

СОДЕРЖАНИЕ

Том 500, номер 2, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Структурная позиция и типизация метасоматических зон, Полярный Урал: первый опыт современного космического зондирования Земли

И. В. Викентьев, Ю. Н. Иванова, И. О. Нафигин, Н. С. Бортников 115

Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы Восточной Арктики в поздней юре-раннем мелу

Л. И. Лобковский, С. Д. Соколов, Н. О. Сорохтин, М. В. Кононов 123

О положении границы вучапинского и чансинского ярусов на северо-востоке России по радиоизотопным и хемотратиграфическим данным

А. С. Бяков, Ю. Д. Захаров, М. Хорачек, Н. А. Горячев 131

ГЕОХИМИЯ

Первые результаты $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сейсмогенных травертинов Горного Алтая

Е. В. Деев, Ю. В. Дублянский, Н. И. Позднякова, Д. Шольц, С. Н. Кох, Э. В. Сокол, Г. Г. Русанов 135

МИНЕРАЛОГИЯ

Первые результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологического изучения циркона из серпентинизированных ультрамафитов Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)

*Р. М. Антонюк, В. Г. Степанец, К. Е. Дегтярев, А. А. Третьяков,
Б. К. Бекенова, В. Л. Левин, Е. С. Ли* 142

Корунд с включениями экстремально восстановленных минералов из взрывчатых пород Украинского щита

И. Г. Яценко, О. Л. Галанкина, Ю. Б. Марин, С. Г. Скублов 150

ПЕТРОЛОГИЯ

Признаки гранитоидного магматизма и состав кислого расплава в габброидной ассоциации Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш.: новые данные по расплавленным включениям

*К. Н. Шолухов, В. Ю. Прокофьев, И. П. Соловова, А. Н. Перцев,
Л. Я. Аранович, С. Е. Борисовский, Н. С. Бортников* 155

Реликты глубинного щелочно-карбонатного расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия)

*И. С. Шарыгин, А. В. Головин, А. М. Дымищ, А. Д. Калугина,
К. А. Соловьев, В. Г. Мальковец, Н. П. Похиленко* 161

ГЕОФИЗИКА

Учет воздействия атмосферного давления на деформацию земной коры

Г. И. Долгих, С. Г. Долгих 168

Ошибки позиционирования GPS в периоды магнитных бурь	
<i>А. А. Спивак, С. А. Рябова, Ю. С. Рыбнов, В. А. Харламов</i>	173

Термодинамический индикатор для дистанционной оценки продуктивности углеводородного коллектора	
<i>И. Я. Чеботарева, Э. Д. Роде, А. Н. Дмитриевский</i>	178

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Экстремальные атмосферные и гидрологические явления в российских регионах: связь с тихоокеанской десятилетней осцилляцией	
<i>И. И. Мохов</i>	183

ГЕОГРАФИЯ

Взаимосвязи количественных характеристик площадей озер и хасыреев в ландшафтах эрозионно-термокарстовых равнин	
<i>А. С. Викторов, Т. В. Орлов, О. Н. Трапезникова, В. Н. Капралова, М. В. Архипова</i>	189

Новые данные о хроностратиграфии верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серии юга Западной Сибири	
<i>В. С. Зыкина, В. С. Зыкин, Н. Е. Вольвах, А. О. Вольвах, Э. С. Мюррей, Н. А. Таратунина, Р. Н. Курбанов</i>	193

Острова тепла малых городов и деревень московского региона	
<i>М. А. Локощенко, Е. А. Енукова</i>	200

ОКЕАНОЛОГИЯ

О динамике растворенного углерода в главном русле реки Лены в июле 2017 г.	
<i>И. И. Пипко, С. П. Пугач, Ю. А. Моисеева, О. В. Дударев, И. А. Репина, В. И. Сергиенко, И. П. Семилетов</i>	208

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Космический мониторинг изменчивости площадей природных пожаров и эмиссий вредных примесей в атмосферу на территории различных регионов России за 20-летний период	
<i>В. Г. Бондур, О. С. Воронова, К. А. Гордо, А. Л. Зима</i>	216

Методология экологического нормирования природных вод	
<i>В. И. Данилов-Данильян, О. М. Розенталь</i>	223

CONTENTS

Vol. 500, no. 2, 2021

GEOLOGY

Structural Position and Typification of Alteration Zones, Polar Urals: the First Experience of Modern Space Sensing of the Earth

I. V. Vikentyev, Yu. N. Ivanova, I. O. Nafigin, and N. S. Bortnikov 115

Two-Level Subduction in the Upper Mantle as a Mechanism for the Evolution of the Eastern Arctic Lithosphere for the Late Jurassic-Early Cretaceous

L. I. Lobkovskiy, S. D. Sokolov, N. O. Sorokhtin, and M. V. Kononov 123

On the Position of the Wuchiapingian-Changhsingian Boundary in the North-East Russia According to Radio Isotopic and Chemostratigraphic Data

S. Biakov, Yu. D. Zakharov, M. Horacek, and N. A. Goryachev 131

GEOCHEMISTRY

First Results of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Dating of Gorny Altai Seismogenic Travertines

E. V. Deev, Y. V. Dublyansky, N. I. Pozdnyakova, D. Scholz, S. N. Kokh, E. V. Sokol, and G. G. Rusanov 135

MINERALOGY

First Results of the U–Th–Pb (Sims) Geochronological Studies of the Zircons From Serpentinized Ultramafic Rocks of the Tekturmas Ophiolite Zone (Central Kazakhstan)

R. M. Antonyuk, V. G. Stepanets, K. E. Degtyarev, A. A. Tretyakov, B. K. Bekenova, V. L. Levin, and E. S. Li 142

Corundum with Extremely Reduced Mineral Phases From Explosive Rocks of the Ukrainian Shield

I. G. Yatsenko, O. L. Galankina, and Yu. B. Marin, and S. G. Skublov 150

PETROLOGY

Traces of Granitoid Magmatism and the Composition of the Silicic Melt in Gabbroic Assemblage of the Mid-Atlantic Ridge at 13°N: New Data on Melt Inclusions

K. N. Sholukhov, V. Y. Prokofiev, I. P. Solovova, A. N. Pertsev, L. Y. Aranovich, S. E. Borisovsky, and N. S. Bortnikov 155

Relics of Deep Alkali-Carbonate Melt in the Mantle Xenolith from the Komsomolskaya-Magnitnaya Kimberlite Pipe (Upper Muna Field, Yakutia)

I. S. Sharygin, A. V. Golovin, A. M. Dymshits, A. D. Kalugina, K. A. Solovov, V. G. Malkovets, and N. P. Pokhilenko 161

GEOFYSICS

Accounting for the Effect of Atmospheric Pressure on the Deformation of the Earth's Crust

G. I. Dolgikh and S. G. Dolgikh 168

GPS Positioning Errors During Periods of Magnetic Storms

A. A. Spivak, S. A. Riabova, Yu. S. Rybnov, and V. A. Kharlamov 173

Thermodynamic Indicator for Remote Estimation of the Productivity
of a Hydrocarbon Collector

I. Ya. Chebotareva, E. D. Rode, and A. N. Dmitrievskiy

178

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

Extreme Atmospheric and Hydrological Phenomena in Russian Regions: Relationship
with the Pacific Decadal Oscillation

I. I. Mokhov

183

GEOGRAPHY

Relation of Quantitative Characteristics For Lake and Khasyrei Areas
within Thermokarst Plains with Fluvial Erosion

A. S. Victorov, T. V. Orlov, O. N. Trapeznikova, V. N. Kapralova, M. V. Arkhipova

189

New Data On The Chronostratigraphy Of The Upper Pleistocene Loess-Soil Series
in the South of Western Siberia

V. S. Zykina, V. S. Zykin, A. O. Volvakh, N. Ye. Volvakh, A. S. Murray, N. A. Taratunina, R. N. Kurbanov

193

Heat Islands of Small Towns and Villages in Moscow Region

M. A. Lokoshchenko, Ye. A. Erukova

200

LAND WATER PROBLEMS

On Dissolved Carbon Dynamics in the Main Stem of the Lena River in July 2017

*I. I. Pipko, S. P. Pugach, Yu. A. Moiseeva, O. V. Dudarev, I. A. Repina,
V. I. Sergienko, and I. P. Semiletov*

208

GEOECOLOGY

Satellite Monitoring of Variability of Wildfire Areas and Harmful Trace Gas Emissions
Into the Atmosphere for Various Regions of Russia Over A 20-Year Period

V. G. Bondur, O. S. Voronova, K. A. Gordo, and A. L. Zima

216

Methodology of Environmental Rating of Natural Waters

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

223

УДК 550.8.05/528.88

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ТИПИЗАЦИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ: ПЕРВЫЙ ОПЫТ СОВРЕМЕННОГО КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

© 2021 г. И. В. Викентьев¹ *, Ю. Н. Иванова¹, И. О. Нафигин¹, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 28.06.2021 г.

После доработки 07.07.2021 г.

Принято к публикации 08.07.2021 г.

Впервые для территории Урала на основе метода главных компонент был разработан подход к статистическому анализу дистанционных материалов космического аппарата Landsat 8. Он основан на оценке спектрального вклада минералогического индекса в главную компоненту с целью выявления особенностей глубинного строения Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района Полярного Урала. Установлено, что перспективные на золото площади приурочены к области сопряжения небольших кольцевых структур размером до 10 км, осложненной протяженными рудоконтролирующими разрывными нарушениями СВ- или СЗ-простираения, и на космических снимках выражены контрастными проявлениями индексов оксида железа (III) и в меньшей степени – оксида железа (II). Эти индексы рассматриваются как индикаторы развития минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза (лимонит и др.). Данный прогнозно-поисковый признак может быть использован при металлогеническом анализе детальных космических снимков частично закрытых регионов Арктической зоны.

Ключевые слова: мультиспектральные космические снимки, дистанционное зондирование, метод главных компонент, минералогический индекс, прогноз золотоносности

DOI: 10.31857/S2686739721100170

Проблема обеспеченности промышленности России высокотехнологичным минеральным сырьем с каждым годом обостряется вследствие неуклонного сокращения доли богатых руд. Число вновь открываемых месторождений снижается, так как большая часть выходящих на поверхность рудных тел уже обнаружена. Возникла необходимость развития новых методов прогнозирования “слепых”, расположенных под современной поверхностью месторождений. Важную роль в решении этого вопроса могут сыграть исследования Земли из космоса.

Современные материалы, полученные с космических аппаратов дистанционного зондирования Земли (КА ДЗЗ), обладают рядом преимуществ, таких как обзорность, детальность, повышенная глубинность, высокая информативность [1, 2]; соответствующие технологии отличаются экспрессностью и относительно низкой стоимостью. Спутники сейчас получают космические

снимки (КС), представляющие все более широкий комплекс мульти- и гиперспектральной информации. Анализ таких КС позволяет познать особенности глубинного строения изучаемой территории; выявлять скрытые разрывные нарушения; картировать границы структурно-формационных зон и породных комплексов; обнаруживать пространственное распределение минералов-индикаторов обстановок, характерных для различных геологических процессов. Весьма перспективно их применение в пустынях, полупустынях, горных областях [3–6] и особенно – арктических пространствах [7–10], где наземные работы осложнены климатическими условиями и зачастую большой мощностью четвертичных отложений.

Впервые для территории Урала на основе метода главных компонент (МГК) был разработан подход к статистическому анализу дистанционных материалов КА ДЗЗ Landsat 8, заключающийся в оценке спектрального вклада минералогического индекса в главную компоненту. Это позволило выявить в строении Тоупугол-Ханмейшорского района Полярного Урала новые структурные элементы, свидетельствующие о более

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: viken@igem.ru

широком распространении золоторудной минерализации.

Рудный район расположен на СВ-окончании Малоуральского вулканоплутонического пояса и представляет собой крупную асимметричную вулкано-тектоническую депрессию [11]. Изученная часть пояса в среднем палеозое представляла собой островную дугу, которая в раннем девоне сменилась окраинно-континентальным вулканическим поясом [12]. Здесь в Новогодненском рудном поле выявлены два золоторудных месторождения, приуроченных к контакту осадочно-вулканогенной тоупугольской толщи (S_2-D_1) базальт-андезибазальтовой формации и многофазного Собского гранитоидного батолита, сложенного породами собского (D_{1-2}) и конгорского (D_2) комплексов [13, 14].

Рудное поле (~8 км²) представляет собой локальное вулкано-тектоническое поднятие, осложняющее вулкано-тектоническую депрессию, и приурочено к пересечению зон разрывов субмеридионального, СВ- и СЗ-простираций, которые ограничивают его и контролируют позицию золоторудных месторождений и проявлений. Разломы СВ-простираения обуславливают блоковое строение рудного района и определяют позицию интрузивных тел, даек и апофиз Собского плутона [14]. Все образования района прорваны дайками и силлами габбро-долеритов и лампрофиров мусюрского (малоханмейского) комплекса (C_1) [15]. В рудном поле известны два месторождения: Петропавловское (золото-порфировое, 26 т Au) и Новогоднее-Монто (Au-Fe-скарновое, 7 т Au) [14], а также ряд рудопроявлений – Западное, Караченцева, Карьерное и др. [16] – Fe-Au-скарнового, золото-кварцевого и золото-порфирового типов (рис. 1). Характерной чертой этих месторождений и проявлений является присутствие Au-Ag-теллуридов, а в составе руд – Cu, W, Co и многих рассеянных элементов [14, 17].

МЕТОДИКА

Подходы к выделению линеаментов на основе КС для территории Тоупугол-Ханмейшорского района и прилегающей территории приведены в работах [14, 18]. С целью дистанционного картирования зон гидротермального изменения были использованы мультиспектральные наборы данных. Первые применены для картирования групп гидротермальных минералов (карбонатные, глинистые, железистые), вторые подчеркивают их отличительные спектральные особенности. Минералы невозможно идентифицировать непосредственно по КС, но могут быть выявлены поля гидротермально-измененных пород, имеющих ярко выраженные спектральные характеристики поглощения и отражения, которые фиксируются в

диапазоне датчика КА ДЗЗ. Для достижения данной цели мы получили дневное безоблачное изображение КА ДЗЗ Landsat-8 уровня обработки 1T (с поправкой на рельеф), сцена LC08_L1TP_165013_20161001_20170320_01_T1 (path/row 165/13) от 1 октября 2016 г., покрывающая территорию исследования, из Информационной системы сбора и предоставления спутниковых данных ДЗЗ (EOSDIS) (<https://search.earthdata.nasa.gov>). Так же была проведена радиометрическая и атмосферная коррекция космического изображения с целью калибровки сырых цифровых значений пикселей к отражающей способности дневной поверхности.

Выделение гидротермально-измененных зон по КС основывалось на применении двух подходов: метода отношения спектральных каналов (минералогические индексы) и МГК. Первый был использован для усиления спектральной особенности пикселя в мультиспектральных изображениях путем отношения спектрального отражения одного канала к другому [19]. Выбор подобных каналов производится на основе отражающей характеристики искомого минерала. При этом в числителе отношения должен располагаться канал, характеризующий наибольшую отражающую или излучающую способность минерала, а в знаменателе – наименьшую. В результате искомым минерал (или их группа) будет выражен яркими пикселями на полученном изображении (красный цвет на рис. 2 а–г).

Для картирования полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов КА Landsat-8 было разработано несколько минералогических индексов [9]: 4/2 – минералы группы оксидов и гидроксидов железа (гематит, магнетит, гетит, ильменит), а также ярозит и их смесь – лимонит; 6/4 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида двухвалентного железа (магнетита); 6/5 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида трехвалентного железа (гематита); 6/7 – гидроксилсодержащие (Al-OH- и Fe, Mg-OH-), карбонатные (кальцит и доломит) и сульфатные (гипс) минералы. Эти индексы могут рассматриваться как весомые показатели (индикаторы) Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al/Fe-OH-, Mg-Fe-OH- и Si-OH- групп минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза.

Второй метод (МГК) преобразует набор коррелированных данных в некоррелированные линейные данные. МГК широко используется для картирования гидротермальных минералов и литологических единиц на основе спектральных каналов-сенсоров КА ДЗЗ [20]. Данный метод был применен к анализу ранее полученных минералогических индексов с использованием ковариационной матрицы. Подобный подход позволяет статистически оценить надежность простран-

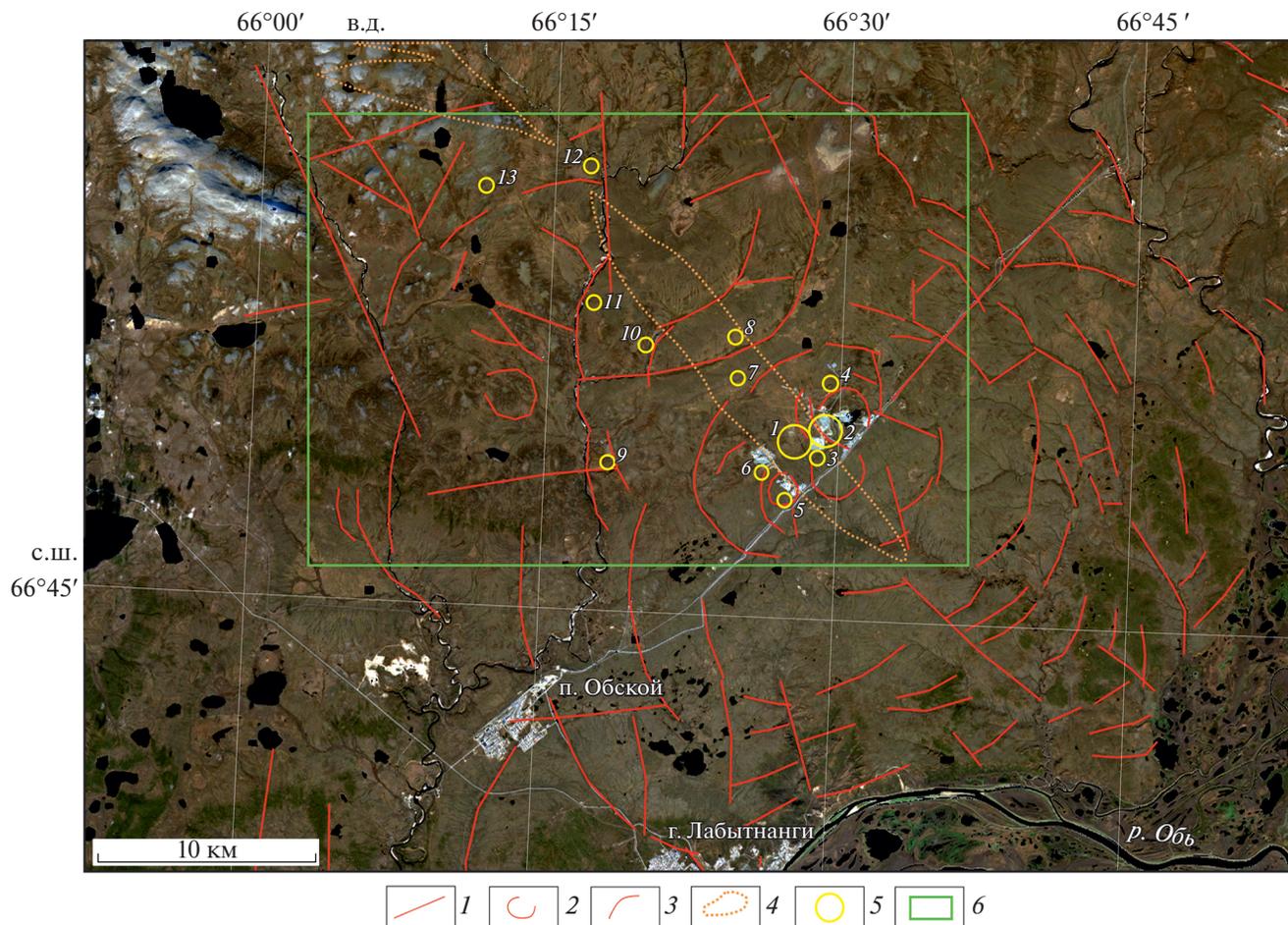


Рис. 1. Морфоструктурная карта Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и прилегающей территории, наложенная на КС Landsat 8. 1–3 – линейменты, выявленные в ходе анализа КС: 1 – 1-го порядка, 2 – кольцевые, 3 – дуговые; 4 – зона березитизации, вынесенная с геологической карты [16]; 5 – рудопроявления (по данным [16]) и месторождения изучаемой территории: Петропавловское (1), Новогоднее-Монто (2), Караченцева (3), Тоупугол (4), Карьерное (5), Тоунугольское (6), Аномальное (7), Ханмейшорское (8), Невидимка (9), Обское (10), Малоханмейское (11), Евъеганское (12), Евъюгань (13); 6 – границы: Тоупугол-Ханмейшорского рудного района; 7 – контур, соответствующий рис. 2 и 3.

