фактором, ограничивающим массовое развитие этих водорослей [11]. Примеры динамики кокколитофорид в годы с разными зимними условиями представлены на рис. 4.

Развитие кокколитофорид в условиях теплой зимы 2011 г. характеризовалось выраженным максимумом зимней вегетации водорослей и слабым летним цветением в июне (рис. 4). Принципиально иная ситуация наблюдается в годы с холодными зимами и активной конвекцией, усиленной ветровым перемешиванием. Характерным примером развития кокколитофорид в условиях холодной зимы является 2012 г. (см. рис. 4). Холодной зимой 2012 г. с температурой на поверхности около 6°C зимнего цветения кокколитофорид не наблюдалось. При этом в июне 2012 г. было зафиксировано одно из самых мощных летних цветений за весь двадцатилетний период наблюдений [1, 2]. Приведенные данные иллюстрируют два различных типа развития кокколитофорид в течение года в зависимости от климатических особенностей и текущих гидрометеорологических условий.

Таким образом, на основе анализа данных дистанционного зондирования за двадцатилетний период был зафиксирован ряд аномальных явлений в развитии фитопланктона, проявившихся в поле различных биооптических характеристик, измеряемых спутниковыми сканерами цвета. Выявлены аномальные летние цветения (2001, 2010, 2015 г.), проявившиеся в поле хлорофилла *a*. Отмечены годы (2010 и 2001 г.), когда зимняя вегетация диатомовых достигала пиковых уровней развития. Определены параметры летних цветений кокколитофорид, наблюдавшихся после холодных зим. Показано, что в отдельные годы в условиях аномально низких летних температур и активного ветрового перемешивания летняя вегетация кокколитофорид выражена слабо и может замещаться развитием диатомовых. Выявлено, что за последние двадцать лет в зимний период численность кокколитофорид многократно достигала уровня цветения. Одним из основных факторов, определяющих инициацию и развитие зимних цветений кокколитофорид, является стабильность поверхностного слоя, которая реализуется в условиях теплых и маловетренных зим.

Отмечено, что после зимних цветений кокколитофорид их летняя вегетация в значительной степени сглажена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме госзадания № 0149-2019-0005 и финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Востоков С.В., Лобковский Л.И., Востокова А.С., Соловьев Д.М.* // Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Черном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла *a* // ДАН. 2019. Т. 485. № 1. С. 99–103.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652485199-103>
2. *Kopelevich O., Burenkov V., Sheberstov S., Vazyulya S., Kravchishina M., Pautova L., Silkin V., Artemiev V., Grigoriev A.* Satellite Monitoring of Coccolithophore Blooms in the Black Sea from Ocean Color Data // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 146. P. 113–123.
3. *Якубенко В.Г., Востоков С.В., Силкин В.А., Паутова Л.А., Востокова А.С.* Гидрофизические условия формирования цветения кокколитофорид в водах Абхазского сектора северо-восточной части Черного моря в марте 2011 г. // Экология гидросферы. 2018. № 1 (2).
<http://hydrosphere-ecology.ru/106>.
4. *Востоков С.В.* Взвешенное вещество как показатель продуктивности в западной части Черного моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 2. С. 260–267.
5. *Kubryakov A.A., Zatsepin A.G., Stanichny S.V.* Anomalous Summer-autumn Phytoplankton Bloom in 2015 in the Black Sea Caused by Several Strong Wind Events // Journal of Marine Systems. 2019. V. 194. C. 11–24.
6. *Silkin V.A., Pautova L.A., Giordano M., Chasovnikov V.K., Vostokov S.V., Podymov O.I., Pakhomova S.V., Moskalenko L.V.* Drivers of Phytoplankton Blooms in the Northeastern Black Sea // Marine Pollution Bulletin. 2019. 138. P. 274–284.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11>
7. *Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазилю С.В.* Сезонные и межгодовые изменения биооптических характеристик Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 190–199.
8. *Gordon H., Boynton G.C., Balch W., Groom S., Harbour D., Smyth T.* Retrieval of Coccolithophore Calcite Concentration from SeaWiFS Imagery // Geophysical Research Letters. 2001. 28. P. 1587–1590.
<https://doi.org/10.1029/2000GL012025>
9. *Mikaelyan S., Pautova L.A., Chasovnikov V.K., et al.* Alternation of Diatoms and Coccolithophores in the North-eastern Black Sea: A Response to Nutrient Changes // Hydrobiologia. 2015. V. 755. P. 89–105.
10. *Суханова И.Н.* Феномен массового развития кокколитофорид в позднеосенний период в Черном море // ДАН. 1995. Т. 340. № 2. С. 256–259.
11. *Neukermans G., Oziel L., Babin M.* Increased Intrusion of Warming Atlantic Water Leads to Rapid Expansion of Temperate Phytoplankton in the Arctic // Glob Change Biol. 2018. 00:1–9.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14075>