ственного распределения соответствующих вторичных минералов в исследуемом районе.

В качестве входных данных для МГК традиционно выступают спектральные каналы КС, но для наиболее эффективной статистической оценки пространственного распределения соответствующих гидротермальных минералов в исследуемом районе были использованы результаты расчетов минералогических индексов с применением ковариационной матрицы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе и прилегающей территории выделена Новогодненская палеовулканическая структура 2-го порядка диаметром около 10 км, отвечающая малоглубинному очагу (4–5 км), с которым, по-видимому,

было связано образование месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто. Ее осложняют линейменты СВ- и СЗ-простираения. Кольцевые и дуговые структуры более низкого порядка связаны с субвулканическими телами порфировых диоритов (рис. 3).

При анализе КС были выделены 4 типа гидротермальных изменений, представленных преимущественно разными группами минералов и раздельно показанных на фрагментах рис. 2 (а–г). Исследователями ВСЕГЕИ [16] на этой площади (лист Q-42-VII Салехард, масштаб 1:200000) была выделена зона березитоподобных метасоматитов с крутым СВ-падением, которая простирается в СЗ-направлении и прослежена скважинами в Новогодненском рудном поле до глубин 150–250 м с содержанием золота в рудных интервалах более 1 г/т. Данная зона слабо отражается в полученных

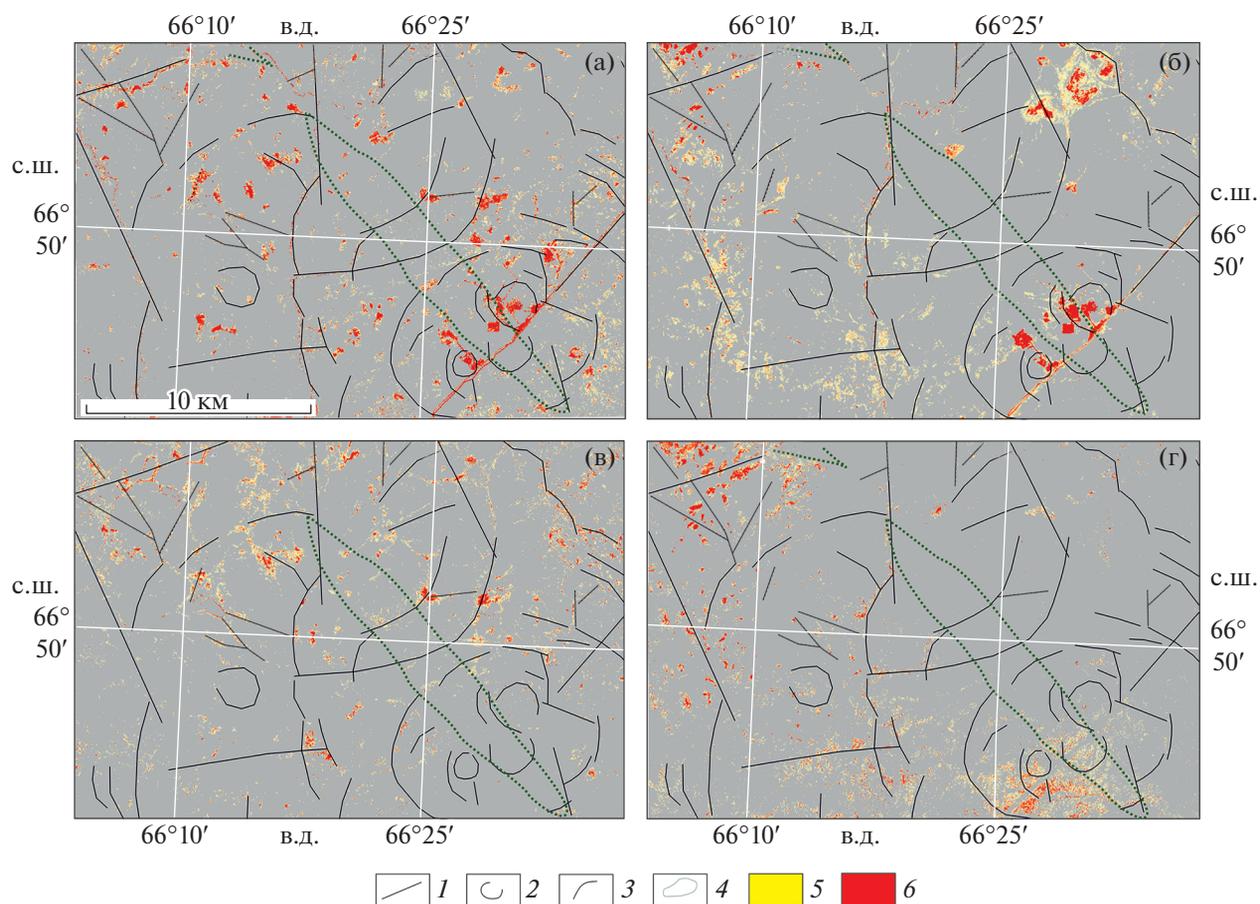


Рис. 2. Карта отдешифрованных по КС гидротермальных изменений Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и прилегающей территории. а–г – схемы преимущественного развития ассоциаций вторичных минералов: а – гидроксил- (Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащих, б – оксидов трехвалентного железа (гематит), в – оксидов и гидроксидов железа (лимонит), г – оксидов двухвалентного железа (магнетит). 1–3 – разрывные нарушения, выявленные в ходе анализа КС: 1 – радиальные 1-го порядка; 2 – кольцевые; 3 – дуговые; 4–6 – метасоматические изменения: 4 – зона березитизации, вынесенная с геологической карты [16], 5–6 – концентрации индикаторных групп вторичных минералов: минимальные (5) и максимальные (6).

дистанционных результатах, что обусловлено большой мощностью четвертичных отложений, которая здесь достигает 93 м [16]. В ЮВ-части зоны, где рыхлые отложения хотя и присутствуют, но сокращаются в мощности до 3–6 м, наблюдается их совпадение. Таким образом, можно заключить, что ореолы окolorудных изменений, погребенных более чем на 6 м, не находят свое отражение на КС дневной поверхности.

Известные золото-сульфидно-кварцевые, золото-железо-скарновые и золото-порфировые месторождения и рудопроявления района связаны с субвулканическими телами порфировых диоритов [14, 16]. Они тяготеют к центральной части Новогодненского палеовулкана и контролируются узлами пересечения концентрических и (или) дуговых разломов с сопряженными с ними радиальными разрывными нарушениями 1-го порядка СВ- и СЗ-простираения, а также с участками

сосредоточения мелких кольцевых структур и зонами повышенных значений индекса оксида железа (III) (рис. 2б). При этом последние отражают участки возможного развития зоны окисления первичных сульфидсодержащих пород и являются наиболее перспективными для выявления золоторудной минерализации. Поэтому мы считаем первоочередными для выявления золоторудных объектов участки, имеющие данные признаки.

В Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе наиболее высокими концентрациями индекса оксида железа (III) выделяется участок с известными золоторудными месторождениями Петропавловское и Новогоднее-Монто. Здесь распространены вулканические породы среднего и основного состава тоупугольской толщи – базальты, андезибазальты, реже андезиты. На них наложены продукты зачастую совмещенных в простран-

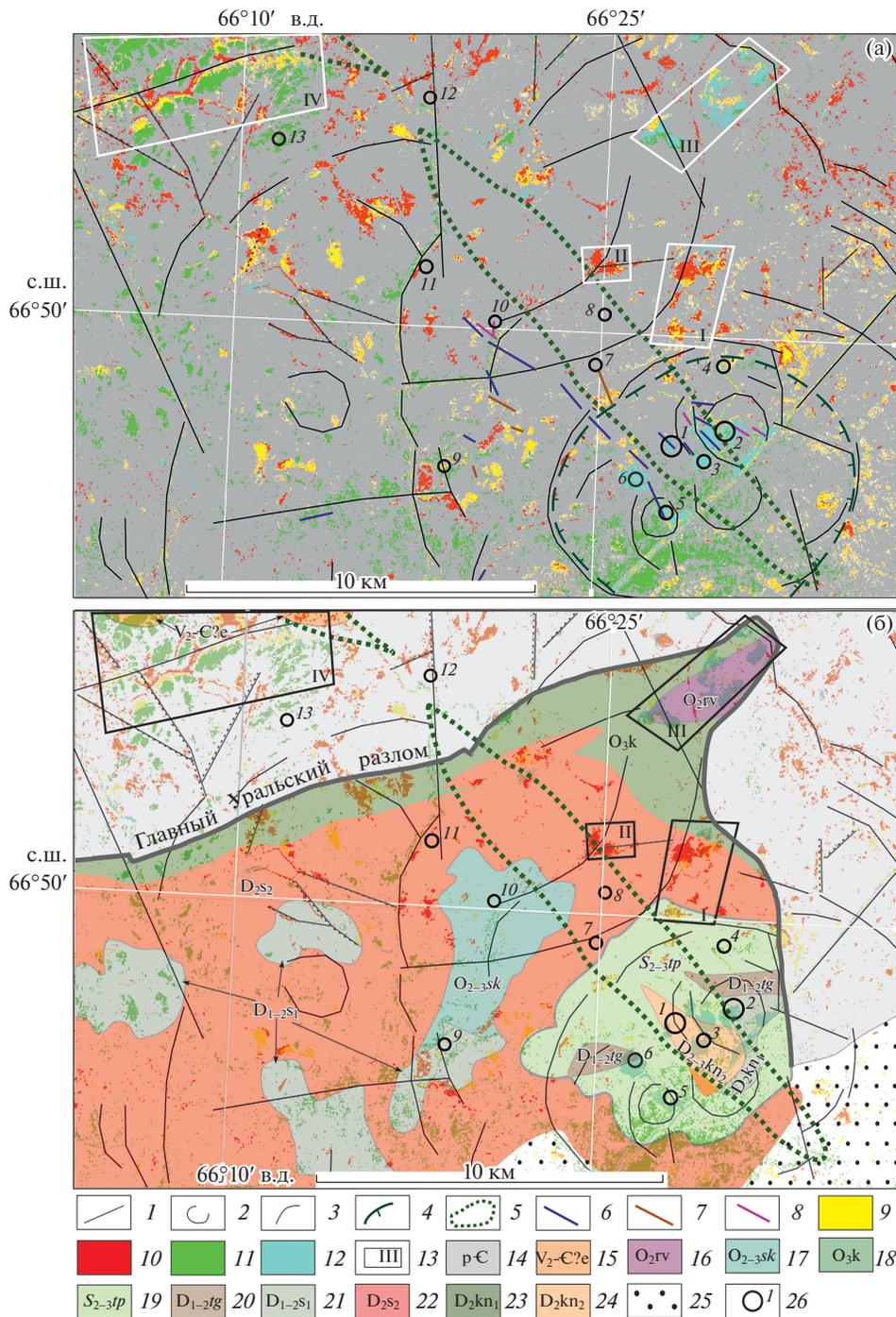


Рис. 3. Карта гидротермальных изменений Топугул-Ханмейшорского рудного района и прилегающей территории. а – площади развития гидротермально-метасоматических пород по материалам Д33, б – они же, вынесенные на геологическую карту (упрощена по [16]). 1–4 – линейменты и другие структуры, выявленные в ходе анализа КС: 1 – радиальные 1-го порядка, 2 – кольцевые, 3 – дуговые, 4 – Новогодненская палеовулканическая структура; 5 – зона березитизации, вынесенная с геологической карты [16]; 6–8 – дайки, связанные с типами рудной минерализации: 6 – золото-сульфидно-кварцевым (С₁); 7 – золото-сульфидно-кварцевым (D₂₋₃); 8 – золото-железо-скарновым (D₂); 9–12 – вторичные изменения: 9 – оксиды и гидроксиды железа (лимонит); 10 – гидроксид- (Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащие минералы; 11 – оксиды двухвалентного железа (магнетит); 12 – оксиды трехвалентного железа (гематит); 13 – перспективные для выявления золоторудной минерализации территории (номера I–IV на карте – см. пояснения в тексте); 14–24 – магматические комплексы и толщи: 14 – докембрийские породы Собского поднятия (гранито-гнейсы и др.); 15 – евыюганский комплекс; 16–24 – образования Войкарской зоны: 16 – дунит-гарбушитовый райизко-войкарский комплекс, 17 – соколинская толща, 18 – дунит-вертлит-клинопироксенит-габбровый кэршорский комплекс, 19 – топугольская толща, 20 – топугольгартская толща, 21 – первая фаза собского комплекса, 22 – вторая фаза собского комплекса, 23 – первая фаза конгорского комплекса, 24 – вторая фаза конгорского комплекса; 25 – осадочный чехол MZ–KZ-отложений Западно-Сибирской плиты; 26 – рудопоявления и месторождения (см. рис. 1).

стве разновозрастных процессов скарнирования, березитизации и окварцевания. Эти метасоматические проявления связаны в основном с дайками кварцевых монцоидиорит-порфириров и кварцевых габбро конгорского комплекса первой и второй фаз внедрения (D_2k_{n1} , D_2k_{n2}), а также пропилитизации, которой подверглись плагиограниты и другие гранитоиды поздней фазы собского комплекса (D_2s_3). Последние формировали штокверки с мельчайшими прожилками эпидота, хлорита, пренита, карбоната и кварца. С зонами пропилитизации связано развитие мелкой вкрапленности сульфидов Cu и Fe, по которым в зоне гипергенеза развиваются продукты окисления сульфидов бурых, зеленых и синих оттенков видимой части спектра.

Учитывая геологические особенности локализации рудных объектов и данные обработки КС, был предложен усовершенствованный комплекс поисковых признаков. Выделены 4 наиболее перспективных участка, которые на схемах дешифрирования КС отвечают скоплениям наиболее ярко выраженных проявлений минералогических индексов (рис. 3).

Перспективные участки I и II локализованы вблизи Новогодненской палеовулканической структуры (рис. 3). Они имеют площади ~1.2 и 0.25 км² соответственно и расположены вдоль дуговых структур 1-го порядка, являющихся, вероятно, рудоконтролирующими. Сложены они преимущественно породами собского габбро-тоналитового комплекса второй фазы внедрения (D_2s_2). Согласно реконструкциям [14], они относятся к удаленной и склоновой фациям Новогодненского палеовулкана и входят в состав единой порфирово-гидротермальной системы одноименного рудного поля. Породы этих фаций представлены тонким переслаиванием осадочных пачек (петрофизический барьер), наличием карбонатных и углеродсодержащих разностей (геохимический барьер), благоприятными для рудоотложения, и характеризуются умеренными температурами проявленных в них гидротермальных процессов. Рудная минерализация данных перспективных территорий пространственно близка к зоне региональной березитизации и, вероятнее всего, выражена в развитии околотрецининых кварц-карбонат-слюдистых (березито-подобных) метасоматитов и сопровождающих их маломощных кварцевых и карбонат-кварцевых жил. Эти площади могут быть перспективны на выявление объектов золото-сульфидно-кварцевого типа.

Перспективный участок III площадью 1.66 км² расположен на северо-востоке территории. Он также имеет повышенные содержания индекса оксида железа (III), но относится к породам райизко-войкарского дунит-гарцбургитового

комплекса (O_2gv). Он локализован на СВ-окончании Войкарской зоны и сложен преимущественно породами ультраосновного и основного состава, перспективными на выявление месторождений золото-сульфидно-кварцевого и Au-Fe-скарнового типа, хромитов, Fe-Ti-V-руд и медной минерализации.

Рудоперспективный участок IV находится на северо-западе изучаемой области, имеет площадь 2.34 км² и связан с наиболее высокими концентрациями индекса оксида железа (II). Он локализован в кислых докембрийских породах евьюганского метагранитового комплекса, затронутых процессами калипшпатизации, окварцевания и альбитизации, которые обусловили возможность прогнозирования здесь черносланцевого и золото-редкометалльно-молибденового типов минерализации, которые являются характерными для Собского поднятия [11, 16]. Участки III и IV расположены вдоль и на продолжении протяженных зон СВ-простираения, вероятно, так же связанными с рудоконтролирующими разрывными структурами.

ВЫВОДЫ

Дистанционные методы исследований, в данном случае многоспектральные космоснимки высокого разрешения, дают возможность выявлять структурную и вещественную неоднородность Земной коры. Структурные неоднородности, общая тектоническая нарушенность позволяют картировать разрывные зоны, выраженные на Полярном Урале в виде кольцевых и дуговых морфоструктур (кальдерные разломы, протоматическая трещиноватость, кольцевые и конические дайки) и линейных зон (радиальные дайки и разрывы, длительно развивающиеся продольные швы тектоно-метаморфической природы).

В результате применения в Тоупугол-Ханмейшорском рудном районе разработанного подхода, заключающегося в оценке спектрального вклада минералогического индекса в главную компоненту, выделены ранее неизвестные здесь структурные элементы. Зоны размером в первые км, отличающиеся по аномальному спектральному набору, приурочены к периферическим частям крупной кольцевой структуры, реконструируемой как крупный долгоживущий рудно-магматический центр. Последний активно функционировал в период первая половина силура—середина девона, что обеспечило его высокую рудопродуктивность. Кольцевые и радиальные разрывы являются положительным признаком возможного оруденения. Его зоны, в том числе, скрытые под чехлом рыхлых отложений, на КС выражены контрастными проявлениями индексов оксида железа (III) и в меньшей степени — оксида железа

(II). Эти индексы рассматриваются как индикаторы минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза (лимонит и др.).

Разработанный подход может быть рекомендован для использования при дальнейшем металлогеническом анализе территорий по материалам детальных космических съемок для частично закрытых регионов Арктической зоны. Установлено, что развитые здесь ореолы окolorудных изменений проявляются на КС при мощности чехла рыхлых отложений до 6 м.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 18-05-70041, 20-05-00849 и в рамках Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондур В.Г.* Космическая геоинформатика // Перспективы науки и образования. 2016. № 1 (19). С. 17–21.
2. *Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Поцелуев А.А.* Прогнозно-поисковая модель эпитеpмальных Au-Ag месторождений кислотно-сульфатного типа по данным дешифрирования современных космических снимков (на примере рудного поля Светлое, Хабаровский край // Известия Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 5. С. 84–92.
3. *Zhang X., Panzer M., Duke N.* Lithologic and Mineral Information Extraction for Gold Exploration Using ASTER Data in the South Chocolate Mountains (California) // J. Photogramm. Remote Sens. 2007. V. 62. P. 271–282.
4. *Di Tommaso I., Rubinstein N.* Hydrothermal Alteration Mapping Using ASTER Data in the Infiernillo Porphyry Deposit, Argentina // Ore Geol. Rev. 2007. V. 32. P. 275–290.
5. *Amer R., Kusky T., El Mezayen A.* Remote Sensing Detection of Gold Related Alteration Zones of Um Rus Area, Central Eastern Desert of Egypt // Adv. Space Res. 2012. V. 49. P. 121–134.
6. *Kumar C., Chatterjee S., Oommen T.* Mapping Hydrothermal Alteration Minerals Using High-resolution AVIRIS-NG Hyperspectral Data in the Hutti-Maski Gold Deposit Area, India // Int. J. Remote Sensing. 2020. V. 41. № 2. P. 794–812.
7. *Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др.* Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479–500.
8. *Graham G.E., Kokaly R.F., Kelley K.D., et al.* Application of Imaging Spectroscopy for Mineral Exploration in Alaska: A Study over Porphyry Cu Deposits in the Eastern Alaska Range // Econ. Geol. 2018. V. 113 (2). P. 489–510.
9. *Pour A.B., Park Y., Park T.S., et al.* Regional Geology Mapping Using Satellite-based Remote Sensing Approach in Northern Victoria Land, Antarctica // Polar Sci. 2018. № 16. P. 23–46.
10. *Pour A.M., Park Tae-Yoon S., Park Y., et al.* Landsat-8, Advanced Space Borne Thermal Emission and Reflection Radiometer, and WorldView-3 Multispectral Satellite Imagery for Prospecting Copper-gold Mineralization in the Northeastern Inglefield Mobile Belt (IMB), Northwest Greenland // Rem. Sens. 2019. 11 (20). 2430.
11. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. Под ред. А.Ф. Морозова, О.В. Петрова, А.Н. Мельгунова. СПб: ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
12. *Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А.* Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
13. *Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, Mineralization, Stable Isotope Geochemistry, and Fluid Inclusion Characteristics of the Novogodnec-Monto Oxidized Au-(Cu) Skarn and Porphyry Deposit, Polar Ural, Russia. 2013 // Miner. Deposita. 48 (5). P. 603–627.
14. *Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др.* Золото-порфиpовое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геол. руд. месторожд. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
15. *Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С.* Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28.
16. *Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард: Об. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
17. *Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н. и др.* Микропримеси в пирите золото-порфиpового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // ДАН. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.
18. *Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В.* Геологическая позиция и структурный контроль оруденения Тоупугол-Ханмейшорского района (Полярный Урал) по результатам дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 3. С. 66–76.
19. *Mather P.M.* Computer Processing of Remotely Sensed Images: An Introduction. Chichester, UK: John Wiley and Sons. 1999. 460 p.
20. *Loughlin W.P.* Principal Component Analysis for Alteration Mapping // Photogramm. Eng. Remote Sens. 1991. V. 57. P. 1163–1169.

STRUCTURAL POSITION AND TYPIFICATION OF ALTERATION ZONES, POLAR URALS: THE FIRST EXPERIENCE OF MODERN SPACE SENSING OF THE EARTH

I. V. Vikentyev^{a, #}, Yu. N. Ivanova^a, I. O. Nafigin^a, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a

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

[#]E-mail: viken@igem.ru

For the first time, an approach to the statistical analysis of remote materials of the Landsat 8 spacecraft was developed for the territory of the Urals on the basis of the principal components method. It is based on the assessment of the spectral contribution of the mineralogical index to the principal component in order to identify the features of the deep structure of the Toupugol-Khanmeyshor gold ore region of the Polar Urals. It was found that the promising areas for gold are confined to the interface area of small ring structures up to 10 km in size, complicated by extensive ore – controlling discontinuous disturbances of the NE or NW strike, and are expressed on the satellite images by contrasting manifestations of the iron (III) oxide index and to a lesser extent – the iron (II) oxide index. These indexes are considered as indicators of the occurrence of hydrothermal minerals and products of their hypergenesis (limonite, etc.). This predictive search feature can be used in the metallogenic analysis of detailed satellite images of partially closed regions of the Arctic zone.

Keywords: multi- and hyperspectral satellite images, remote sensing, principal component analysis, mineralogical index, prognosis of gold mineralization

УДК 551.242.11.31

ДВУХЪЯРУСНАЯ СУБДУКЦИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК МЕХАНИЗМ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ-РАННЕМ МЕЛУ

© 2021 г. Академик РАН Л. И. Лобковский^{1, 2, *}, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов^{3, **}, Н. О. Сорохтин¹, М. В. Кононов¹

Поступило 26.04.2021 г.

После доработки 15.06.2021 г.

Принято к публикации 20.06.2021 г.

В работе обсуждается популярная ротационная гипотеза образования и эволюции основных структур литосферы Восточной Арктики в период поздней юры-раннего мела, в частности, возникновение Канадского бассейна, закрытие палеоокеанов Ангаючам и Южно-Анюйского, формирование коллизионных структур при движении блоков Аляски и Чукотки. Указываются трудности этой гипотезы, а также других кинематических схем эволюции литосферы Арктики и делается вывод о невозможности адекватного выбора в пользу какой-либо модели эволюции в рамках чисто кинематического подхода. Предлагается обобщение разработанной ранее базовой геодинамической модели эволюции Арктики для позднего мела и кайнозоя на более ранний период эволюции Амеразийского бассейна в поздней юре-раннем мелу. Главным элементом обобщения является рассмотрение двухъярусной модели субдукции в верхней мантии, позволяющей объяснить основные структуры и черты эволюции Амеразийского бассейна Арктики в поздней юре-раннем мелу.

Ключевые слова: тектоника, геодинамика, субдукция, Восточная Арктика, Чукотка, Аляска, палеоокеаны Ангаючам, Южно-Анюйский

DOI: 10.31857/S2686739721100108

ВВЕДЕНИЕ

Амеразийский бассейн занимает значительную часть Восточной Арктики и его происхождение является одной из главных проблем тектоники Арктики. Среди разнообразных представлений о формировании структур литосферы и в первую очередь Канадской котловины с океанической корой наиболее популярной остается ротационная гипотеза, предложенная в 1958 г. С.У. Кэри, детальное описание современных моделей которой содержится в ([1–4] и мн. др.). В общем виде эта гипотеза представляется следующим образом: крупный континентальный блок – Арктическая Аляска – Чукотка – был оторван от Арктической Канады и с вращением против часовой стрелки прицелился к Северной Америке и

Евразии. Полюс вращения располагался в дельте р. Маккензи. В результате были закрыты океанические бассейны Южно-Анюйский, Ангаючам и образовалась Канадская котловина с океанической корой. Формирование Канадского бассейна начиналось с рифтогенеза в ранней юре ([3, 4] и др.) или в позднем триасе [2]. В тектонической истории бассейна выделяются два этапа [4]: 1) вращение микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка против часовой стрелки и формирование утоненной коры переходного типа (195–131 млн лет); 2) продолжающееся вращение сопровождалось спредингом океанической коры (131–127.5 млн лет), что соответствует аномалиям M04–M01 [4].

Основной проблемой ротационной гипотезы, как и других кинематических моделей происхождения тектонических структур Амеразийского бассейна, является отсутствие ответа на вопрос о физическом механизме, обеспечивающем реализацию предлагаемой кинематики движения блоков коры, например, отрыв и последующее отодвигание континентальных блоков Арктической Аляски и Чукотки от Канадской арктической окраины. Ниже рассматривается обобщение предложенной ранее геодинамической модели эволюции Арктики для позднего мела и кайно-

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

² Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

³ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: llobkovsky@ocean.ru

**E-mail: ssokolov43@mail.ru

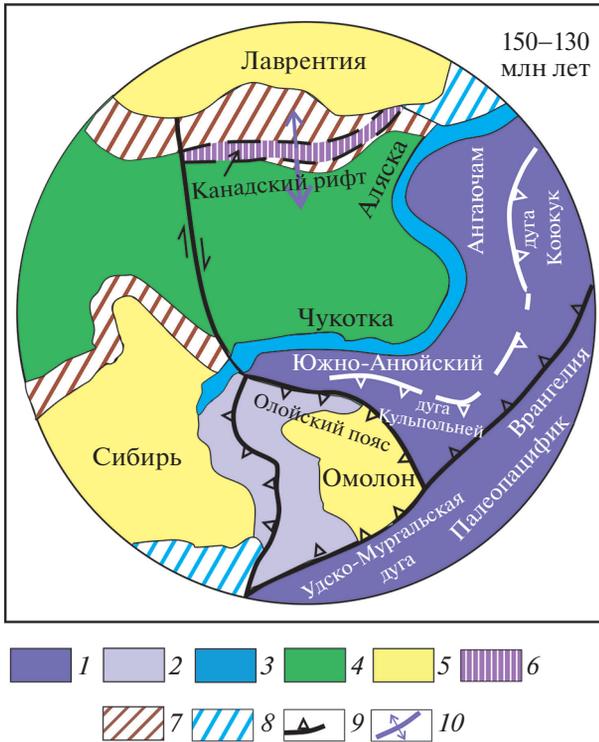


Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция для периода 150–130 млн лет. 1 – океанические бассейны; 2 – зоны перехода континент–океан, включая островные дуги и задуговые бассейны; 3 – пассивные окраины; 4 – эпиконтинентальные моря; 5 – кратоны и микроконтиненты; 6 – рифт; 7 – палеозойские складчатые области; 8 – мезозойские складчатые области; 9 – зоны субдукции (белым цветом для интраокеанических дуг; 10 – направление спрединга.

зоя, которое позволяет объяснить особенности более ранней стадии эволюции литосферы Восточной Арктики для поздней юры–раннего мела.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Для общего понимания тектонической эволюции Арктики, начиная с поздней юры, необходимо отталкиваться от соответствующих палеотектонических реконструкций глобального характера, изображающих движение и взаимодействие основных литосферных плит, окружающих Арктический регион. На рис. 1 представлена палеотектоническая реконструкция для периода 150–130 млн лет, на которой показана часть глобальной внутриокеанской зоны субдукции литосферы Палеопацифики с ее западным сегментом в виде Удско-Мургалльской островной дуги, огибающей Омолонский блок, и восточным сегментом в виде системы островных дуг, выделенной под условным названием “Врангелия”. Эта Тихоокеанская зона субдукции отделяла Палеопацифик от палеоокеанов Ангаючам и Южно-Аньюйский, внутри которых расположены региональные зоны субдукции

с вергентностью, противоположной “внешней” тихоокеанской зоне субдукции Палеопацифики. На реконструкции также показана зона рифтогенеза, по которой осуществлялся откол от арктической окраины Канады Аляскинского и Чукотского блоков коры и формирование в их тылу Канадской котловины.

Возвращаясь к ротационной гипотезе, отметим, что она была разработана в основном на материалах геологии Северной Аляски (рис. 2) и Арктической Канады. Тектоническая история формирования структур Северной Аляски (рис. 3) действительно хорошо согласуется с основными положениями ротационной гипотезы. Об этом свидетельствуют одновременность процессов растяжения в Канадской котловине и сокращения с формированием покровно-складчатых структур на Северной Аляске.

Террейн Арктической Аляски представляет собой блок континентальной коры, который в позднем девоне–юре представлял собой пассивную окраину океана Ангаючам и Арктической платформы [1, 4]. Конвергенция энсиматической дуги Коюкук с пассивной окраиной океана Ангаючам происходила в поздней юре–раннем мелу (рис. 3).

В результате образовались коллизионная сутура Кобук (рис. 2) с метаморфическими сланцами высоких давлений и низких температур и офиолитовые аллохтоны.

Мезозойские структуры арктической окраины Чукотки (рис. 2) были сформированы в результате коллизии Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов ([6, 7] и мн. др.) (рис. 4). В процессе коллизии закрылся Южно-Аньюйский океанический бассейн, в тектонической истории которого выделяются два этапа [7]. В позднем палеозое–раннем мезозое это был обширный Прото-Арктический океан, который включал две ветви: Южно-Аньюйскую и Ангаючам. Южная, Сибирская окраина была активной, а северная, Чукотская – пассивной (рис. 1, 4).

В поздней юре–раннем мелу прекратился спрединг, и Южно-Аньюйский бассейн стал заполняться турбидитами. Вдоль южной, конвергентной границы на амальгамированных террейнах Колымо-Омолонского супертеррейна образовался Олойский или Аньюйско-Святоносский вулканический пояс [6, 8]. Относительно северной границы существуют разные точки зрения. В работах [8, 9] развиваются представления о Нутесынской островной дуге (поздняя юра–ранний мел), формировавшейся на краю Чукотского микроконтинента. Однако при геолого-съемочных работах [10] было установлено, что вулканогенная кораньвеемская толща, относимая предшественниками к Нутесынской островной дуге, имеет оксфорд–кимериджский возраст и является

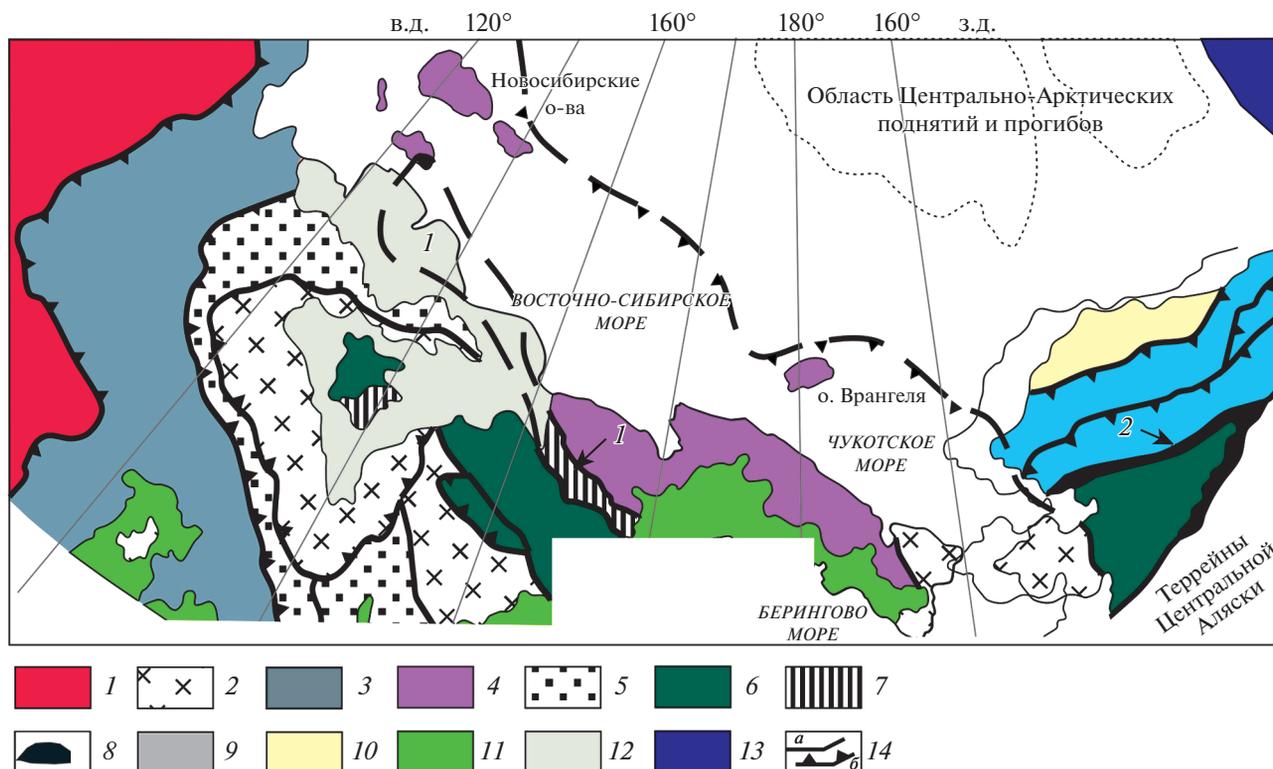


Рис. 2. Тектоническая схема Северо-Востока Азии и Северной Аляски. 1 – Сибирский кратон; 2–9 – террейны: 2 – кратонные, 3 – пассивной окраины Сибири, 4 – пассивной окраины Чукотского микроконтинента; 5 – существенно турбидитовые, 6 – островных дуг, 7 – аккреционных призм, 8 – офиолитовые и океанические; 9 – Арктической Аляски; 10 – бассейн Колвилл; 11 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 12 – кайнозойские отложения; 13 – Канадский бассейн; 14 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги. Цифрами обозначены: 1 – Южно-Анюйская су- тура; 2 – сутура Кобук.

энсиматической Кульпольнейской дугой Южно-Анюйского океанического бассейна [7, 10]. Детальное геохимическое изучение вулканитов подтвердило энсиматическую природу Кульпольнейской дуги [11].

Поглощение океанической коры Южно-Анюйского бассейна как в позднем палеозое-раннем мезозое, так и в поздней юре-раннем мелу происходило вдоль конвергентной границы Сибири [5–8, 10]. На рис. 4 показаны геодинамические обстановки волжско-раннемелового времени. Энсиматическая Кульпольнейская дуга к этому времени стала уже ремнантной дугой с отмершей зоной субдукции.

Очевидно общее сходство тектонических моделей Чукотки и Северной Аляски. Следует подчеркнуть, что южная вергентность зон субдукции, в которых поглощалась океаническая литосфера Южно-Анюйской и Ангаючам ветвей Прото-Арктического океана [7], тектонически согласовывается с обстановкой растяжения на краю Северо-Американского континента.

В целом корреляция тектонических событий на арктических окраинах Чукотки и Аляски хоро-

шо согласуется с ротационной гипотезой. Достаточно отметить, что время сокращения и закрытия Прото-Арктического океана и коллизионных событий происходило одновременно с раскрытием Американо-Азиатского бассейна, формированием складчато-надвиговых структур Чукотки и Аляски и прекращением спрединга в Канадском бассейне.

Однако простое вращение протяженной микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка сталкивается с проблемой пространства. В связи с чем опубликованные ротационные модели по-разному объясняют положение западной границы микроплиты. Одни исследователи считают, что перемещение происходило вдоль восточного борта хр. Ломоносова, другие – вдоль Чукотского плато, а третьи – в пространстве между поднятием Менделеева и Чукотским плато. Не разбирая трудности каждой из этих моделей, остановимся только на наиболее популярной и представительной ротационной модели А. Грантца, которая разрабатывалась и уточнялась им в течение многих лет, начиная с 1977 г. Последняя версия была опубликована в 2011 г. [4].

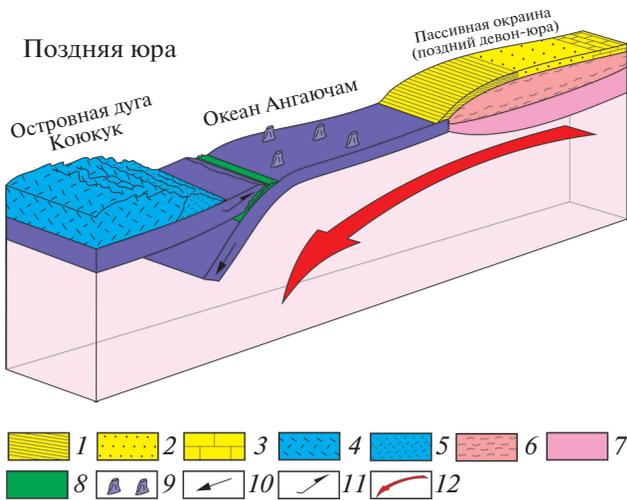


Рис. 3. Тектоническая модель формирования структур Северной Аляски, составлена по материалам [1, 3]. 1 – субтеррейн Лонг Маунтинс, дистальные отложения; 2 – Эндикот Маунтинс субтеррейн, проксимальные отложения; 3 – субтеррейн Хаммонд карбонийный мел; 4–5 – террейн Койюк; 4 – энсиматическая дуга; 5 – преддуговая часть; 6 – додевонские отложения; 7 – континентальная кора; 8 – амфиболиты и глаукофановые сланцы; 9 – симаунты и океаническое плато; 10 – направление субдукции; 11 – тектонические нарушения; 12 – направление мантийного потока.

Для того чтобы закрыть Южно-Аннуйский океанический бассейн вращением микроплиты, в ее тылу должна была образоваться протяженная

котловина с океанической литосферой от бассейна Макарова до Канадского бассейна. Линейные магнитные аномалии, указывающие на спрединг, ограничены только южной частью Канадского бассейна. Кроме того, в настоящее время поднятие Альфа-Менделеева, разделяющее бассейны Канадский и Менделеева, большинством исследователей рассматриваются как структура с континентальной корой. Наличие “континентального моста” между Арктической Канадой и Евразией плохо согласуется ротационной гипотезой.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Нам представляется, что очевидный кризис в вопросах понимания процессов эволюции литосферы Американо-Азиатского бассейна в мезозое, характеризующийся продолжающимся до настоящего времени производством различных “авторских” моделей, не может быть разрешен в рамках чисто кинематического подхода, который применяется в этих исследованиях. При таком подходе каждый автор пытается путем кинематических схем перемещения блоков коры, сопровождаемых областями расширения или сжатия литосферы, нарисовать свою картину тектонической эволюции региона, практически отвлекаясь от анализа причин рассматриваемых движений и в лучшем случае ограничиваясь упоминанием таких расхожих геодинамических понятий, как мантийный плюм, задуговое растяжение и т.д. Поэтому выбрать из множества предложенных кинематических схем физически наиболее приемлемую не

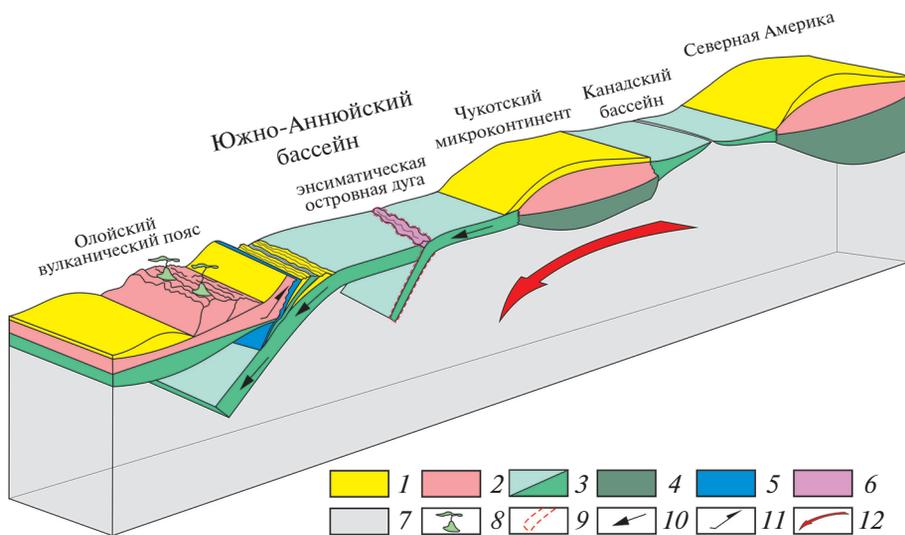


Рис. 4. Тектоническая модель арктической окраины Чукотки. 1 – осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы аккреционного и чехольного типов; 2 – континентальная кора; 3 – океаническая литосфера; 4 – подкоровая литосфера континента; 5 – метаморфические, в том числе глаукофановые сланцы; 6 – энсиматическая Кульпольнейская ремнантная дуга; 7 – верхняя мантия; 8 – вулканы; 9 – отмершая зона субдукции Кульпольнейской дуги; 10 – направление дрейфа океанической литосферы; 11 – вектор тектонических деформаций; 12 – направление мантийной конвекции.