ANOMALOUS PHENOMENA IN THE BLACK SEA PHYTOPLANKTON DEVELOPMENT, RECORDED BY REMOTE SENSING METHODS

A. S. Vostokova^{a, #}, Academician of the RAS L. I. Lobkovskiy^a, and S. V. Vostokov^a

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

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

On the base of satellite data analysis for the period 2000–2020, anomalous phenomena in the development of phytoplankton in the Black sea were recorded. In the chlorophyll “a” field, anomalous summer blooms were detected in 2001, 2010 and 2015, which developed under conditions of a negative anomaly in the surface layer temperature caused by active wind mixing. The highest level of coccolithophorids summer blooms of development was fixed in 2006, 2012 and 2017. They were observed after abnormally cold winters. It is shown that in conditions of low summer temperatures, mass development of coccolithophorids may not occur. Over a twenty-year period, numerous signs of active winter vegetation of coccolithophorids were revealed on the base of satellite data. Winter blooms of coccolithophorids develop in warm winters with low wind activity. It is noted that after the winter blooms of coccolithophorids, their summer vegetation is largely smoothed. The influence of hydrometeorological factors on seasonal and inter annual variability of phytoplankton is discussed.

Keywords: remote sensing, satellite monitoring long term changes, chlorophyll, phytoplankton

УДК 004.942:504.064:551.588.7

УГЛЕРОДНЫЕ КАЛЬКУЛЯТОРЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭМИССИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ ОТ ЖИВОТНОВОДСТВА

© 2021 г. О. Э. Суховеева*

Представлено академиком РАН Ю.А. Юлдашбаевым 06.11.2020 г.

Поступило 06.11.2020 г.

После доработки 18.12.2020 г.

Принято к публикации 19.12.2020 г.

Углеродные калькуляторы – программы для расчета эмиссии парниковых газов (углеродного следа) от сельскохозяйственного производства в масштабах одного предприятия. Они созданы на основе методик МГЭИК, но пока не используются в России. Цель исследования состояла в анализе эффективности их применения для оценки эмиссии от животноводства и разработке рекомендаций по ее снижению. В качестве объектов исследования были выбраны четыре широко распространенных калькулятора: Cool Farm Tool, AgRE-Calc, Farm Carbon Calculator и Ex-Act. Среди них наиболее удобным и эффективным был признан Cool Farm Tool. Тогда как в AgRE-Calc и Farm Carbon Calculator недостаточно полно представлены технологические особенности выращивания животных. Ex-Act мало пригоден для сектора животноводства, поскольку базируется на изменении землепользования. По данным машинных экспериментов, наиболее эффективный тип хозяйствования с точки зрения снижения эмиссии ПГ – это полный выпас, при котором навоз остается на полях, а также нет трат на производство дополнительных кормов. В этом случае эмиссия снижается для коров на 2.45 и для лошадей на 0.84 т CO₂-экв./гол.-год (Cool Farm Tool); а также для коров на 0.53 и для лошадей на 0.42 т CO₂-экв./гол.-год (Farm Carbon Calculator). Но это ведет к экстенсивному хозяйствованию. Вторым вариантом является изменение рациона, в том числе затрат на производство кормов: исключение из рациона зеленых кормов при стойловом содержании позволит снизить эмиссию на 0.05 (AgRE-Calc) – 0.14 (Cool Farm Tool) т CO₂-экв./гол.-год, а исключение силоса приведет к снижению на 0.96 т CO₂-экв./гол.-год. Но подобные решения могут привести к ухудшению сбалансированности рациона. Для снижения эмиссии ПГ от животноводства можно рекомендовать постепенно снижать численность домашних животных. Farm Carbon Calculator, AgRE-Calc и Ex-Act существенно завышают интенсивность поглощения ПГ лесами. Вследствие несоответствия оценок между калькуляторами их необходимо применять комплексно.

Ключевые слова: диоксид углерода, метан, закись азота, коровы, овцы, лошади

DOI: 10.31857/S2686739721030117

ВВЕДЕНИЕ

Углеродные калькуляторы – программы для расчета эмиссии парниковых газов (ПГ), или так называемого углеродного следа, от сельскохозяйственного производства в масштабах одного предприятия. Обычно они состоят из нескольких программных модулей, посвященных животноводству, растениеводству, управлению отходами, использованию топлива и энергии, и построены по принципу выпадающего меню и введения небольшого количества переменных в фиксированные ячейки. Калькуляторы появились в 2010-х годах после опубликования в 2006 г. методик

МГЭИК и начали активно использоваться в мире, начиная с европейских стран. Но в России они не распространены, до сих пор ни одной русскоязычной публикации, посвященной этой теме.

По нашим прогнозам, в ближайшее время применение углеродных калькуляторов в нашей стране должно стать особенно актуальным, поскольку подобные технологии могут помочь уменьшить эмиссию ПГ от животноводства, хотя до нуля она никогда не снизится. По данным Национального доклада о кадастре парниковых газов, более трети эмиссии ПГ от сельского хозяйства составляют выбросы метана от внутренней ферментации домашних животных. В 2018 г. они были равны 49.0 млн т CO₂-экв., при общей эмиссии от сектора 126.7 млн т CO₂-экв. Введение углеродного сбора (в соответствии с принципами Парижского соглашения) негативно скажется на сельскохозяйственных предприятиях и может по-

*Институт географии Российской академии наук,
Москва, Россия*

*E-mail: olgasukhoveeva@gmail.com

ставить под угрозу продовольственную безопасность страны [2].

С нашей точки зрения, можно выделить пять преимуществ углеродных калькуляторов:

- работают онлайн, находятся в свободном доступе,
- позволяют рассчитывать, сравнивать потоки между собой и прогнозировать их интенсивность,
- просты в использовании,
- дают оценку на уровне хозяйства,
- могут быть использованы для широкого круга сельскохозяйственных предприятий.

По нашему мнению, следует указать на недостатки углеродных калькуляторов:

- внутренние параметры и встроенные уравнения не могут быть скорректированы,
- учитывают только антропогенные факторы эмиссии,
- не учитывают климатические параметры и особенности природных зон,
- слабо представлены модули поглощения углерода.

На наш взгляд, калькуляторы мало пригодны для оценки эмиссии ПГ от растениеводства, поскольку не позволяют учесть особенности технологий возделывания сельскохозяйственных культур в разных географических зонах (прежде всего, изменения в датах посева и уборки). Тогда как в секторе животноводства усредненный подход вполне допустим, поскольку животные содержатся в помещениях с контролируемыми микроклиматическими условиями и питаются согласно разработанному рациону.

Цель исследования состояла в анализе эффективности применения углеродных калькуляторов для оценки эмиссии ПГ от животноводства и разработке рекомендаций по ее снижению.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования были выбраны четыре наиболее распространенных углеродных калькулятора (табл. 1), которые получили самые высокие оценки по таким критериям, как практичность, полезность, понятность и полнота в британской Программе мониторинга и моделирования окружающей среды и сельских районов [9]: Cool Farm Tool, AgRE-Calc, Farm Carbon Calculator и Ex-Act. Расчеты проводились на примере трех хозяйств, руководство которых любезно разрешило воспользоваться данными о них (табл. 2). В процессе машинных экспериментов для определения наиболее оптимального способа содержания животных с целью снижения эмиссии ПГ исходные реальные параметры комбинировались с теоретически возможными.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Исходя из структуры калькуляторов, вырисовывается два способа их использования:

- расчет углеродного баланса хозяйства с целью определить, является ли оно источником или стоком ПГ для атмосферы,
- расчет эмиссии ПГ для оценки возможных путей ее снижения.

Снижение эмиссии ПГ возможно по трем направлениям:

- уменьшение поголовья домашних животных,
- изменение их рациона, в т.ч. сокращение затрат на производство кормов,
- изменение систем управления навозом.

Можно заметить, что AgRE-Calc и Ex-Act выдают более высокие показатели эмиссии, тогда как Cool Farm Tool и Farm Carbon Calculator их занижают (табл. 3). Разница между результирующими значениям составляет 2.0–2.5 раза для коров и 2.4–3.0 раза для овец. Для лошадей она не превышает 40%.

По данным машинных экспериментов, наиболее эффективный тип хозяйствования для снижения эмиссии — это полный выпас, при котором навоз остается на полях, а также нет затрат на производство дополнительных кормов. Согласно оценкам с использованием Cool Farm Tool, в этом случае эмиссия снижается для коров на 2.45 т CO₂-экв./гол.-год (рис. 1), для лошадей — на 0.84 т CO₂-экв./гол.-год (рис. 2). Оценки на основе Farm Carbon Calculator соответствуют снижению эмиссии на 0.53 т CO₂-экв./гол.-год для коров и на 0.42 т CO₂-экв./гол.-год для лошадей (рис. 4). Но этот вариант предполагает экстенсивное ведение хозяйства, необходимость расширения площадей пастбищ, снижение продуктивности, что в конечном итоге будет вести к экономическим убыткам. По данным AgRE-Calc (рис. 3), оставление навоза на полях, наоборот, приведет к увеличению эмиссии ПГ на 0.73 т CO₂-экв./гол.-год по сравнению с его твердым хранением.