представляется возможным. В частности, упомянутая выше ротационная модель Кэри-Грантца не отвечает на простой вопрос о силах, ответственных за вращение и отрыв митрополиты Арктическая Аляска—Чукотка от окраины Северной Америки.

Преодоление данного кризиса, на наш взгляд, возможно только на пути построения количественной геодинамической модели эволюции литосферы Арктики, включающей течения вещества в верхней мантии, которые должны объяснять кинематические перемещения блоков коры и деформации литосферы. Такая геодинамическая модель эволюции для позднего мела и кайнозоя была предложена российскими учеными в последние годы в связи с необходимостью научного обоснования заявки РФ в ООН на расширение континентального шельфа в Арктике [12, 13].

Модель основана на представлении о существовании в верхней мантии под Арктикой и Северо-Восточной Азией циркуляции вещества в горизонтально вытянутой конвективной ячейке протяженностью в несколько тысяч км. В эту циркуляцию вовлечена субдуцируемая литосфера, вещество которой движется вдоль подошвы верхней мантии в сторону континента от зоны субдукции, формируя нижнюю ветвь ячейки, а замыкающая верхняя ветвь ячейки образует обратное течение вещества под литосферой в сторону зоны субдукции, что, собственно, и является движущей силой, определяющей поверхностную кинематику блоков коры и деформации литосферы. Модель основана на данных сейсмической томографии верхней мантии в области перехода от Тихого океана к Восточной Азии и Арктике [14]. Предложенная модель недавно получила очень важное подтверждение по результатам детальных геохимических исследований состава образцов пород из хребта Гаккеля, которые, как оказалось, несут отчетливые следы и метки пород коры, погружаемой в зоне субдукции, находящейся на расстоянии в несколько тысяч км, что хорошо вписывается в нашу модель циркуляции вещества в верхней мантии [15]. Необходимо отметить, что в недавней работе [16] рассматриваемая геодинамическая модель получила строгое количественное обоснование на основе решения уравнений гидродинамики вязкой жидкости для соответствующей постановки математической задачи с соответствующими граничными условиями. Поскольку новая геодинамическая модель имеет универсальный характер, ее можно применить при анализе более ранних юрско-меловых этапов эволюции Восточной Арктики, когда образовывалась Канадская котловина и закрывались Южно-Аньюский и Ангаючам палеоокеаны.

Исходя из базовой геодинамической модели [12, 13], механизм отрыва системы блоков Аляски

и Чукотки от Канадской арктической окраины обусловлен действием горизонтально вытянутой конвективной ячейки в верхней мантии, которая связывает нисходящий поток вещества в крупномасштабной внутриокеанической (Врангелевской) зоне субдукции северо-западной части Тихоокеанской литосферы (рис. 1) с восходящим потоком под Канадской окраиной, объединяя в единую динамическую систему верхний и нижний горизонтальные потоки течения вещества, движущиеся в противоположных направлениях: нижний поток, включающий субдуцируемую литосферу, горизонтально течет вдоль границы верхней и нижней мантии от Врангелевской зоны субдукции к Канадской окраине, а верхний поток, расположенный под литосферой, течет от края континента в сторону Тихого океана, вызывая за счет вязкого сцепления с подошвой литосферы развитие деформаций и смещения последней, что приводит к отрыву блоков коры от окраины континента (рис. 5, 6).

В силу “выпуклой” геометрии Тихоокеанской зоны субдукции (рис. 1) возвратное течение под литосферой от Канадской окраины в сторону Тихого океана имеет двумерную расходящуюся структуру, в которой линии тока вблизи восточной Аляскинской части отрываемой полосы блоков направлены на юго-восток, а линии тока в центральной Чукотской части отрываемого сегмента окраины идут на юг, что приводит к расхождению “веером” Аляски и Чукотки в процессе движения, сопровождаемого образованием в их тылу Канадского бассейна и закрытием смежных палеоокеанов Ангаючам и Южно-Аньюского (рис. 5, 6).

Следует подчеркнуть, что рассматриваемая здесь модель отрыва блоков коры от континентальной окраины и образование Канадского бассейна принципиально отличаются от известного задугового механизма раскрытия окраинных бассейнов, поскольку субдукция Тихоокеанской литосферы, вовлеченная в верхнемантийную циркуляцию вещества, особенно ее южная часть, расположена напротив Чукотского блока, находится на расстоянии нескольких тысяч километров от края континента.

Предлагаемый механизм отрыва коры можно назвать *субдукционно-конвективным*, делая акцент на развитии конвекции в верхней мантии, сопряженной с процессом субдукции.

Перейдем теперь к вопросам, связанным с закрытием океанов Ангаючам и Южно-Аньюского и процессами коллизии континентальных блоков Аляски и Чукотки с энзиматическими дугами, микроконтинентами (террейны Юкон-Танана, Руби) и Сибирской окраиной (Колымо-Омолонский супертеррейн). Как было отмечено выше, в ходе закрытия океана Ангаючам произошла кон-

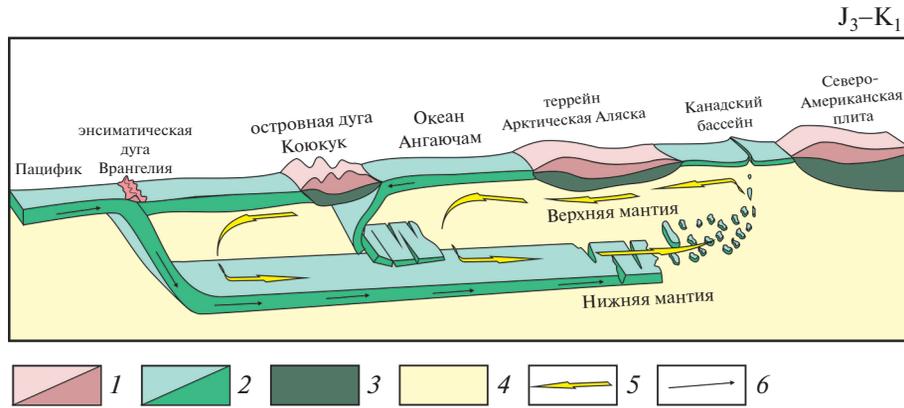


Рис. 5. Геодинамическая модель закрытия палеоокеана Ангаючам. 1 – континентальная кора; 2 – океаническая литосфера; 3 – подкоровая литосфера континента; 4 – мантия; 5 – направление конвективных течений мантии; 6 – направление движения океанической литосферы.

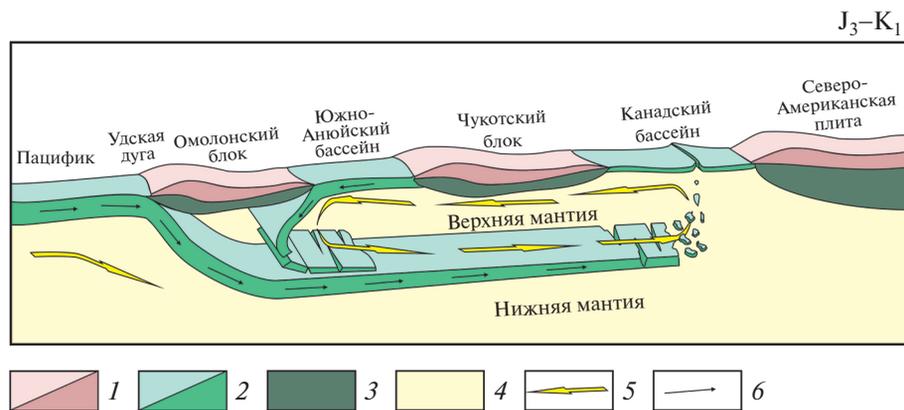


Рис. 6. Геодинамическая модель формирования структур арктической Чукотки. 1 – континентальная кора; 2 – океаническая литосфера; 3 – подкоровая литосфера континента; 4 – мантия; 5 – направление конвективных течений мантии; 6 – направление движения океанической литосферы.

вергенция пассивной окраины блока Аляска с энсиматической дугой Коюкук в раннем мелу (рис. 2, 3, 5). При этом субдукция, обеспечивающая закрытие океана Ангаючам, имела падение на юго-восток. В рамках рассматриваемой нами общей геодинамической модели крупномасштабная субдукция Тихоокеанской литосферы с падением на север, достигая низов верхней мантии, переходит в горизонтальный слой, текущий в сторону Канадской окраины, образуя устойчивый нижний ярус субдукционно-конвективной системы. Процесс закрытия палеоокеана Ангаючам (рис. 5), сопровождаемый коллизией блока Аляска с дугой Коюкук, развивается благодаря встречной субдукции литосферы с падением на юго-восток, происходящей на верхнем ярусе системы под действием возвратного течения верхнемантийного вещества.

Субдуцируемая плита верхнего яруса, достигая глубины, где доминирует устойчивое нижнее течение, поворачивает и вливается в этот поток. Таким образом, возникает двухъярусная система субдукции (рис. 5), которая разрешает основные вопросы и кажущиеся противоречия, связанные, в частности, со встречными направлениями вергентности внешней Тихоокеанской зоны субдукции, и зоны субдукции, расположенной внутри океана Ангаючам, при закрытии этого палеоокеана и коллизионными процессами. Аналогичным образом функционирует двухъярусная система субдукции при закрытии Южно-Анхойского океана и коллизии Чукотского блока с Сибирской окраиной (рис. 6), представленной Колымо-Омолонским блоком коры, для периода поздней юры-раннего мела.

В заключение хотелось бы отметить, что рассматриваемая базовая геодинамическая модель

имеет универсальный характер. Вначале она была использована для объяснения процессов растяжения, происходивших в Евразийском и Американо-Азиатском бассейнах Арктики в позднем мелу-кайнозое [12, 13], а в настоящей статье обобщенный вариант этой модели использовался для анализа более ранней стадии эволюции Американо-Азиатского бассейна для поздней юры-раннего мела.

По мнению авторов, эта модель может быть применима как для других субдукционно-коллизийных структур с учетом региональных особенностей, так и для иных временных интервалов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Верниковскому за ценные конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить содержание статьи и прояснить ряд положений, используемых в настоящей работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по грантам РФФИ № 20-17-00197 (тектонические модели Аляски и Чукотки), РФФИ № 18-05-70061, № 18-06-70012 и темам Государственного задания № 0128-2021-0004 и № 0135-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. The Geology of Alaska. Plafker G., Berg H.C. (eds). The Geology of North America, G-1. Geological Society of America, Boulder, CO. 1994. 1055 p.
2. Embry A.F. Geological and Geophysical Evidence in Support of the Hypothesis of Anticlockwise Rotation of Northern Alaska Marine // *Geology*. 1990. 93. С. 317–329.
3. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate Kinematic Evolution of the Present Arctic Region Since the Ordovician. In: Miller E.L., Grantz A., Klempner S.L. (eds). Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Papers, 2002. 360. P. 333–358.
4. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and Tectonic Development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. In: Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen K. (eds). Arctic Petroleum Geology. Geological Society. London, Memoirs. 2011. V. 35. P. 771–799.
5. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic Tectonic Evolution the Circum-North Pacific, U.S. Geological Survey, Open-File Report 98–754. 1998. 397 p.
6. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 68–78.
7. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анхойской сuture (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 5–30. <https://doi.org/10.7868/S0016853X15010051>
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
9. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука. 1984. 136 с
10. Шеховцов В.А., Готов С.П. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка. Ред. С.Д. Соколов. Москва (Санкт-Петербург). 2001. 163 с.
11. Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В. Тектоническое положение и обстановки формирования вулканических пород Кульпольнейского комплекса и до аптских даек Южно-Анхойской сuture (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2021 (в печати).
12. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шупилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. № 1. С. 3–35. <https://doi.org/10.1134/S0016852113010044>
13. Лобковский Л.И., Шупилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // *Физика Земли*. 2013. № 6. С. 20–38.
14. Zhao D. Global Tomographic Images of Mantle Plumes and Subducting Slabs: Insight into Deep Earth Dynamics // *Phys. Earth Planet. Int.* 2004. V. 146. № 1. P. 3–34. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.032>
15. Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobsen Y., Capitano F., Dich H., Cawood P. An Early Cretaceous Subduction-modified Mantle Underneath the Ultraslow Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Science Advances*. 2020. 6: eabb4340 <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb4340>
16. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханические приложения для Арктики и Северо-Восточной Азии. Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.

TWO-LEVEL SUBDUCTION IN THE UPPER MANTLE AS A MECHANISM FOR THE EVOLUTION OF THE EASTERN ARCTIC LITHOSPHERE FOR THE LATE JURASSIC-EARLY CRETACEOUS

Academician of the RAS **L. I. Lobkovskiy^{a, b, #}**, Corresponding Member of the RAS **S. D. Sokolov^{c, ##}**,
N. O. Sorokhtin^a, and **M. V. Kononov^a**

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

^b *Moscow Physico-Technical Institute, Dolgoprudny, Russian Federation*

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

[#] *E-mail llobkovsky@ocean.ru*

^{##} *E-mail ssokolov43@mail.ru*

The paper discusses the popular rotational hypothesis of the formation and evolution of the main structures of the Eastern Arctic lithosphere during the Late Jurassic-Early Cretaceous period, in particular, the emergence of the Canadian Basin, the closure of the Angayucham and South Anyu paleoceans, and the formation of collision structures during the movement of the Alaska and Chukotka blocks. The difficulties of this hypothesis, as well as other kinematic schemes of the evolution of the Arctic lithosphere, are pointed out, and it is concluded that it is impossible to make an adequate choice in favor of any model of evolution within the framework of a purely kinematic approach. A generalization of the previously developed basic geodynamic model of Arctic evolution for the Late Cretaceous and Cenozoic to the earlier period of evolution of the Amerasian basin in the Late Jurassic - Early Cretaceous is proposed. The main element of the generalization is the consideration of a two-level model of subduction in the upper mantle, which allows us to explain the main structures and features of the evolution of the Amerasian basin of the Arctic in the Late Jurassic-Early Cretaceous.

Keywords: tectonics, geodynamics, subduction, Eastern Arctic, Chukotka, Alaska

УДК 551.736.3.02:550.42(571.56+571.65)

О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ВУЧАПИНСКОГО И ЧАНСИНСКОГО ЯРУСОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ ПО РАДИОИЗОТОПНЫМ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. А. С. Бяков^{1, 2, *}, Ю. Д. Захаров³, М. Хорачек⁴, член-корреспондент РАН Н. А. Горячев¹

Поступило 07.06.2021 г.

После доработки 18.06.2021 г.

Принято к публикации 05.07.2021 г.

На основании сопоставления трендов $\delta^{13}\text{C}$, установленных в разрезах Южного Китая и Ирана, надобласти Тегис и разреза по р. Паутовая (Колымо-Омолонский регион, Бореальная надобласть) впервые определено примерное положение границы вучапинского и чансинского ярусов верхней перми на Северо-Востоке России. Эта граница проходит в средней части бивальвиевой зоны *Intomodesma costatum* хивачского регионального горизонта. Сделанный вывод подтверждается также ранее полученной датировкой цирконов из прослая туфа ниже вучапинско-чансинской границы в этом же разрезе и значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из раковин брахиопод-спириферид хорошей сохранности из стратотипического разреза верхней части хивачского регионального горизонта на Омолонском массиве.

Ключевые слова: хемотратиграфия $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, граница вучапинского – чансинского ярусов, верхняя пермь, Северо-Восток России

DOI: 10.31857/S2686739721100054

Одной из наиболее сложных проблем стратиграфии Северо-Востока России является корреляция верхнепермских стратонев Региональной стратиграфической шкалы (РСШ) с ярусами Международной стратиграфической шкалы (МСШ) перми. Остатки конодонтов, по которым проводятся границы международных ярусов, почти не известны в разрезах Северо-Востока России, располагавшихся в перми в высоких широтах. Отсутствуют здесь и другие ортостратиграфические группы фауны, в частности, фузулиниды, другие же (аммоноидеи, брахиоподы и двустворчатые моллюски) представлены преимущественно эндемичными таксонами. Учитывая, что РСШ перми Северо-Востока России служит своего рода эталоном при сопоставлении всех бореальных

пермских отложений не только северо-восточной России, но и ряда прилегающих регионов – Северной Монголии, Забайкалья, Новосибирских островов, севера Сибири, Таймыра и Новой Земли, осуществление достоверной трансрегиональной корреляции является весьма актуальной задачей.

Поэтому для решения обозначенной проблемы на первый план выступают другие (непалеонтологические) методы корреляции, к которым относятся, прежде всего, широкое использование прецизионного радиоизотопного датирования реперных стратиграфических уровней и современных методов хемотратиграфии. В последние несколько лет в этом направлении были сделаны первые значительные шаги, в частности, получен ряд важных прецизионных датировок ряда региональных стратонев [2, 3, 7, 8] и с помощью метода изотопной хемотратиграфии (на основании положения в разрезе крупного отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) определено примерное положение границы перми и триаса в Южном Верхоянье [5] и Колымо-Омолонском регионе [4].