Интересно отметить, что по результатам расчетов с помощью Cool Farm Tool снижения эмиссии ПГ можно добиться изменением принципов кормления животных. Исключение из рациона силоса приведет к снижению эмиссии на 0.96, а исключение зеленых кормов — на 0.14 т CO₂-экв./гол.-год (рис. 1). Таким образом, отказ от этих двух типов кормов и использование только зерна и соломы позволяют уменьшить эмиссию примерно в той же степени, как и сокращение поголовья в два раза. Хотя при этом может ухудшиться сбалансированность рациона, что приведет к снижению продуктивности животных. Напротив, в AgRE-Calc существенной разницы между вариантами рационов не прослеживается (исключение из рациона зеленых кормов при

Таблица 1. Сравнительная характеристика углеродных калькуляторов

Название	Cool Farm Tool	AgRE-Calc (Agricultural Resource Efficiency Calculator)	Farm Carbon Calculator	Ex-Act (the EX-Ante Carbon-balance Tool)
Компания-разработчик	Идея Sustainable Food Lab, Unilever, и University of Aberdeen, дизайн и разработка Antithesis Group, управление Cool Farm Alliance	SAC Commercial Ltd, коммерческое подразделение Scotland's Rural College	Разработка Farm Carbon Cutting Toolkit, финансирование Esmée Fairbairn Foundation	ФАО
Год создания	2011	2014	2012	2010
Ссылка на web-ресурс	https://app.coolfarm-tool.org/	https://app.agre-calc.com/index.php	https://calculator.farmcarbontool-kit.org.uk/	http://www.fao.org/tc/exact/ex-act-home/en/
Форма работы	онлайн	онлайн	онлайн	оффлайн, Excel
Раздельный учет трех ПГ	да	да	нет	нет
Учет кормления и рационов	да	да	нет	частично
Учет выпаса	да	нет	нет	частично
Учет поглощения (секвестрации)	нет	да	да	да
Соответствие методике МГЭИК	Уровень 1 или 2 в зависимости от входных данных	Уровень 2	Уровень 1	Уровень 1 и 2
Принцип расчета	На единицу продукции	Суммарно на хозяйство, на единицу площади и на единицу продукции	Суммарно на хозяйство	Суммарно на хозяйство и на единицу площади
Представление результатов	Отдельно по каждому ПГ в кг и т CO ₂ -экв.	Отдельно по каждому ПГ, т CO ₂ -экв.	Суммарно, т CO ₂ -экв.	Суммарно, т CO ₂ -экв.
Вид животных	Коровы	да	да	да
	Лошади	да	нет	да
	Свиньи	да	да	да
	Овцы	да	да	да
	Птица	да	да	да

стойловом содержании животных позволит снизить эмиссию ПГ лишь на 0.05 т CO₂-экв./гол.-год), т.е. фактически затраты на производство 1 кг любых кормов, а следовательно, и интенсивность эмиссии ПГ, эквивалентны друг другу.

В рассматриваемых хозяйствах или нет стоков углерода, или данных по ним недостаточно. Поэтому в качестве примера компенсации эмиссии ПГ от животноводства была приведена стандартная удельная секвестрация углерода лесами. Farm Carbon Calculator оценивает возможное поглощение хвойными, смешанными и широколиствен-

ными лесами в 5.66; 5.84 и 6.19 т CO₂-экв./га-год, соответственно, а многолетними насаждениями – в 3.80 т CO₂-экв./га-год. Таким образом, каждый гектар леса компенсирует эмиссию ПГ от 1.4–2.3 коров или 22.3–36.4 овец. Кроме того, по данным этого калькулятора, увеличение содержания органического углерода в почве на каждые 0.1% соответствует секвестрации 255.2 т CO₂-экв./га-год.

AgRE-Calc оценивает секвестрацию углерода хвойными и широколиственными лесами в 10.89 т CO₂-экв./га-год, что эквивалентно эмиссии ПГ от 1.6 коров и 27.2 овец. Ex-Act, как было сказано

Таблица 2. Объекты исследования

Название	СПК “Амосовский”	КФХ Е.А. Гусева	ОАО Чувашский конный завод им. В.И. Чапаева
Местонахождение хозяйства	Курская обл., Медвенский р-н	Рязанская обл., Сапожковский р-н	Республика Чувашия, Ядринский р-н
Руководитель	В.С. Кузнецова	Е.А. Гусев	Р.Н. Малов
Вид животных	Коровы, молочное направление	Овцы	Лошади
Численность животных, гол. (в 2019 г.)	1837	700	60
Содержание	Загонное, рацион из зерна, силоса, соломы, зеленой массы	Свободный выпас с прикормкой зерном	Свободный выпас с прикормкой овсом
Управление навозом	Компостирование с последующим вывозом на поля	Остается на пастбище	Остается на пастбище

Таблица 3. Результаты расчетов при исходном варианте хозяйствования, т CO₂-экв./год

Вид животных	Калькулятор	Cool Farm Tool		AgRE-Calc		Farm Carbon Calculator		Ex-Act	
		На хозяйство	На голову	На хозяйство	На голову	На хозяйство	На голову	На хозяйство	На голову
Коровы	СПК “Амосовский”	5278	2.87	12320	6.71	5040	2.74	10611	5.78
Овцы	КФХ Е.А. Гусева	95	0.16	280	0.40	122	0.17	343	0.49
Лошади	Чувашский конный завод	81	1.35	—	—	68	1.13	95	1.58

выше, не оценивает текущее состояние хозяйства, а рассчитывает изменения эмиссии в результате выполнения некоего проекта. По этому принципу нами было определено, что при переводе пахотных земель в луговые поглощается 12 т CO₂-экв./га-год, деградированных земель в многолетние насаждения — 20 т CO₂-экв./га-год, лугов в леса — 68 т CO₂-экв./га год и пашен в леса — 81 т CO₂-экв./га-год. Это соответствует компенсации эмиссии ПГ от 2.1–75.2 коров или 24.5–165.3 овец.

ОБСУЖДЕНИЕ

Выше была отмечена значительная разница между результатами расчетов по четырем выбранным калькуляторам. Сложно определить, какие из этих оценок точнее, поскольку в других источниках диапазон значений еще более широкий. Так, в ГОСТ Р 56267–2014 “Газы парниковые. Определение количества выбросов парниковых газов в организациях и отчетность” оценочный коэффициент выбросов для одной коровы составляет 1.89 т CO₂-экв./год, что гораздо ниже цифр, полученных в данной работе. По данным

российских исследователей, в нашей стране содержание молочной коровы приводит к эмиссии ПГ в среднем в размере 5.13 т CO₂-экв./год, или 0.64 кг CO₂-экв./кг молока [1]. Эти оценки наиболее близки к результатам Ex-Act. По зарубежным данным, молочная корова местной породы выделяет в атмосферу 1.54 кг CO₂-экв./кг молока, корова высокопродуктивной породы — 2.63 кг CO₂-экв./кг молока [7], что в 1.5–2.0 раза выше, чем результаты настоящего исследования (0.44–1.03 кг CO₂-экв./кг молока).

С точки зрения сокращения эмиссии ПГ в атмосферу оптимален вариант свободного содержания животных на пастбище, хотя это неприемлемо с позиции построения интенсивного хозяйства и поддержания необходимого уровня производства продукции, а также несет опасность деградации почв в результате перевыпаса. Учитывая то, что результаты расчетов разных калькуляторов по системам управления навозом несут противоречивый характер, а снизить эмиссию в результате внутренней ферментации на сегодняшний день не представляется возможным, следует признать, что для уменьшения эмиссии ПГ от животноводства необходимо постепенно

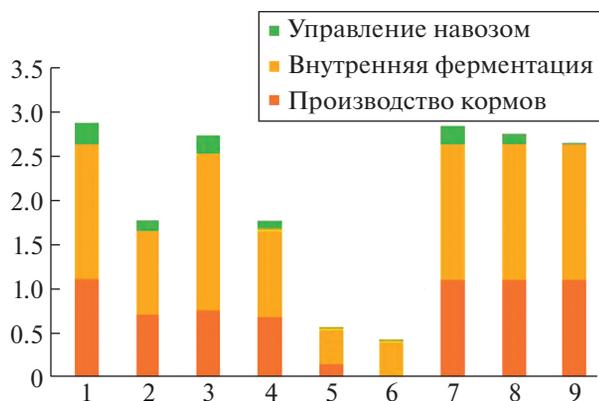


Рис. 1. Результаты расчетов для коров на основе Cool Farm Tool, т CO₂-экв./гол.-год. 1 – исходный вариант (полный рацион, навоз компостируется); 2 – половина поголовья; 3 – без зеленого корма (силос, зерно, солома); 4 – без зеленого корма и силоса (зерно, солома); 5 – без зеленого корма и силоса (зерно, солома); 6 – полный выпас; 7 – хранение навоза в твердом виде; 8 – 50% навоза хранится, 50% разбрасывается; 9 – разбрасывание навоза на полях.