Следующей важной реперной точкой верхней перми в РСШ Северо-Востока России является положение границы вучапинского и чансинского ярусов. Ранее авторами настоящей статьи на основании U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов из пограничных вучапинско-чансинских от-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

² Казанский федеральный университет, Казань, Россия

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

⁴ Department of Lithospheric Research, Vienna University, Vienna, Austria

*E-mail: abiakov@mail.ru

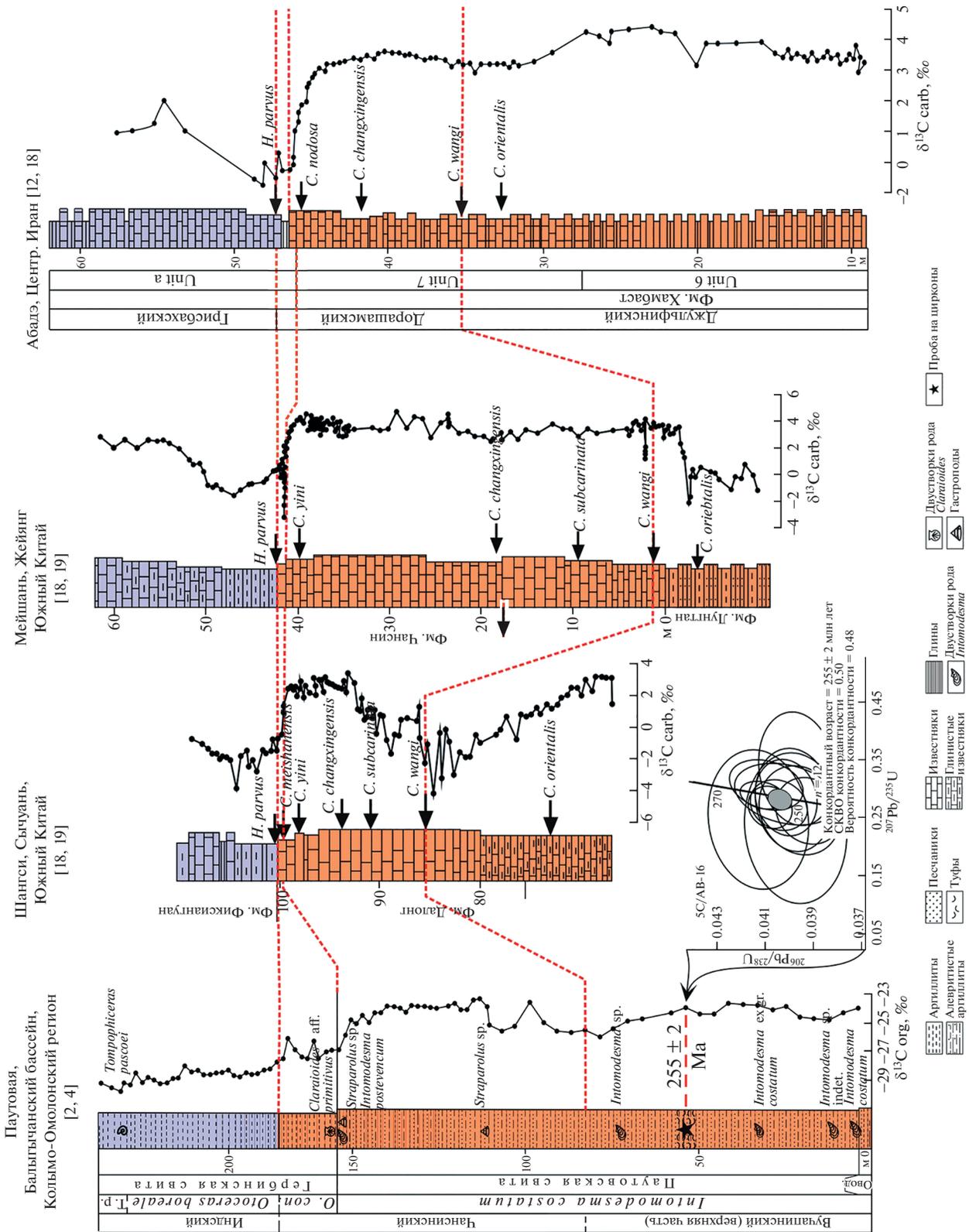


Рис. 1. Корреляция вучалинско-чансинских отложений Северо-Востока России и надобласти Тетис.

ложений было намечено примерное положение границы этих ярусов непосредственно выше датированного уровня, но оно не получило достоверного обоснования [2].

В настоящей статье мы приводим результаты детальной хемотратиграфической корреляции ранее изученного нами разреза по р. Паутовая, Балыгычанский бассейн Колымо-Омолонского региона [2, 4] с другими разрезами пограничных вучапинско-чансинских отложений мира, прежде всего, с разрезами Южного Китая и Ирана (рис. 1). Эта корреляция основана на положении отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ (как карбонатного, так и органического углерода), повсеместно выявляемого в пограничных пермо-триасовых отложениях мира ([5, 6, 9, 11–13, 16, 18–20] и др.), и общем тренде изотопной кривой ниже этого экскурса.

Возможность сравнения изотопного состава углерода в биохемогенных карбонатах и терригенных алевроито-глинистых осадках чансинского (верхняя часть), индского и оленекского ярусов была показана, в частности, на примере разрезов района Чаоху Южного Китая, представленных частым чередованием известняков и аргиллитов [17].

Как известно, нижняя граница чансинского яруса определяется первым появлением конодонтов *Clarkina wangi* (Zhang), что зафиксировано во многих южно-китайских и иранских разрезах [16, 18, 20]. В отмеченных разрезах Южного Китая и Ирана чуть ниже границы вучапинского и чансинского ярусов, определяемой названным конодонтом, фиксируется отчетливый отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Такой же отрицательный экскурс выявлен недавно и по $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в регионе Янзцы Южного Китая [15].

В изученном нами разрезе по р. Паутовая, представленном преимущественно рассланцованными аргиллитами (см. рис. 1), также выявлен небольшой отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (–26‰). Этот экскурс расположен в средней части бивальвиевой зоны *Intomodesma costatum*, примерно в нижней части ее третьей подзоны – *Intomodesma eveniscum*.

Непосредственно ниже этого экскурса, примерно в 28 м по мощности, из прослоя туфа ранее были датированы цирконы методом SHRIMP-II [3]. Их средневзвешенный возраст составляет 255 ± 2 млн лет и близок к современной границе вучапинского и чансинского ярусов МСШ пермской системы – 254.14 млн лет [10].

Таким образом, нами уточнено и конкретизировано положение вучапинско-чансинской границы в разрезе по р. Паутовая. Эта граница проходит, согласно проведенной межрегиональной корреляции, чуть выше отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (–26‰) в средней, а не в верхней части би-

вальвиевой зоны *Intomodesma costatum*, как мы предполагали ранее [2].

С изложенным выше весьма хорошо согласуются данные по соотношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, недавно полученные нами из раковин брахиопод-спириферид хорошей сохранности из стратотипического разреза верхней части хивачского регионального горизонта (бивальвиевая зона *Intomodesma costatum*) на Омолонском массиве [1]. Для нижней части бивальвиевой подзоны *Intomodesma eveniscum* соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.706945–0.706986, что отвечает значениям стронциевого соотношения для границы вучапинского и чансинского ярусов [14].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Б. Германа и анонимного рецензента за сделанные замечания, способствовавшие улучшению текста статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00604, а также за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности и при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бяков А.С., Брынько И.В., Бонд Д., Харвей Д., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Филимонова Т.В. Новые минимальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в биогенных карбонатах перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 397–402.
2. Бяков А.С., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Брынько И.В., Толмачева Е.В. Новые результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из верхневучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 331–336.
3. Бяков А.С., Шпикерман В.И., Ведерников И.Л., Толмачева Е.В. Первые результаты U-Pb SIMS датирования цирконов из вучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России: значение для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 19–28.
4. Бяков А.С., Horacek M., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Захаров Ю.Д. Первая детальная запись $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 347–350.
5. Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе

- перми и триаса на Северо-Востоке Азии // Тихоокеан. геол. 2014. № 1. С. 3–19.
6. *Bjerager M., Seidler L., Stemmerik L., Surlyk F.* Ammonoid Stratigraphy and Sedimentary Evolution across the Permian-Triassic Boundary in East Greenland // *Geol. Magazine*. 2006. V. 143. № 5. P. 635–656.
 7. *Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J.L., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L.* Middle Permian U-Pb Zircon Ages of the “Glacial” Deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh Anticlinorium, Magadan Province, NE Russia: Their Significance for Global Climatic Interpretations // *Gondwana Research*. 2016. V. 38. P. 74–85.
 8. *Davydov V.I., Biakov A.S., Schmitz M.D., Silantiev V.V.* Radioisotopic Calibration of the Guadalupian Series: Review and Updates // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 176. P. 222–240.
 9. *Grasby S.E., Beauchamp B.* Intrabasin Variability of the Carbon-isotope Record across the Permian-Triassic Transition, Sverdrup Basin, Arctic Canada // *Chemical Geology*. 2008. V. 253. P. 141–150.
 10. High-resolution integrative Permian stratigraphic framework // *Permophiles*. 2021. V. 70. P. 44.
 11. *Horacek M., Brandner R., Abart R.* Carbon Isotope Record of the P/T Boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: Evidence for Rapid Changes in Storage of Organic Carbon // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2007. V. 252. P. 347–354.
 12. *Horacek M., Krystyn L., Baud A.* Comment to Chen et al., 2020: “Abrupt warming in the latest Permian detected using high-resolution in situ oxygen isotopes of conodont apatite from Abadeh, central Iran.” Importance of correct stratigraphic correlation, reporting of existing data and their scientific interpretation. *Permophiles*. 2021. V. 70. P. 33–36.
 13. *Korte C., Pande P., Kalia P., Kozur H.W., Joachimski M.M., Oberhänsli H.* Massive Volcanism at the Permian-Triassic Boundary and Its Impact on the Isotopic Composition of the Ocean and Atmosphere // *Journ. Asian Earth Sci.* 2010. V. 37. P. 293–311.
 14. *Korte C., Ullmann C.V.* Permian Strontium Isotope Stratigraphy // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018. V. 450. P. 105–118.
 15. *Li L., Liao Z., Lei L., Lash G.G., Chen A., Tan X.* On the Negative Carbon Isotope Excursion across the Wuchiapingian-Changhsingian Transition: A Regional Event in the Lower Yangtze Region, South China? // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2020. V. 540. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109501>
 16. *Shen S.Z., Cao C.Q., Zhang H., Bowring S.A., Henderson C.M., Payne J.L., Davydov V.I., Chen B., Yuan D.X., Zhang Y.C., Wang W., Zheng Q.F.* High-resolution $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ Chemostratigraphy from Latest Guadalupian through Earliest Triassic in South China and Iran // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 375. P. 156–165.
 17. *Tong J., Zakharov Y.D., Orchard M.J., Yin H., Hansen H.J.* Proposed of Chaohu Section in the GSSP Candidate of the Induan-Olenekian Boundary // *Albertiana*. 2004. N. 29. P. 13–28.
 18. *Yang B., Li H.X., Wignall P.B., Jiang H.S., Niu Z.J., Ye Q., Wu Q., Lai X.L.* Latest Wuchiapingian to Earliest Triassic Conodont Zones and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ Isotope Excursions from Deep-water Sections in Western Hubei Province, South China // *J. Earth Sci.* 2019. V. 30. N 5. P. 1059–1074.
 19. *Yin H., Zhang K., Tong J., Yang Z., Wu S.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary // *Episodes*. 2001. V. 24. № 2. P. 102–114.
 20. *Yuan D.X., Shen S.Z., Henderson C.M., Chen J., Zhang H., Zheng Q.F., Wu H.* Integrative Timescale for the Lopingian (Late Permian): A Review and Update from Shangsi, South China // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 188. P. 190–209.

ON THE POSITION OF THE WUCHIAPINGIAN-CHANGHSINGIAN BOUNDARY IN THE NORTH-EAST RUSSIA ACCORDING TO RADIOISOTOPIC AND CHEMOSTRATIGRAPHIC DATA

A. S. Biakov^{a, b, #}, Yu. D. Zakharov^c, M. Horacek^d, and Corresponding Member of the RAS N. A. Goryachev^a

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

^b *Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

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

^d *Department of Lithospheric Research, Vienna University, Vienna, Austria*

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

Based on the comparison of the $\delta^{13}\text{C}$ trends established in the Tethyan Superrealm sections and the Pautovaya section (Kolyma-Omolon region, Boreal Superrealm) the approximate position of the Wuchiapingian-Changhsingian boundary of the Upper Permian in the North-East Russia was determined for the first time. This boundary runs in the middle part of the *Intomodesma costatum* bivalve zone of the Khivachian regional horizon. This conclusion is also confirmed by the previously obtained dating of zircons from the tuff layer below the Wuchiapingian-Changhsingian boundary in the same section and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from well-preserved spiriferid brachiopod shells from the stratotype section of the upper part of the Khivachian regional horizon on the Omolon massif.

Keywords: $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy, Wuchiapingian-Changhsingian boundary, Upper Permian, North-East Russia

УДК 550.93+551.248.2

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -ДАТИРОВАНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ТРАВЕРТИНОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2021 г. Е. В. Деев^{1, 2, 3,*}, Ю. В. Дублянский^{1, 4}, Н. И. Позднякова^{1, 2}, Д. Шольц⁵, С. Н. Кох^{1, 6}, Э. В. Сокол⁶, Г. Г. Русанов⁷

Представлена академиком РАН В.А. Верниковским 27.05.2021 г.

Поступило 27.05.2021 г.

После доработки 29.06.2021 г.

Принято к публикации 05.07.2021 г.

Впервые для Горного Алтая ^{230}Th – U -методом проведено определение радиометрических возрастов шести четвертичных травертиновых комплексов, пространственно связанных с активными разломами, ограничивающими Чуйскую и Курайскую впадины. Кальцитовые и кальцит-арагонитовые травертины цементируют коллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения. Установлено, что травертины с возрастaми 1.3, 4.9 и 6.3 тыс. лет образовались как следствие сильных палеоземлетрясений с $M_w = 6.5$ – 6.9 . Возраст травертинов 11 тыс. лет попадает в пределы сейсмически активного интервала 8.5–16 тыс. л.н. Травертины возрастa 123 тыс. лет сформировались при сейсмогенных движениях по разломам, спровоцированным снятием ледниковой нагрузки среднеплейстоценового оледенения. Травертины возрастa около 400 тыс. лет маркируют сейсмогенные смещения в пик кайнозойского орогенеза.

Ключевые слова: травертины, ^{230}Th – U -геохронология, активные разломы, сильные палеоземлетрясения, Горный Алтай

DOI: 10.31857/S268673972110008X

ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай входит в систему внутриконтинентальных кайнозойских орогенов северной части Центральной Азии (рис. 1), возникших как отдаленный эффект коллизии Евразии и Индостана. Пик орогенеза и формирование его хребтов с высотами до 4–4.5 км пришлось на ранний-средний плейстоцен, когда в крупных межгорных

впадинах сформировалась грубообломочная буроцветная моласса. Она залегает на преимущественно озерных палеоген-неогеновых отложениях и перекрывается среднеплейстоцен-голоценовой толщей морен, флювиогляциальных, озерных, аллювиальных, коллювиально-делювиальных и пролювиальных отложений [1]. Формирование хребтов и сопряженных с ними впадин определялось смещениями по разломам. Однако возраст конкретных подвижек остается неопределенным. Исключение составляют сейсмогенные подвижки конца плейстоцена-голоцена, возраст которых устанавливается методами палеосейсмологии [2–5]. Но и при палеосейсмологическом тренчинге не всегда удается найти материал, пригодный для определения возрастов землетрясений. Потому для Горного Алтая актуальна разработка новых подходов к определению возрастов сейсмогенных смещений по разломам. В этой связи перспективно изучение травертинов, для которых в различных сейсмоактивных регионах мира доказана связь с активными разломами и землетрясениями [6].

В Горном Алтае известно около двух десятков травертиновых комплексов, пространственно связанных с активными разломами [7–9]. Для семи из них, расположенных вдоль Курайской зоны разломов (КЗР), уже имеются первые результаты

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Сибирское отделение Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³ Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт геологии Университета им. Леопольда и Франца, Инсбрук, Австрия

⁵ Институт наук о Земле Университета им. Йоханнеса Гутенберга, Майнц, Германия

⁶ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Сибирское отделение Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁷ ОСП “Горно-Алтайская экспедиция” АО “Сибирское ПГО”, с. Малоенисейское, Россия

*e-mail: deeev@ngs.ru

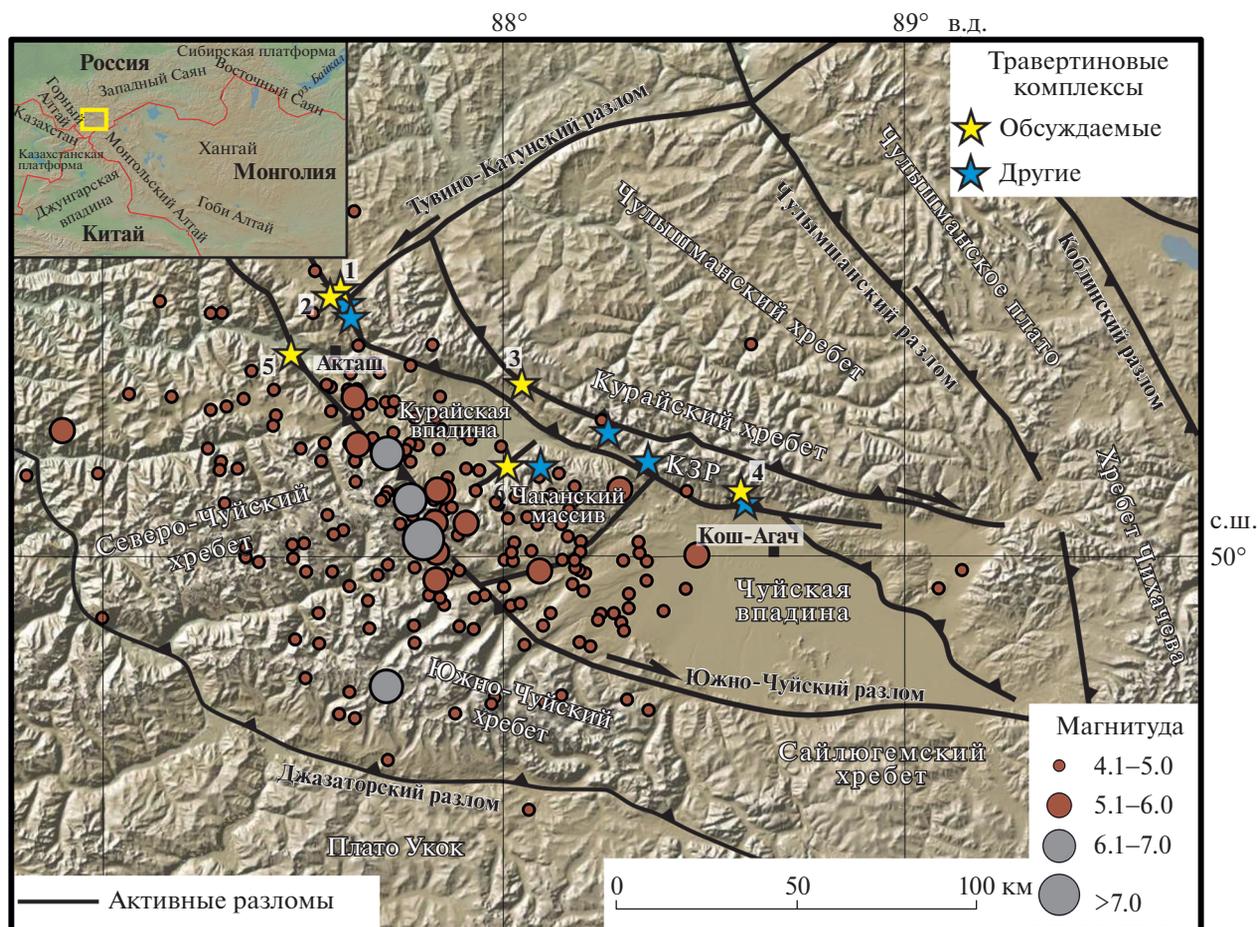


Рис. 1. Основные активные разломы, положение эпицентров землетрясений и травертиновых комплексов в районе исследований. Данные по историческим и инструментальным землетрясениям приведены по сейсмическим каталогам NEIC и IRIS. Травертиновые комплексы: 1 – Чейбеккель-1, 2 – Чейбеккель-2, 3 – Курайка, 4 – Тотугем, 5 – Чибит, 6 – Балтырган. На врезке прямоугольником показано географическое положение района исследований.

минералогических и изотопно-геохимических исследований [10, 11]. Цели представляемой работы: 1) определение возрастов травертиновых комплексов Юго-Восточного Алтая путем датирования карбонатов ^{230}Th – U -методом; 2) сопоставление эпизодов травертинообразования с неотектоническими и палеосейсмическими процессами в регионе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При полевых исследованиях в зонах активных разломов были закартированы шесть травертиновых комплексов, определены их линейные размеры, соотношения с выше- и нижележащими геологическими телами, выделены главные литотипы. Для минералого-петрографических и изотопных исследований, определения ^{230}Th – U -возрастов отобрано 35 образцов карбонатного материала.

Оптические наблюдения выполнены с использованием микроскопа “Olympus VX63”. Диагно-

стика минералов и их агрегатов осуществлена с применением растрового сканирующего электронного микроскопа MIRA3-LMU (“Tescan” Orsay Holding) с микроанализатором AZtec Energy XMax-50 (“Oxford Instruments” Nanoanalysis Ltd) (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). Количественный рентгенофазовый анализ пород был выполнен в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Институт минералогии (Миасс) на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 с Cu анодом и графитовым монохроматором. Количественные соотношения между минералами рассчитаны в программе SIROQUANT V.4.