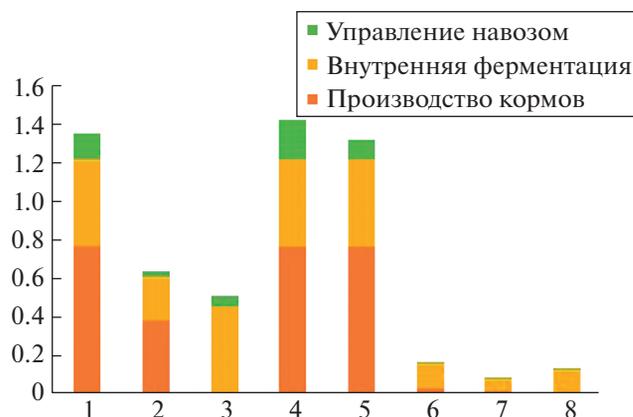


Рис. 2. Результаты расчетов для лошадей и овец на основе Cool Farm Tool, т CO₂-экв./гол.-год. Лошади: 1 – исходный вариант (полный рацион, навоз остается на полях); 2 – половина поголовья; 3 – полный выпас; 4 – навоз компостируется; 5 – 50% навоза хранится, 50% разбрасывается; Овцы: 6 – исходный вариант (выпас с подкормкой, навоз остается на полях); 7 – половина поголовья; 8 – полный выпас.

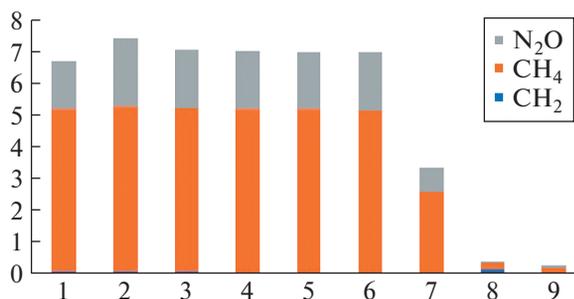


Рис. 3. Результаты расчетов для коров и овец на основе AgRE-Calc, т CO₂-экв./гол.-год. Коровы: 1 – полный рацион, хранение навоза в твердом виде; 2 – полный рацион, разбрасывание навоза по полям; 3 – полный рацион, 50% навоза хранится, 50% разбрасывается; 4 – без зеленого корма (силос, зерно, солома); 5 – без зеленого корма и силоса (зерно, солома); 6 – без зеленого корма, силоса, зерна (солома); 7 – половина поголовья; Овцы: 8 – выпас с подкормкой; 9 – полный выпас.

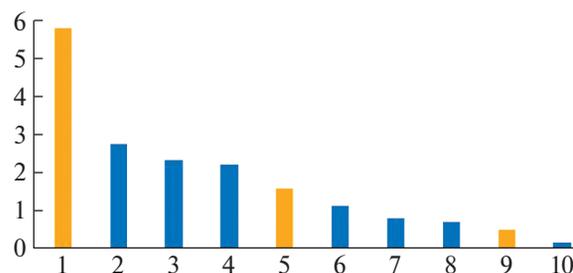


Рис. 4. Результаты расчетов с помощью Ex-Act (желтые столбцы) и Farm Carbon Calculator (FCC) (синие столбцы), т CO₂-экв./гол.-год. 1 – Ex-Act, коровы; 2 – FCC, коровы, навоз компостируется; 3 – FCC, коровы, навоз остается на пастбище; 4 – FCC, коровы, навоз разбрасывается по полям; 5 – Ex-Act, лошади; 6 – FCC, лошади, навоз компостируется; 7 – FCC, лошади, навоз остается на пастбище; 8 – FCC, лошади, навоз разбрасывается по полям; 9 – Ex-Act, овцы; 10 – FCC, овцы.

снижать численность домашних животных. С одной стороны, это может быть неэффективно с экономической точки зрения. С другой, это позволит снизить затраты на производство продукции растениеводства, поскольку именно домашние животные используют 60% мирового урожая фитомассы [10].

Отдельный аспект связан с оценкой возможных стоков ПГ в данном хозяйстве или в соседних экосистемах. Нами было определено, что каждый гектар леса способен секвестрировать углерод в количестве, равном тому, которое выделяют 1.4–2.3 коровы (при загонном содержании) или 22.3–

36.4 овец (при содержании на пастбище). Но выходные значения калькуляторов значительно превышают цифры из официальных документов. Так, по данным о площади земель, покрытых лесом [3], и поглощении ПГ лесными землями [4], можно определить приблизительный удельный сток углерода в леса. Например, в 1998 г. секвестрация составила 0.72 т CO₂-экв./га-год, а в 2008 г. – 0.81 т CO₂-экв./га-год, что значительно меньше, чем выходные данные трех калькуляторов, в которых присутствует блок поглощения ПГ (AgRE-Calc, Farm Carbon Calculator, Ex-Act). Таким об-

разом, углеродные калькуляторы значительно повышают интенсивность поглощения ПГ лесами.

Важно понимать, что калькуляторы не дают советов и не предлагают модификаций в ведении хозяйства. Более того, они по-разному реагируют на вводимые пользователем изменения в моделируемой системе, поэтому их оценки могут значительно варьировать. Даже в тех случаях, когда показатели разных калькуляторов на уровне хозяйства кажутся одинаковыми, составляющие этих оценок могут различаться. Вследствие этого следует с осторожностью относиться к рассчитанным стратегиям снижения эмиссии ПГ и смягчения климатических изменений [11].

По удобству использования, возможности представить результаты в виде потоков ПГ, учету различных аспектов и широте охвата технологических особенностей животноводства, лучшими, на наш взгляд, следует признать два углеродных калькулятора – Cool Farm Tool и AgRE-Calc. К небольшим недостаткам последнего следует отнести невозможность учесть особенности выпаса животных, а также отсутствие модуля, посвященного лошадям.

Cool Farm Tool интересен тем, что дает возможность вводить и анализировать данные, выходящие за рамки стандартных методов инвентаризации [8]. Он широко используется в мире. Например, с его помощью была проведена оценка эмиссии ПГ в Индии [12], определено необходимое количество азотных удобрений для кукурузы в Кении и Эфиопии [5], на 25% снижена эмиссия ПГ при производстве яиц в Великобритании [13]. Однако он не дает возможности оценить поглощение ПГ.

Farm Carbon Calculator упрощенно подходит к оценке углеродного следа, не разделяет его по парниковым газам, не учитывает особенности кормления и выпаса животных. Это может представлять определенные трудности для сельскохозяйственного производителя в процессе принятия управленческих решений, поскольку не понятно, какой поток с какой технологической операцией связан. Хотя его безусловной положительной особенностью является наличие модуля секвестрирования углерода лесами и многолетними насаждениями.

Ex-Act мало применим в отрасли животноводства, поскольку ориентирован на оценку изменений землепользования. Он рассчитывает углеродный баланс от выбросов ПГ и их секвестрации, причем принцип его работы строится на сравнении ситуации до и после внедрения проекта [6]. Ex-Act берет во внимание некоторые характеристики выращивания животных (практики кормления, использование пищевых добавок, селекция), но пользователь должен вводить в качестве входных данных их влияние на эмиссию ПГ

в процентном выражении, что конечно же будет вызывать затруднения.

ВЫВОДЫ

Для оценки эмиссии ПГ от животноводства на уровне хозяйства наиболее приемлемым следует признать использование углеродного калькулятора Cool Farm Tool. В AgRE-Calc и Farm Carbon Calculator недостаточно полно представлены технологические особенности выращивания животных. Ex-Act мало пригоден для сектора животноводства, поскольку базируется на изменении землепользования.

Вследствие несовпадения оценок между калькуляторами, касающихся корректировки рациона и управления навозом, их необходимо применять комплексно. Исходя из особенностей каждого хозяйства для снижения эмиссии ПГ могут быть рекомендованы перевод на пастбищное содержание, изменение рациона или постепенное сокращение поголовья домашних животных.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-76-00023, а также темы госзадания Института географии РАН № 0148-2019-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грднева Т.Т. Эмиссия вредных газов при производстве животноводческой продукции // Вестник ВНИИМЖ. 2012. № 4 (8). С. 61–69.
2. Доклад “Риски реализации Парижского климатического соглашения для экономики и национальной безопасности России: краткое содержание и основные положения Института проблем естественных монополий” http://ipem.ru/files/files/other/doklad_riski_realizacii_parizhskogo_klimaticheskogo_soglasheniya_dlya_ekonomiki_i_nacionalnoy_bezopasnosti_rossii.pdf
3. Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Курц В. Управление балансом углерода лесов России: прошлое, настоящее и будущее // Устойчивое лесопользование. 2014. № 2 (39). С. 23–31.
4. Первый двухгодичный доклад Российской Федерации, представленный в соответствии с решением 1/СР.16 Конференции сторон Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата. М.: Росгидромет, 2014. 27 с.
5. Bellarby J., Stirling C., Vetter S.H., Kassie M., Kanampiu F., Sonder K., Smith P., Hillier J. Identifying Secure and Low Carbon Food Production Practices: A Case Study in Kenya and Ethiopia // Agriculture, Ecosystems & Environment. 2014. V. 197. P. 137–146. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2014.07.015>
6. Bernoux M., Branca G., Carro A., Lipper L., Smith G., Bockel L. Ex-ante Greenhouse Gas Balance of Agricul-