Определения изотопного состава углерода и кислорода CaCO_3 выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. 16 образцов порошкообразного карбоната растворяли в 100%-ной фосфорной кислоте при 50°C и затем анализировали изотопный состав C и O газообразного CO_2 на масс-спектрометре MAT 253 с интерфейсом Gas Bench II (“ThermoFisher”). По-

грешность измерения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ – менее 0.1‰ (1 σ). Дополнительно 34 анализа были выполнены в Институте геологии университета им. Леопольда и Франца (Инсбрук, Австрия). Пробы растворялись в 99%-ной фосфорной кислоте при 70°C и анализировались на масс-спектрометре Delta V Plus с интерфейсом Gas Bench II (“ThermoFisher”). Погрешность измерения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ – 0.06 и 0.08‰ (1 σ) соответственно. Результаты нормированы относительно стандарта Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).

Восемь образцов травертинов датированы в Институте химии Макса Планка (Майнц, Германия) ^{230}Th –U-методом. Вес образца составлял 0.03 г. Химическое разделение изотопов U и Th проводилось по методике, описанной в [12]. Изотопные отношения U и Th измерялись на приборе MC-ICP-MS “Nu-Plasma” (“Nu Instruments”). Аналитические детали и процедуры расчета ^{230}Th –U-возраста приведены в [13–15]. Погрешности определения возраста, приведенные в статье, соответствуют 2 σ .

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Основными морфотектоническими элементами Юго-Восточного Алтая (рис. 1) являются хребты Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Сайлюгемский, Курайский и Чихачева, а также Чуйская и Курайская впадины, разделенные Чаганским массивом. Южно-Чуйский взбросо-сдвиг ограничивает впадины с юга. С ним связаны Чуйское землетрясение (27.09.2003 г.; $M_s = 7.3$, $I_0 = \text{VIII–IX}$ баллов) и его многочисленные афтершоки. В поле афтершоков активными показали себя и разломы, ограничивающие Чаганский массив.

Северные окраины Чуйской и Курайской впадин контролирует КЗР, которая объединяет субпараллельные разломы, обеспечивающие надвижение Курайского хребта на впадины. Их опережают взбросы с южным падением сместителей. За период инструментальных наблюдений (1963–2020 гг.) в пределах КЗР зарегистрировано только несколько землетрясений с магнитудами до 5.5. Вместе с тем палеосейсмологические исследования вдоль КЗР выявили поверхностные разрывы, возникшие во время сильных землетрясений ($M_w = 6.7–7.5$). Радиоуглеродным методом, а также методами оптически-стимулированной и инфракрасно-стимулированной люминесценции были получены следующие их датировки: около 6.3, 5.8, 3.2 и 1.3 тыс. л.н., XVIII век н.э. [2–5]. Наиболее древний возраст (около 16 тыс. л.н.) определен для сейсмогенного Сукорского оползня [16].

Нами закартировано шесть травертиновых комплексов в зонах активных разломов: четыре – в пределах КЗР, и по одному, связанному с Юж-

но-Чуйским разломом и западным разломным ограничением Чаганского массива. Травертиновые тела имеют мощность от первых до первых десятков метров и протяженность от первых десятков до сотен метров. Карбонатный цемент скрепляет обломочный материал коллювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений с образованием брекчий, конгломератов и песчаников. Травертины комплексов Чейбеккель-1, Тотугем, Чибит, Балтырган сложены микроспаритовым и спаритовым кальцитом; в комплексах Чейбеккель-2 и Курайка его иногда сопровождает арагонит (в резко подчиненном количестве). Карбонаты образуют полизональные агрегаты, обрастающие обломки, что указывает на несколько этапов их кристаллизации. Следов выраженной биологической активности (цементация и инкрустация растительных остатков или микробиальных матов и т.п.) в изученных травертинах обнаружено не было. Можно заключить, что отложение CaCO_3 происходило преимущественно абиогенным путем, в ходе реакции разложения HCO_3^- травертинообразующих растворов и дегазации CO_2 .

Наиболее легким изотопным составом углерода характеризуются кальциты, слагающие травертины комплекса Чейбеккель-1 ($\delta^{13}\text{C}$ $-4.4...-2.9\text{‰}$); при этом величины $\delta^{18}\text{O}$ укладываются в узкий диапазон $-13.8\text{‰}...-13.0\text{‰}$ ($n = 7$). Кальцит из комплекса Балтырган имеет близкие характеристики: $\delta^{13}\text{C}$ -2.0‰ , $\delta^{18}\text{O}$ -13.1‰ . Сходный изотопный состав кислорода имеет также CaCO_3 (кальцит+аргонит) из комплексов Чейбеккель-2 ($\delta^{18}\text{O}$ $-13.7...-13.2\text{‰}$) и Курайка ($\delta^{18}\text{O}$ $-14.8...-13.2\text{‰}$), при этом величины $\delta^{13}\text{C}$ попадают в область как положительных, так и отрицательных значений: $-2.5...1.2\text{‰}$ ($n = 17$) и $-0.3...0.7\text{‰}$ ($n = 6$) соответственно. Только в травертинах Тотугема величина $\delta^{13}\text{C}$ несколько выше ($0.4\text{‰}...1.6\text{‰}$), а $\delta^{18}\text{O}$ – ниже ($-15.0...-14.4\text{‰}$, $n = 18$). Наиболее тяжелый состав обоих изотопов присущ кальциту из комплекса Чибит ($\delta^{13}\text{C}$ 2.6‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ -12.8‰). За исключением одного образца, все изученные кальциты имеют $\delta^{13}\text{C} > -3\text{‰}$. Такие величины $\delta^{13}\text{C}$ характерны для термогенных травертинов, образованных без участия почвенной CO_2 [17]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изученных травертинов на 3–4‰ ниже, чем $\delta^{18}\text{O}$ голоценовых карбонатных натеков из пещер Горного Алтая (данные авторов). Узкие диапазоны величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из различных травертиновых полей и близость $\delta^{13}\text{C}$ к изотопным характеристикам морских карбонатов [10] позволяют предположить, что их кристаллизация происходила из холодных вод глубокой циркуляции, контактировавших с региональными карбонатными коллекторами (известняками баратальской свиты, NP_3). Это предположение подтверждают

Таблица 1. ^{230}Th -U возрасты травертинов изученных комплексов

Комплекс	Образец	^{238}U [мкг/г]		^{232}Th [нг/г]		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$		Некорректированный возраст (тыс. лет)		Скорректированный возраст (тыс. лет)	
			±		±		±		±		±		±
Чейбеккель-1	RYALT-15-17-1	0.623	0.005	2.452	0.026	2.687	0.012	0.151	0.001	6.337	0.056	6.296	0.059
Чейбеккель-2	RYALT-15-16-11	0.886	0.006	33.247	0.339	2.840	0.010	0.278	0.004	11.484	0.053	11.109	0.168
	15-16-8-1	0.518	0.015	2.166	0.018	2.846	0.002	0.275	0.002	11.022	0.061	10.981	0.060
Курайка	RYALT-13-18-2	12.229	0.238	0.651	0.007	3.385	0.070	0.151	0.003	4.973	0.140	4.973	0.144
Тотугем	RYALT-13-8.1	2.852	0.037	5.069	0.060	2.345	0.028	1.728	0.023	122.987	3.652	122.970	3.677
	15-12-13-2	1.943	0.013	7.470	0.056	2.288	0.001	1.690	0.006	123.749	0.735	123.710	0.740
Чибит	RYALT-15-32-1	0.476	0.004	12.746	0.169	1.490	0.003	0.017	0.004	1.761	0.067	1.243	0.266
Балтырган	RYALT-13-7.1	1.519	0.011	12.064	0.138	1.045	0.004	1.034	0.007	401.656	+39.900/ -29.000	401.455	+41.000/ -28.700

Примечание. Скорректированный возраст учитывает загрязнение образца торием. Он рассчитан, принимая начальное атомное отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$, что соответствует материалу в вековом равновесии, в предположении, что для Земли $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3.8$. Возраст дан в тысячах лет назад от 1950 г.

геохимические характеристики алтайских травертинов [10, 11]. Пониженные, относительно натектов, значения $\delta^{18}\text{O}$ указывают на метеорный характер травертинообразующих вод и на вероятное их образование в холодных климатических условиях.

Нами впервые определено восемь значений ^{230}Th -U-возрастов травертинов (по одному образцу из 4 комплексов и по 2 образца из 2 комплексов) для территории Юго-Восточного Алтая (табл. 1). Полученные ^{230}Th -U-возрасты соответствуют двум временным интервалам – среднему плейстоцену и голоцену. Голоценовые травертины тяготеют к активным разломам в северной части Курайской впадины и к западу от нее: Чейбеккель-2 – 11.109 ± 0.168 тыс. лет, Чейбеккель-1 – 6.296 ± 0.059 тыс. лет, Курайка – 4.973 ± 0.144 тыс. лет и Чибит – 1.243 ± 0.266 тыс. лет. Возраст травертинов комплекса Чибит (около 1.3 тыс. лет) соответствует возрасту палеоземлетрясения ($M_w = 6.6$ – 6.9 , интенсивностью IX–X баллов по шкале MSK-64), связанного с КЗР. Его поверхностные разрывы трассируются на 40 км [2, 4, 5]. Западное окончание системы поверхностных разрывов находится на расстоянии 30 км восточнее обнажений комплекса Чибит.

Есть основания предполагать связь с палеоземлетрясением и травертинового комплекса Ку-

райка (около 4.9 тыс. лет). Поверхностные разрывы этого землетрясения обнаружены на севере Курайской впадины в 4 км к югу от обнажения травертинов. Здесь при тренчинге установлен коллювиальный клин (продукты разрушения висячего крыла взброса, сформированного при землетрясении) с ^{14}C -возрастом 4850–4180 cal BP (IGAN 7715 AMS; вероятность 0.954; неопубликованные авторские данные). Коллювиальный клин близкого возраста (4850–4440 cal BP; BINP_NSU_1310; неопубликованные авторские данные) обнаружен и на северо-западе Чуйской впадины. Следовательно, поверхностные разрывы и этого землетрясения протянулись вдоль КЗР на 40 км. Такая протяженность разрывов позволяет оценить магнитуду палеоземлетрясения как $M_w = 6.9$.

Поверхностные разрывы палеоземлетрясения возрастом 6.3 тыс. лет ($M_w = 6.5$ – 6.7 , интенсивностью VIII–IX баллов) выявлены при тренчинге разломного уступа в северной части Курайской впадины [4, 5], всего в 30 км от травертинов комплекса Чейбеккель-1, имеющего близкий возраст.

Пока проблематично сопоставить возраст травертинов комплекса Чейбеккель-2 (около 11.1 тыс. лет) с выявленными поверхностными разрывами какого-либо палеоземлетрясения. Объясняется это, прежде всего, тем, что первичные палеосей-

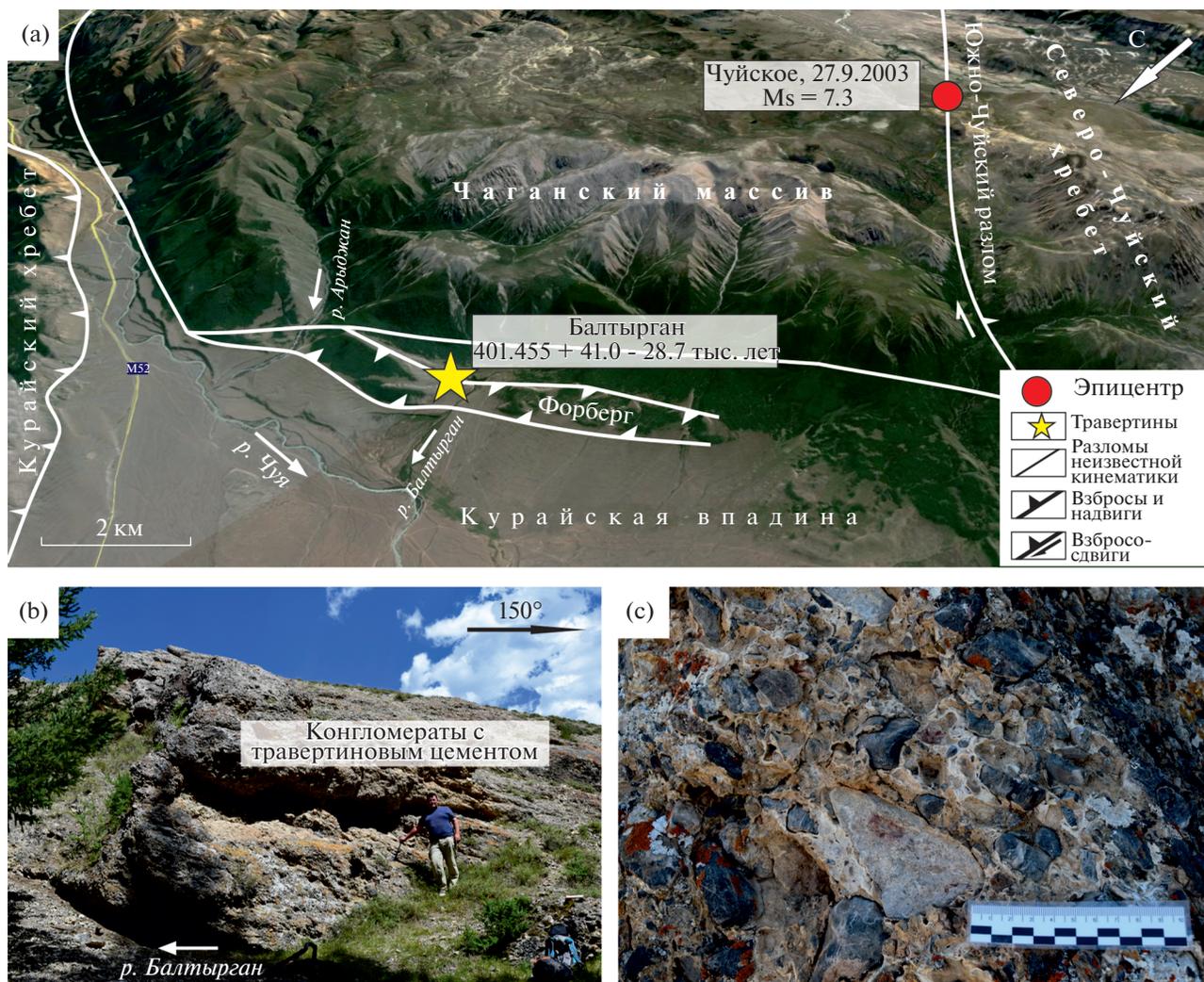


Рис. 2. Структурное положение и характер травертинов комплекса Балтырган. (а) структурное положение комплекса Балтырган в зоне сочленения Чаганского массива и Курайской впадины. (б) обнажение конгломератов с травертиновым цементом. (в) травертины, цементирующие пролювиальные отложения.

смодислокации такого возраста крайне редко сохраняются в рельефе. Однако следует отметить, что возраст этого комплекса приходится на сейсмически активный интервал – 8.5–16.0 тыс. л.н., для которого на территории Чуйской и Курайской впадин обнаружены отдельные сейсморазрывы и сейсмогравитационные структуры [2, 7, 16].

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст травертинов с восточного фланга КЗР (комплекс Тотугем) около 123 тыс. лет соответствует первому этапу последнего межледниковья (подстадия МИС 5е изотопно-кислородной шкалы). С этим временем связана деградация наиболее масштабного покровного оледенения в Горном Алтае [18]. Усиление неотектонических движений по разломам КЗР в это время могло быть вызвано изостатической реакцией земной коры на снятие ледниковой нагрузки. Дополнительный изостатический эффект мог быть обес-

печен катастрофическим сбросом вод Курайско-Чуйской лимносистемы при разрушении ледниковых плотин в конце ледниковья–начале межледниковья [19].

Наиболее древние травертины обнаружены в восточной части Курайской впадины (комплекс Балтырган возрастом около 400 тыс. лет). Они маркируют западное разломное ограничение Чаганского блока (рис. 2). Их возраст соответствует возрасту верхней части ранне-среднеплейстоценовой молассы, время накопления которой приходится на пик кайнозойского орогенеза в регионе. В это время в краевых частях Курайской впадины при субмеридиональном сжатии формируются форберги [20]. В пределах форберга, где расположен этот комплекс травертинов, в поднятие были вовлечены среднеплейстоценовые пролювиальные валунно-галечные отложе-

ния. Рост травертинов, цементирующих пролювиальные отложения, происходил при дегазации углекислых подземных вод, поднимавшихся к поверхности по зоне трещиноватости активного в то время разлома. Очевидно, что среднеплейстоценовые подвижки по разломам также сопровождались землетрясениями. На западе Чуйской впадины в ниже-среднеплейстоценовых отложениях нами зафиксированы многочисленные горизонты сейсмитов, связанных с разжижением и флюидизацией грунтов при землетрясениях [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлена приуроченность четвертичных травертиновых комплексов кальцитового и кальцит-арагонитового состава к сейсмически активным разломам, ограничивающим Чуйскую и Курайскую впадины Горного Алтая. Травертины цементируют среднеплейстоцен-голоценовые коллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения, преобразуя их в брекчии, конгломераты и песчаники. Впервые проведенное $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование травертинов выявило соответствие рубежей их формирования, отвечающих возрастам около 1.3, 4.9 и 6.3 тыс. л.н., с установленными возрастными палеоземлетрясениями.

Еще один этап травертинообразования возрастном около 11.0 тыс. л.н. укладывается в возрастной диапазон сильной палеосейсмичности региона с 16.0 до 8.5 тыс. л.н. Травертины с возрастными 123 и 400 тыс. л.н. маркируют сейсмические подвижки, которые могли быть спровоцированы изостатической реакцией земной коры на снятие ледниковой нагрузки и быть связанными с наиболее интенсивной фазой кайнозойского горообразования соответственно. Полученные результаты позволяют использовать травертины со сходной структурной позицией как индикаторы активности разломов. Установленные соответствия возрастным рубежам травертинообразования, с одной стороны, и временных интервалов палеоземлетрясений, с другой, открывают перспективы использования радиометрических возрастов карбонатов травертинов как инструмента датирования древних и исторических землетрясений региона.

ИСТОЧНИКИ И ФИНАНСИРОВАНИЯ

Палеосейсмологические исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда 19-17-00179, исследования травертиновых комплексов – при поддержке проекта Российского научного фонда 21-17-00058.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д. и др. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (1). С. 120–139.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
3. Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., et al. Unknown Large Ancient Earthquakes along the Kurai Fault Zone (Gorny Altai): New Results of Paleoseismological and Archaeoseismological Studies // International Geology Review. 2017. V. 59. P. 293–310. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1258675>
4. Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019371-96>
5. Turova I., Deev E., Pozdnyakova N., et al. Surface-rupturing Paleoeearthquakes in the Kurai Fault Zone (Gorny Altai, Russia): Trenching and Geophysical Evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 197. P. 104399. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104399>
6. Hancock P.L., Chalmers R.M.L., Altunel E., Çakir Z. Travitronics: Using Travertine in Active Fault Studies // Journal of Structural Geology. 1999. V. 21. P. 903–916. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00061-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00061-9)
7. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.
8. Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Зольников И.Д. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4 (16). С. 53–64.
9. Деев Е.В., Сокол Э.В., Ряполова Ю.М. и др. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 54–59. <https://doi.org/10.7868/S0869565217070155>
10. Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., et al. Post-Late Glacial Calcareous Tufas from the Kurai Fault Zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // Sedimentary Geology. 2017. V. 355. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.003>
11. Кох С.Н., Сокол Э.В., Деев Е.В. и др. Индикаторные характеристики современных и палеотравертинов Горного Алтая // ДАН. 2018. Т. 438. № 2. С. 180–185. <https://doi.org/10.31857/S086956520003477-7>
12. Yang Q., Scholz D., Jochum K.P., et al. Lead Isotope Variability in Speleothems – A Promising New Proxy for Hydrological Change? First Results from a Stalagmite from Western Germany // Chemical Geology. 2015. V. 396. P. 143–151. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.028>
13. Obert J.C., Scholz D., Felis T., et al. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Dating of Last Interglacial Brain Corals from Bonaire (Southern Caribbean) Using Bulk and Theca Wall material // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. V. 178.