- ture and Forestry Development Programs // *Scientia Agricola*. 2010. V. 67. № 1. P. 31–40.
7. *Forabosco F., Canu F.A., Mantovani R.* Greenhouse Gas Emissions of Livestock Raised in a Harsh Environment // *International Journal of Global Warming*. 2018. V. 15. № 4. <https://doi.org/10.1504/IJGW.2018.093748>
 8. *Hillier J., Walter C., Malin D., Garcia-Suarez T., Mila-i-Canals L., Smith P.* A Farm-focused Calculator for Emissions from Crop and Livestock Production // *Environmental Modelling & Software*. 2011. V. 26. Is. 9. P. 1070–1078. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.03.014>
 9. *Martineau A.H., Williams A.G., Chadwick D., Thomson A.* Technical Annex 7: Systems Approach to GHG Emissions Reduction // *In Environment and Rural Affairs Monitoring & Modelling Programme (ERAMMP): Sustainable Farming Scheme Evidence Review. Report to Welsh Government (Contract C2)*. 2019. Centre for Ecology & Hydrology Project NEC06297. <https://doi.org/10/2016/2017>
 10. *Sejian V., Ravindra J.P., Samal L., Haque N., Bagath M., Hyder I., Maurya V.P., Bhatta R., Prasad C.S., Lal R.* Overview on Adaptation, Mitigation and Amelioration Strategies to Improve Livestock Production Under the Changing Climatic Scenario // *Climate change impact on livestock: adaptation and mitigation*. Springer (India) Private Ltd., 2015. P. 359–397. https://doi.org/10.1007/978-81-322-2265-1_22
 11. *Sykes A.J., Topp C.F.E., Wilson R.M., Reid G., Rees R.M.* A Comparison of Farm-level Greenhouse Gas Calculators in Their Application on Beef Production Systems // *Journal of Cleaner Production*. 2017. № 164. P. 398–409. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.06.197>
 12. *Vetter S.H., Sapkota T.B., Hillier J., Stirling C.M., Macdiarmid J.I., Aleksandrowicz L., Greene R., Joy E.J.M., Dangour A.D., Smith P.* Greenhouse Gas Emissions from Agricultural Food Production to Supply Indian Diets: Implications for Climate Change Mitigation // *Agriculture, Ecosystems & Environment*. 2017. V. 237. P. 234–241. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.12.024>
 13. *Vetter S.H., Malin D., Smith P., Hillier J.* The Potential to Reduce GHG Emissions in Egg Production Using a GHG Calculator – A Cool Farm Tool Case Study // *Journal of Cleaner Production*. 2018. V. 202. P. 1068–1076. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2018.08.199>

CARBON CALCULATORS AS A TOOL FOR ASSESSING GREENHOUSE GASES EMISSION FROM LIVESTOCK

O. E. Sukhoveeva[#]

Institute of geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]*E-mail: olgasukhoveeva@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS Yu.A. Yuldabashev November 6, 2020

Carbon calculators – programs for calculating greenhouse gas emissions (carbon footprint) from agricultural production on a scale of a farm. They were created on the base of IPCC methods but don't used in Russia yet. The purpose of the study was to analyze the effectiveness of their application to assess emissions from livestock and develop recommendations for its reduction. Four of the most common calculators were selected as the objects of the research: Cool Farm Tool, AgRE Calc, Farm Carbon Calculator and Ex-Act. Among them, the Cool Farm Tool was recognized as the most convenient and effective. AgRE Calc and Farm Carbon Calculator do not fully represent the technological features of animal rearing. The Ex-Act is not suitable for the livestock sector because it is based on land use change. According to machine experiments, the most efficient type of farming in terms of reducing greenhouse gas emissions is full grazing, in which manure remains in the fields, and there is no expenditure on the production of additional feed. In this case, the emission is reduced for cows by 2.45 and for horses – by 0.84 t CO₂-eq./head year (Cool Farm Tool); as well as for cows by 0.53 and for horses by 0.42 t CO₂-eq./head-year (Farm Carbon Calculator). But this leads to extensive farm management. The second variant is changing of a diet, including expenditure on the feed production. Elimination of green feed from the diet at stable keeping will reduce emissions by 0.05 (AgRE-Calc) – 0.14 (Cool Farm Tool) t CO₂-eq./head-year, and the exclusion of silage will lead to a decrease of 0.96 tons of CO₂-eq./head-year. But such decisions may lead to decreasing of nutrient balance of diet. To reduce greenhouse gas emission from livestock it may be recommended to reduce number of domestic animals gradually. Farm Carbon Calculator, AgRE-Calc and Ex-Act significantly overestimate an intensity of greenhouse gas sequestration by forests. Due to the discrepancy in estimates between calculators they must be used comprehensively.

Keywords: carbon dioxide, methane, nitrous oxide, cows, sheep, horses