- P. 20–40.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.01.011>
14. Gibert L., Scott G.R., Scholz D., et al. Chronology for the Cueva Victoria Fossil Site (SE Spain): Evidence for Early Pleistocene Afro-Iberian Dispersals // *Journal of Human Evolution*. 2016. V. 90. P. 183–197.
<https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.08.002>
 15. Cheng H., Edwards R.L., Hoff J., et al. The Half-lives of Uranium-234 and Thorium-230 // *Chemical Geology*. 2000. V. 169. P. 17–33.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00157-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00157-6)
 16. Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. О возрасте Чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
<https://doi.org/10.31857/S2686739721020225>
 17. Pentecost A. *Travertine*. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 446 p.
 18. Deev E., Turova I., Borodovskiy A., et al. Large Earthquakes in the Katun Fault Zone (Gornyy Altai): Paleoseismological and Archaeoseismological Evidence // *Quaternary Science Reviews*. 2019. V. 203. P. 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
 19. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмичность в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 703–722.
 20. Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 119–132.

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ DATING OF TRAVERTINES RELATED TO PALEO-EARTHQUAKES IN GORNY ALTAI: FIRST RESULTS

E. V. Deev^{a, b, c, #}, Y. V. Dublyansky^{a, d}, N. I. Pozdnyakova^{a, b}, D. Scholz^e, S. N. Kokh^{a, f},
 E. V. Sokol^f, and G. G. Rusanov^g

^a Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

^b A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^c Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^d Institut für Geologie, Leopold Franzens-Universität, Innsbruck, Austria

^e Institute of Geosciences, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Mainz, Germany

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

^g Gorno-Altai Expedition, Siberian PGO JSC, Maloyeniseiskoe Village, Russian Federation

[#]e-mail: deev@ngs.ru

Presented by Academician of the RAS V.A. Vernikovsky May 27, 2021

First $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating results have been obtained for six Quaternary travertine deposits from the southeastern Gorny Altai associated with zones of active faults that bound the Chuya and Kurai intermontane basins. The travertines consist mainly of calcite (with minor aragonite), which cements alluvial, alluvial fan, and colluvial deposits. The travertines dated at 1.3, 4.9, and 6.3 ka BP were related to large ($M_w = 6.5–6.9$) paleoearthquakes. The age of an 11 ka BP travertine falls into the 8.5 to 16 ka BP interval of high seismicity in the region. The 123 ka BP travertine results from slip triggered by the Middle Pleistocene deglaciation, while that of 400 ka BP represents seismic motions during the main Cenozoic orogenic phase.

Keywords: travertine, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -geochronology, active fault, large paleoearthquake, Gorny Altai

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (SIMS)-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНА ИЗ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2021 г. Р. М. Антонюк¹, В. Г. Степанец², академик РАН К. Е. Дегтярев³*, А. А. Третьяков³, Б. К. Бекенова⁴, В. Л. Левин⁴, Е. С. Ли⁵

Поступило 12.04.2021 г.

После доработки 08.07.2021 г.

Принято к публикации 09.07.2021 г.

В Тектурмасской зоне Центрального Казахстана, являющейся одной из наиболее крупных офиолитовых зон западной части Центрально-Азиатского пояса, впервые изучен акцессорный циркон, выделенный из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Проведено U–Th–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение этого циркона и получена оценка возраста его кристаллизации 467 ± 3 млн лет, соответствующая границе дапинского и дарривильского ярусов среднего ордовика. Присутствие акцессорного циркона среднего ордовика в дунитах и гарцбургитах, вероятно, является отражением последнего этапа деплетирования ультрамафитов, связанного с выплавками базитов, которые образуют верхние части офиолитового разреза северной части Тектурмасской зоны.

Ключевые слова: надсубдукционные офиолиты, дуниты, гарцбургиты, циркон, средний ордовик

DOI: 10.31857/S2686739721100030

Установление возраста дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов представляет собой непростую задачу, решение которой может быть сильно затруднено по нескольким причинам: частой дезинтеграцией офиолитов и последующим тектоническим совмещением разновозрастных пород; крайне низким содержанием радиогенных компонентов в мантийных ультрамафитах; нарушением Sm/Nd- и Rb/Sr-изотопных систем в породообразующих минералах дунитов и перидотитов [5], что делает невозможным датирование мантийных пород этими методами. Полученные ранее K–Ar-оценки возраста ультрамафитов и габброидов существенно различаются, что может быть связано с более поздними наложенными процессами [9]. Поэтому наиболее надежным может считаться U–Pb-датирование ультрамафитов с помощью акцессорного циркона.

Присутствие циркона отмечается в хромитовых рудах и сегрегациях из дунитов и гарцбургитов в массивах Финеро в Западных Альпах [17] и Войкаро-Сыньинском на Полярном Урале [12], в гарцбургитах офиолитов Албании [20], в лерцолитах и гарцбургитах Срединно-Атлантического хребта [13] и др.

В палеозоидах западной части Центрально-Азиатского пояса фрагменты различных офиолитовых комплексов участвуют в строении узких протяженных зон, имеющих сложную покровно-складчатую структуру. До недавнего времени детально были изучены только самые верхние – кремнисто-базальтовые и кремнистые части офиолитов, точный возраст которых установлен на основании находок конодонтов [6, 7, 14, 15]. В последние годы стали появляться данные о возрастах тоналит-плаггиогранитных тел, залегающих в верхах плутонической части разрезов офиолитов [7, 8]. U–Pb-оценки возраста циркона из габбро получены только для офиолитов гор Толпак на северо-востоке Центрального Казахстана [15].

Тектурмасская зона является одной из наиболее крупных офиолитовых зон западной части Центрально-Азиатского пояса. Она расположена в центральной части Центрального Казахстана и протягивается в субширотном направлении на

¹ “Центргеолсъемка”, Караганда, Республика Казахстан

² Astra Mining Kazakhstan, London, United Kingdom

³ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан

⁵ Карагандинский государственный технический университет, Караганда, Республика Казахстан

*E-mail: degtkir@mail.ru

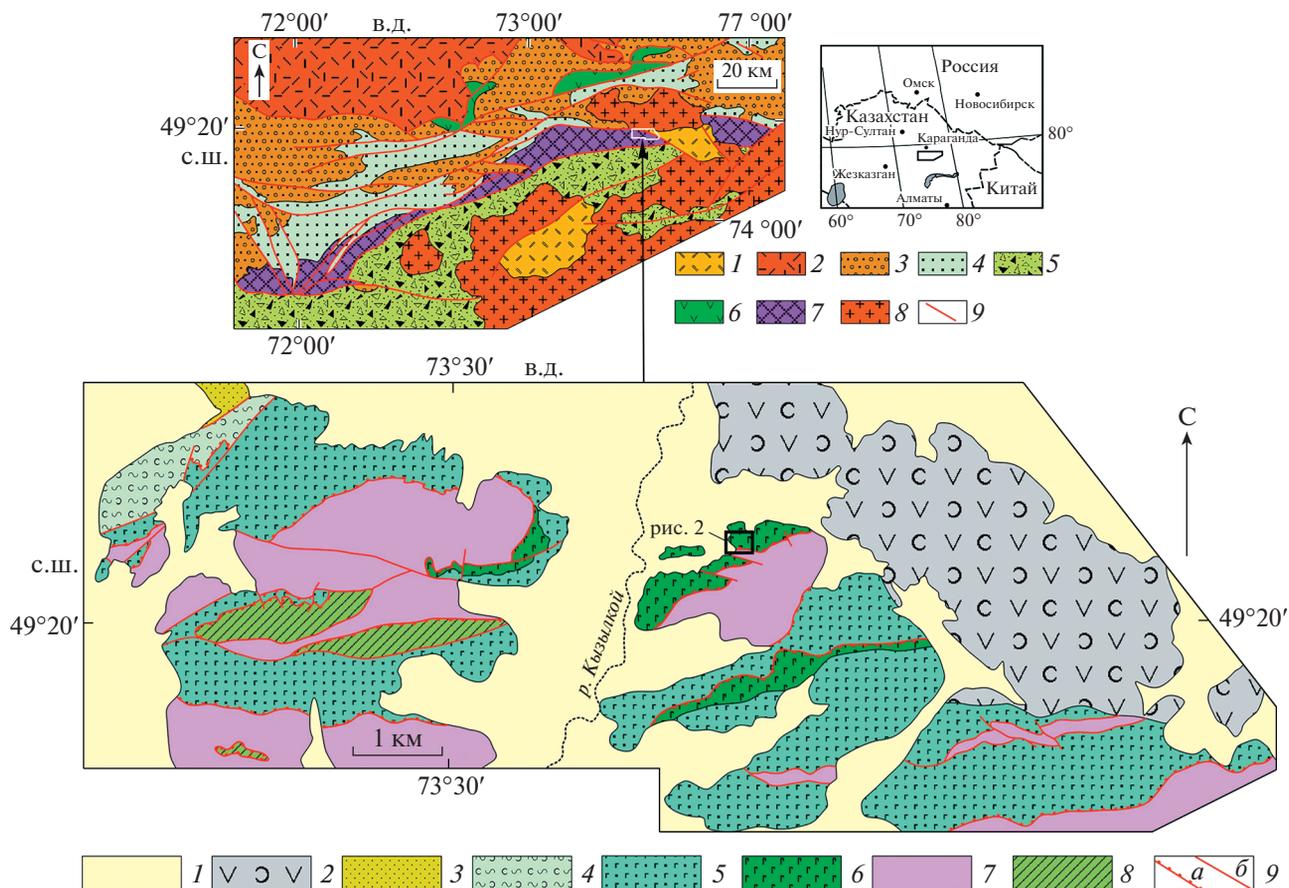


Рис. 1. Схема геологического строения окрестностей рудного поля Уртынжал. Составлена с использованием материалов О.Е. Беляева, А.С. Якубчука и А.Ф. Читалина. 1 – кайнозойские отложения; 2 – нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды; 3 – нижнесилурийские терригенные толщи; 4 – верхнеордовикско-нижнесилурийские кремнисто-туфогенные толщи (базарбайская свита), 5 – среднеордовикские долериты и габбро-долериты, 6 – среднеордовикские габброиды; 7 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 8 – средне-верхнеордовикские кремнистые толщи (тектурмасская свита); 9 – разрывные нарушения: а) тектонические покровы и надвиги, б) прочие. На врезке: Положение Тектурмасской офиолитовой зоны в структуре палеозоид Центрального Казахстана. 1, 2 – континентальные вулканы: 1 – верхнего палеозоя, 2 – нижнего-среднего девона; 3, 4 – терригенные комплексы Нуринской зоны; 3 – силура, 4 – нижнего-среднего девона; 5 – олистостромовые и флишевые комплексы силура Успенской зоны; 6 – ордовикские известково-щелочные вулканы Байдаулетовской зоны; 7 – нижнепалеозойские комплексы Тектурмасской зоны; 8 – позднепалеозойские гранитоиды, 9 – разрывные нарушения.

более чем 350 км при ширине 2–15 км (рис. 1). В ее строении участвуют фрагменты разновозрастных офиолитовых комплексов [1, 6, 8, 10, 14]. В южной части зоны распространены ранне- и среднеордовикские ультрамафиты, габброиды, плагиограниты, кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи, формировавшиеся в различных, в том числе надсубдукционных, геодинамических обстановках. Их тектоническое совмещение, вероятно, произошло в конце ордовика–начале силура во время формирования мощной олистостромовой толщи.

В строении северной части зоны участвуют средне-позднеордовикские комплексы, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках, скорее всего, в преддуговой области. Самое низкое положение в структуре здесь

занимает дунит-гарцбургитовый комплекс, выше которого залегают мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диориты и тоналиты мощностью не более 200 м, среди которых встречается большое количество даек и силлов основного, среднего и кислого состава. Выше количество силлов увеличивается, часто присутствуют дайково-силловые пакеты мощностью от 4–5 см до 3–5 м. Тоналиты и плагиограниты образуют скрины и мелкие тела в составе дайково-силлового комплекса, а также слагают протяженное тело мощностью от 30–40 до 150–200 м вблизи границы с базальтами. Дайково-силловый комплекс сменяется базальтами и андезибазальтами с прослоями кремнистых туффитов (кузекская свита), которые перекрываются бурыми и вишневыми пеплистыми яшмами, кремнистыми туффитами и туфосилицитами,

пепловыми туфами средне-кислого состава (базарбайская свита).

В последние годы для циркона из крупного тела плагиигранитов в верхах плутонической части разреза была получена U–Th–Pb (SHRIMP II)-оценка возраста его кристаллизации 452 ± 4 млн лет [8]. В прослоях кремнистых туффитов среди базальтов кузекской свиты собраны конодонты верхов дарривильского яруса среднего ордовика – низов сандбийского яруса верхнего ордовика [6, 8]. В кремнисто-туфогенных породах базарбайской свиты собраны конодонты, позволяющие считать, что ее накопление происходило в течение катийского яруса верхнего ордовика–лландовейского отдела силура [6]. Базарбайская свита согласно перекрывается терригенными породами ермекской свиты силура.

Сопоставление геохронологических и биостратиграфических данных позволяет оценивать возраст становления тоналит-плагиигранитной и кремнисто-базальтовой частей офиолитов северной части Тектурмасской зоны в интервале 455–460 млн лет, а перекрывающих кремнисто-туфогенных пород базарбайской свиты – в интервале 455–440 млн лет. Данные о возрастах габброидов и ультрамафитов до настоящего времени отсутствовали.

Находки зерен циркона, алмаза и муассанита в ультрамафитах Тектурмасской зоны впервые были сделаны в 80-х годах XX века В.А. Чевердиным при проведении тематических работ. Эти данные послужили основанием для поиска акцессорного циркона в дунитах и гарцбургитах этой зоны, их выделения и последующего U–Th–Pb (SIMS)-датирования.

Для выделения циркона из ультрамафитов был использован керн поисковой скважины У-1, пробуренной в 2016 г. на месторождении Уртынжал с целью вскрытия зон кварцево-золото-медно-никелевой сульфидной минерализации. В строении окрестностей месторождения Уртынжал участвуют комплексы северной части Тектурмасской зоны, среди которых выявлены серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, габбро, габбро-долериты и долериты дайково-силлового комплекса, и кремнисто-туфогенные породы базарбайской свиты. В западной части участка на ультрамафитах, габбро и габбро-долеритах залегают тектонические пластины, сложенные кремнистыми породами тектурмасской свиты среднего-верхнего ордовика, которые принадлежат к комплексам южной части зоны (рис. 1).

Наклонная скважина У-1 забурена в амфиболитизированных габбро ($49^{\circ}20'29''$ с.ш.; $73^{\circ}32'46''$ в.д.), на глубине 100 м они сменяются серпентинизированными ультрамафитами, которые продолжают до забоя – на глубине 150 м. На контакте амфиболитизированных габбро и ультрамафитов от-

мечаются серпентинитовые тектонические брекчии с Au–Cu-минерализацией. Габбро и серпентиниты прорваны дайками лампрофиров, которые вскрыты скважиной на глубинах 72–91 и 116–123 м (рис. 2).

Ультрамафиты полностью серпентинизированы, среди них могут быть выделены апогарцбургитовые и аподунитовые разности, не имеющие четких границ, в породах часто отмечаются вкрапленники и прожилки, сложенные рудными минералами, среди которых преобладают магнетит и хромит, реже встречаются пентландит, пирит, халькопирит, миллерит. Серпентиниты пронизаны сетью карбонатных прожилков. На отдельных интервалах серпентиниты оталькованы вплоть до образования тальцитов. Проба ТЕК-1 была отобрана из керна скважины с глубин 110–150 м, имела вес 10–15 кг, породы представлены узловато-пятнистыми участками, узловато-полосчатыми серпентинитами. По химическому составу серпентиниты (мас. %): SiO_2 – 38.55; TiO_2 – 0.082; Al_2O_3 – 2.47; Fe_2O_3 – 4.67; FeO – 2.44; MnO – 0.08; MgO – 34.54; CaO – 0.5; Na_2O – 0.24; K_2O – 0.17; P_2O_5 – 0.04, ппп. – 12.7; сумма – 96.47, соответствуют гарцбургитам. Серпентиниты содержат зерна магнетита, хромита, пентландита и развивающегося по нему миллерита [2].

Породы из пробы ТЕК-1 были раздроблены до размера 1 мм в лаборатории ТОО “Центргеол-съемка”, затем на концентрационном столе в ТОО “Институт комплексного освоения недр”, г. Караганда, был выделен концентрат, из которого под ультрафиолетовым источником света в ТОО “Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева”, г. Алматы, было отобрано 60 зерен циркона. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными, бесцветными субидiomорфными кристаллами короткопризматического и изометричного габитуса, а также их обломками. Размеры кристаллов изменяются от 60 до 200 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.0$ –2.0). Большинство зерен обладают хорошо выраженной магматической зональностью. В отдельных кристаллах наблюдаются элементы секториального строения (рис. 3).

Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартного циркона TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и полированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические исследования циркона выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных

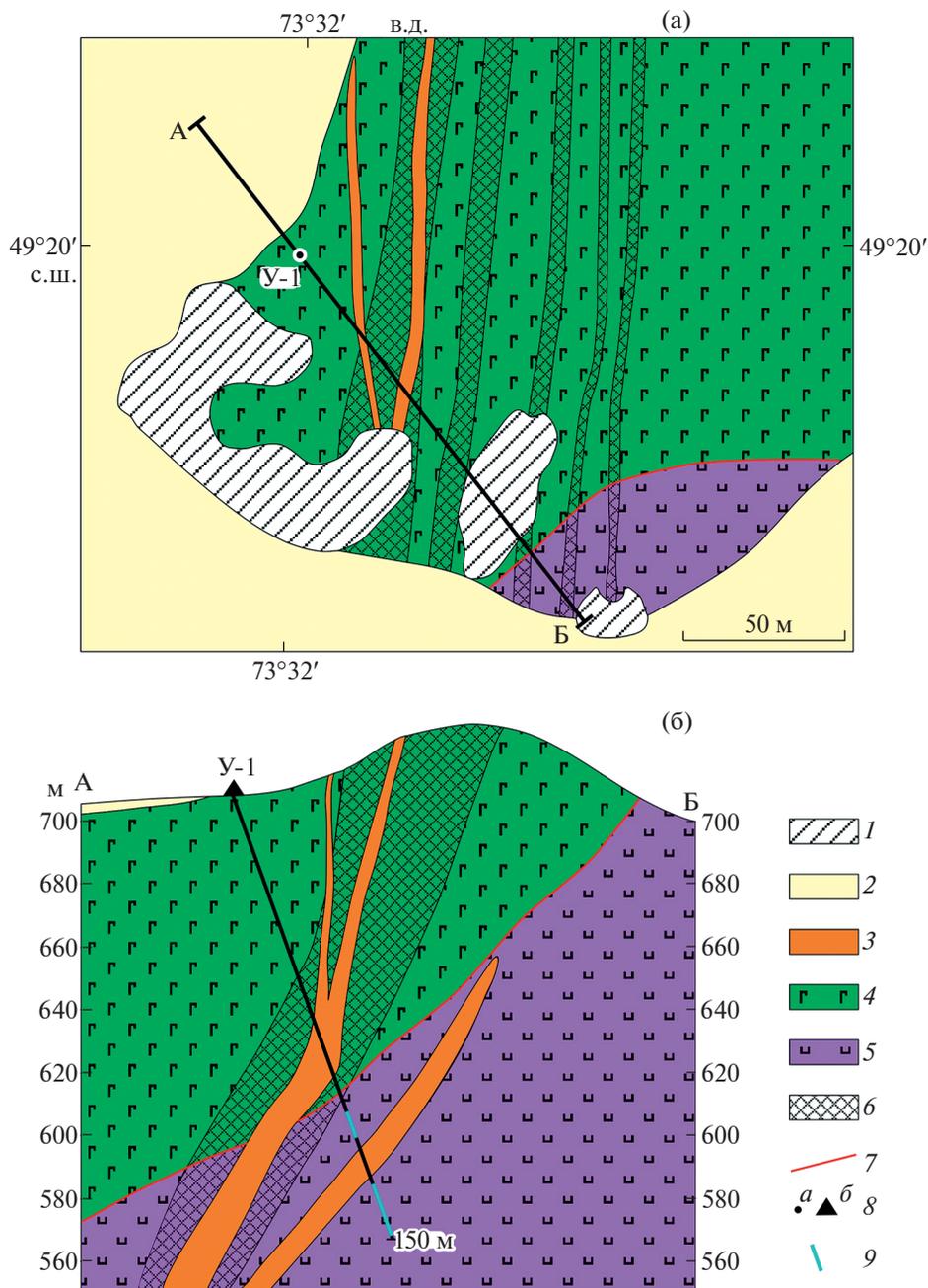


Рис. 2. Схема геологического строения (а) и разрез (б) рудного поля Уртынжал. Составлены с использованием материалов М.Я. Решко, В.А. Зеленого и А.П. Иверской. Положение участка показано на рис. 1. 1 – отвалы; 2 – четвертичные супеси, пески и суглинки; 3 – дайки лампрофиров; 4 – амфиболитизированные габбро и габбро-амфиболиты; 5 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 6 – минерализованная зона с телами золото-медных руд; 7 – разрывные нарушения; 8 – положение скважины У-1 на схеме (а) и разрезе (б); 9 – участки отбора пробы ТЕК-1.

отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [20]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID и ISOPLOT. Поправка на нерадиоγενный свинец по модели [18] выполнена, используя изме-

ренный ^{204}Pb . Погрешности индивидуальных замеров в табл. 1 даны для интервала 1σ , расчет возраста по всей совокупности результатов – с погрешностью 2σ .

Выполнены U–Th–Pb-геохронологические исследования 22 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 467 ± 3 млн. лет (рис. 3,

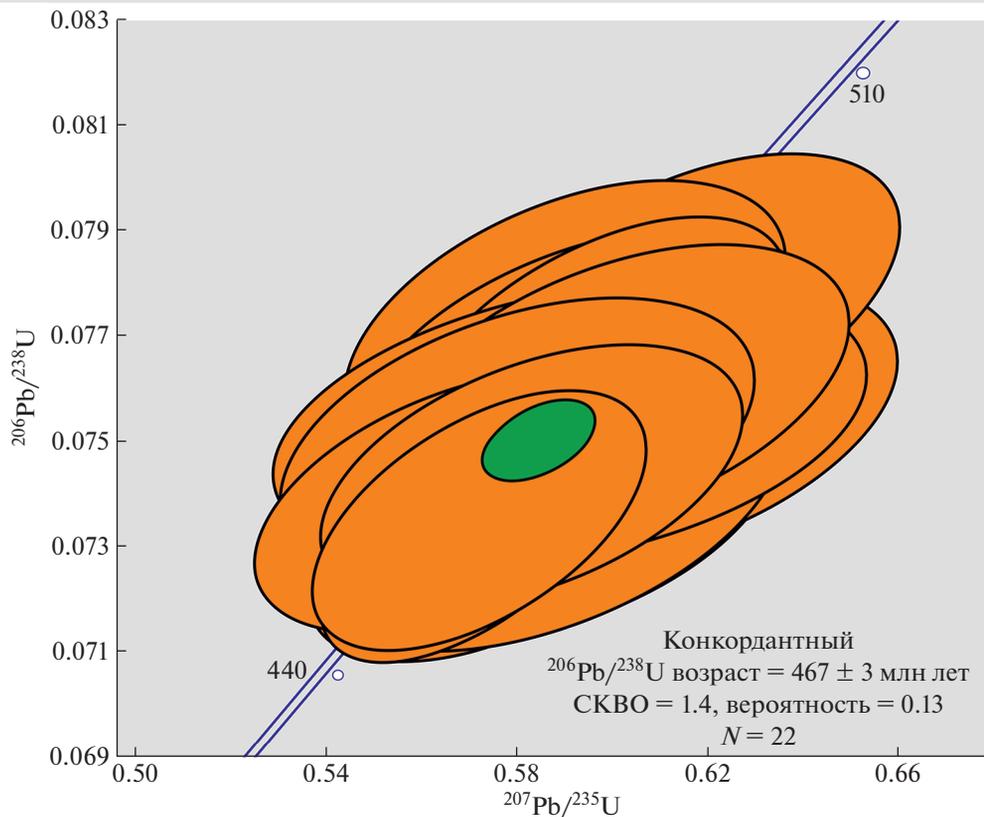
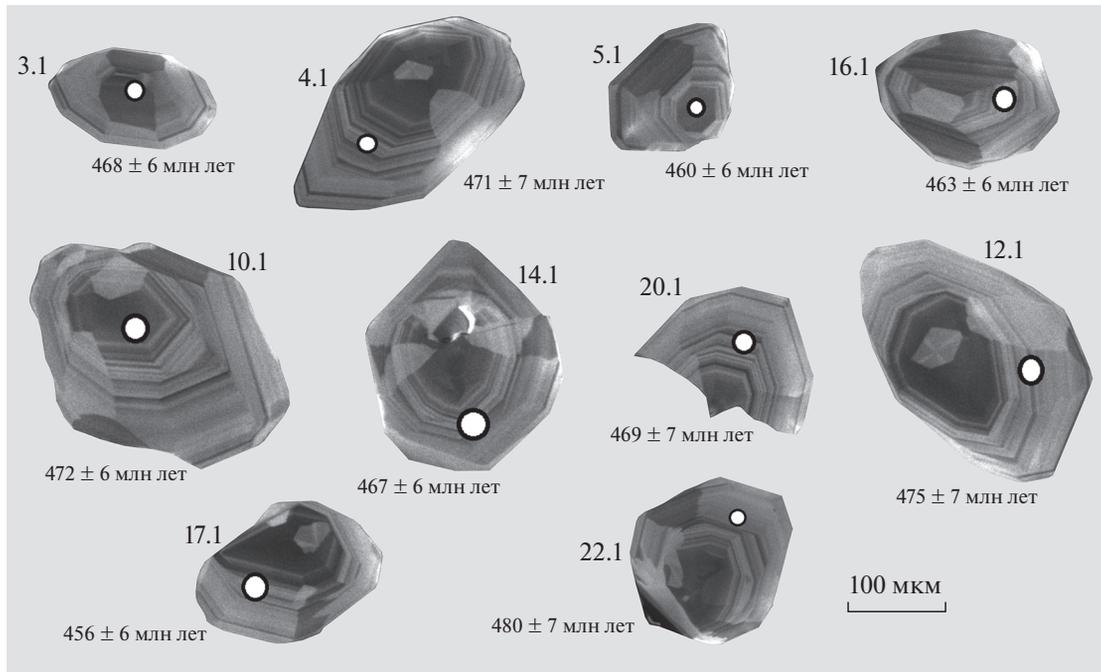


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов, выполненные на электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции, и диаграмма с конкордией для циркона из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов (проба ТЕК-1) Тектурмасской зоны. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

табл. 1), что примерно соответствует границе дапинского и дарривильского ярусов среднего ордовика [18].

Полученные данные свидетельствуют, что возраст кристаллизации циркона из ультрамафитов близок к возрастам плагиогранитов и вулканитов

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов Тектурмасской зоны (проба ТЕК1)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
ТЕК1-1.1	0.00	6.66	105	32	0.32	0.057 ± 3	0.074 ± 1.5	0.586 ± 3.4	0.45	507 ± 67	507 ± 67
ТЕК1-2.1	0.00	7.89	124	62	0.51	0.056 ± 2.7	0.074 ± 1.4	0.568 ± 3.1	0.47	460.2 ± 6.4	441 ± 61
ТЕК1-3.1	0.00	8.45	131	61	0.48	0.056 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.580 ± 3	0.47	467.8 ± 6.5	448 ± 59
ТЕК1-4.1	0.00	8.16	125	39	0.32	0.056 ± 2.7	0.076 ± 1.5	0.584 ± 3.1	0.49	471 ± 6.9	447 ± 60
ТЕК1-5.1	0.18	6.97	110	52	0.49	0.057 ± 3.3	0.074 ± 1.5	0.583 ± 3.6	0.41	459.6 ± 6.6	501 ± 73
ТЕК1-6.1	0.00	9.69	153	49	0.33	0.057 ± 2.4	0.074 ± 1.5	0.577 ± 2.9	0.51	457.6 ± 6.5	489 ± 54
ТЕК1-7.1	0.00	6.28	97	29	0.31	0.059 ± 3.1	0.076 ± 1.5	0.609 ± 3.4	0.44	469.3 ± 6.9	547 ± 67
ТЕК1-8.1	0.00	6.9	108	31	0.30	0.057 ± 2.9	0.074 ± 1.5	0.579 ± 3.3	0.45	462.2 ± 6.6	473 ± 64
ТЕК1-9.1	0.00	6.17	97	31	0.33	0.057 ± 3.1	0.074 ± 1.6	0.586 ± 3.5	0.47	460.1 ± 7.2	508 ± 67
ТЕК1-10.1	0.00	11.3	174	60	0.36	0.056 ± 2.3	0.076 ± 1.4	0.582 ± 2.7	0.52	472.2 ± 6.3	433 ± 51
ТЕК1-11.1	0.00	7.73	119	34	0.30	0.056 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.581 ± 3.1	0.47	468.6 ± 6.6	447 ± 61
ТЕК1-12.1	0.00	6.55	100	32	0.33	0.056 ± 3	0.077 ± 1.5	0.594 ± 3.3	0.45	475.4 ± 6.9	465 ± 66
ТЕК1-13.1	0.00	6.81	104	33	0.33	0.057 ± 2.9	0.076 ± 1.5	0.601 ± 3.3	0.45	473.5 ± 6.8	499 ± 65
ТЕК1-14.1	0.15	7.46	115	31	0.28	0.056 ± 3.2	0.075 ± 1.5	0.580 ± 3.5	0.42	467.3 ± 6.7	451 ± 71
ТЕК1-15.1	0.00	12.3	194	93	0.50	0.056 ± 2.1	0.074 ± 1.4	0.572 ± 2.5	0.54	458 ± 6	467 ± 47
ТЕК1-16.1	0.11	8.44	132	65	0.51	0.057 ± 2.7	0.075 ± 1.4	0.583 ± 3.1	0.46	463 ± 6.3	485 ± 60
ТЕК1-17.1	0.00	15.8	251	113	0.46	0.056 ± 1.8	0.073 ± 1.4	0.571 ± 2.3	0.60	456.8 ± 6	469 ± 41
ТЕК1-18.1	0.00	8.65	133	44	0.34	0.056 ± 2.6	0.076 ± 1.4	0.580 ± 3	0.48	470.5 ± 6.5	435 ± 58
ТЕК1-19.1	0.00	7.92	118	45	0.40	0.057 ± 2.6	0.078 ± 1.5	0.615 ± 3	0.50	483.4 ± 7.1	503 ± 58
ТЕК1-20.1	0.33	6.35	97	31	0.33	0.057 ± 4	0.076 ± 1.5	0.591 ± 4.3	0.35	469.4 ± 6.8	482 ± 89
ТЕК1-21.1	0.00	11.2	170	62	0.38	0.056 ± 2.3	0.077 ± 1.4	0.597 ± 2.7	0.54	477.5 ± 6.6	465 ± 50
ТЕК1-22.1	0.00	7.18	108	29	0.28	0.055 ± 2.9	0.077 ± 1.5	0.590 ± 3.2	0.46	480.7 ± 6.8	424 ± 64

Примечание: ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ.

кузекской свиты. Это позволяет предполагать формирование всего офиолитового комплекса северной части Тектурмасской зоны в течение среднего–начала позднего ордовика.

Однако циркон редко может кристаллизоваться непосредственно из исходного перидотита в связи с низкими содержаниями и активностью Zr и Si в минералах мантии. Поэтому возможность кристаллизации и сохранения циркона в породах дунит–гарцбургитового комплекса, как правило, увязывается с процессами выплавления базальта из мантийного субстрата [4]. Как показывает изучение офиолитов, расплавы, генерированные в астеносфере, мигрируют вверх по изолированным каналам в мантии. Предполагается, что эти каналы могли образоваться либо в результате гид-

равлического трещинообразования в мантии, либо как каналы с большой пористостью, возникающей при медленном просачивании расплава. В последнем случае каналы маркируются жилами и телами дунитов или пироксенитов, сегрегациями и телами хромититов [4, 11], где и может появляться акцессорный циркон [12, 17]. При этом такой циркон может иметь возраст как близкий к возрасту пород коровых частей офиолитовых комплексов, так и значительно древнее [12, 13]. Присутствие циркона, возраст которого существенно древнее возраста коровых частей офиолитов, обычно связывается с длительной эволюцией комплексов литосферной мантии, в которой в различных обстановках неоднократно могли возникать каналы миграции расплавов, где

происходила кристаллизация циркона [11–13]. В дунит-гарцбургитовом комплексе северной части Тектурмасской зоны, рассматриваемом в настоящей статье, обнаруженный циркон с признаками магматического происхождения, возраст которого близок к возрастам коровых частей офиолитов. Присутствие такого циркона, вероятно, является отражением последнего этапа деплеции ультрамафитов, связанного с выплавками базитов, составляющих верхние части офиолитового комплекса на севере Тектурмасской зоны. Его надсубдукционная природа позволяет предполагать большое значение флюидного привноса материала при кристаллизации изученного циркона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Н.А. Каныгину и Н.Л. Вахтину за помощь в обработке геохронологических данных.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы по U–Th–Pb (SIMS)-датированию циркона выполнены за счет средств РФФ, проект № 19-17-00101.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонюк Р.М., Бурмак А.Л., Герасимова Н.А., Гранкин М.С., Лыков Л.И., Новикова М.З., Серых В.И., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 1988. 62 с.
2. Антонюк Р.М., Дегтярев К.Е., Маслова И.Г., Исмаилов Х.К. Особенности строения альпинотипных реститовых ультрамафитов Тектурмасского офиолитового пояса // Геология и охрана недр, 2020. № 4. С. 14–19.
3. Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при температурах 1400–1550°C // ДАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 323–327.
4. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
5. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Гл. ред. Пейве А.В. М.: Наука, 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 376).
6. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.
7. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры палеозой Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 602).
8. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Лучицкая М.В. Фрагменты раннепалеозойских офиолитов различных типов в аккреционном комплексе Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2019. Вып. 17. С. 72–74.
9. Кузнецов И.Е. Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория. Проблемы геологии Казахстана. Кн. 1. Из-во МГУ. 1980. С. 122–139.
10. Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 92–102.
11. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.
12. Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U–Pb датирования цирконов из хромититов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.
13. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Ленкина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
14. Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. Saarbücken: LAP Lambert Academic Publishing, 2016. 362 с.
15. Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008. 172 с.
16. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan, J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes, 2013. V. 36. P. 199–204.
17. Grieco G., Ferrario A., Van Quadt A., Koepfel V., Mathez E.A. Zircon-Bearing Chromitites of the Phlogopite Peridotites of Finero (Ivrea Zone, Southern Alps): Evidence and Geochronology of a Metasomatized Mantle Slab // Jour. Petrol. 2001. V. 42. P. 89–101.
18. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
19. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, 1998. P. 1–35.
20. Wu W.-W., Yang J.-S., Dilek Y., Milushi I., Lian D.-Y. Multiple Episodes of Melting, Depletion, and Enrichment of the Tethyan Mantle: Petrogenesis of the Peridotites and Chromitites in the Jurassic Skenderbeu Massif, Mirdita Ophiolite, Albania // Lithosphere. 2018. V. 10. P. 54–78.

FIRST RESULTS OF THE U–Th–Pb (SIMS) GEOCHRONOLOGICAL STUDIES OF THE ZIRCONS FROM SERPENTINIZED ULTRAMAFIC ROCKS OF THE TEKURMAS OPHIOLITE ZONE (CENTRAL KAZAKHSTAN)

R. M. Antonyuk^a, V. G. Stepanets^b, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^{c, #}, A. A. Tretyakov^c,
B. K. Bekenova^d, V. L. Levin^d, and E. S. Li^e

^a TOO “Tsentrgeolsyemka”, Karaganda, Republic of Kazakhstan

^b Astra Mining Kazakhstan, London, United Kingdom

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

^d TOO “Satpaev Institute of geological sciences”, Almaty, Republic of Kazakhstan

^e Karagandy State Technological University, Karaganda, Republic of Kazakhstan

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

Within the Tekturmas zone of the Central Kazakhstan, which represents one of the largest ophiolite zones of the west Central Asian Orogenic Belt, accessory zircons, selected from the serpentinitized dunites and harzburgites, have been dated for the first time. Geochronological studies of the zircons have been conducted, and a crystallization age estimate of 467 ± 3 Ma, corresponding to the boundary of Dapian and Darriwilian stages of Middle Ordovician, has been obtained. The presence of the Middle Ordovician zircons in dunites and harzburgites apparently reflect the last stage of depletion of the ultramafic rocks, accompanied by an extraction of the mafic melts, which constitute the upper parts of the ophiolite sequence in the northern part of the Tekturmas zone.

Keywords: suprasubduction zone ophiolites, dunites, harzburgites, zircon, Middle Ordovician

УДК 549.01

КОРУНД С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ЭКСТРЕМАЛЬНО ВОССТАНОВЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

© 2021 г. И. Г. Яценко¹, *, О. Л. Галанкина²,
член-корреспондент РАН Ю. Б. Марин³, С. Г. Скублов^{2,3}

Поступило 12.06.2021 г.

После доработки 16.06.2021 г.

Принято к публикации 17.06.2021 г.

Проведено исследование специфических агрегатов корунда из кимберлитов и лампроитов Украинского щита. Характерной особенностью этих агрегатов является присутствие необычных сегрегаций, представленных оксидами, силикатами и высоковосстановленными фазами. Оксидные и силикатные фазы выполняют интерстиции между зёрнами корунда и представлены микрокристаллами оксидов (рутил, кармельтазит, гибонит, бадделейт, цирконолит) и стеклоподобным веществом полевошпатового состава. В сегрегациях установлена редкая разновидность Al–Ti-диоксида, гроссманиита, впервые обнаруженного в земных образованиях. Бескислородные фазы представлены осборнитом TiN, хамрабаевитом TiC, самородным железом и Si–Ti–Fe-интерметаллическим сплавом. Микроструктурные особенности корундового агрегата и находки корундовых сферул указывают на то, что его образование происходило в результате быстрого остывания расплава с содержанием Al₂O₃ более 95 мас. %. Температура расплава была выше точки плавления корунда и превышала 2050°C. Присутствие нитридов и карбидов титана, а также других бескислородных фаз указывает на то, что расплав был сформирован в экстремально восстановительных условиях.

Ключевые слова: корунд, осборнит, гроссманиит, гибонит, кармельтазит, сферулы, кимберлиты, лампроиты, взрывчатые породы

DOI: 10.31857/S2686739721100194

Впервые специфическая разновидность титанистого корунда из кимберлитовых брекчий Приазовского блока Украинского щита (УЩ) была описана В.И. Татаринцевым и соавт. [1]. Исследования показали, что минерал содержит сферические образования силицидов железа, самородного железа, осборнита (TiN), а также сегрегации оксидных фаз (Ti–Al–Zr, Ca–Al–Si). Примечательно, что впервые осборнит был установлен как минерал земной природы, до этого его находили только в метеоритном веществе [1]. В настоящее время в мире известна серия находок титанистой разновидности корунда, связанных с основными, ультраосновными, щелочно-ультраосновными пирокластитам и хромититами [2–6].

Титанистый корунд является уникальным объектом из-за состава минеральных фаз, образующих сегрегации в минерале [1–5]. Среди них установлены высоковосстановленные минеральные фазы, весьма редко встречающиеся в земных образованиях (Fe, Fe–Si, TiC), минералы, ранее известные исключительно в веществе внеземного происхождения (осборнит, тистарит, вассонит), обнаружен новый минерал кармельтазит [5]. Исследования показали, что титанистый корунд представляет собой агрегат, сложенный скелетными кристаллами и образованный в результате застывания высокотемпературного пересыщенного Al₂O₃-расплава в экстремально восстановительных условиях [4].

Нами титанистый корунд был обнаружен в кимберлитовых брекчиях взрывчатой структуры Грузская-Северная (Кировоградский блок УЩ), в лампроитах трубки Мрия (Приазовский блок УЩ) [6], а также в составе вулканогенно-осадочных пород западного склона УЩ (Путринский участок), Белокоровичской рифтогенной структуры и в осадочных породах Предкарпатского прогиба. Ниже перечислены геологические объекты и породы, из которых был выделен титанистый корунд для исследований:

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых Национальной академии наук Украины, Львов, Украина

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

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

*E-mail: yatsenko.ivan1000@gmail.com



Рис. 1. Микрофотографии зерен корунда из лампроитовой трубки Мрия (а), взрывной структуры Грузская Северная (б), Путинецкого участка (в), неогеновых отложений Предкарпатского прогиба (г, д).

– Туффзиты вулканокластических фаций лампроитовой трубки Мрия (PR_1), скв. 189/А. Трубка расположена в пределах Бердянского субблока, Приазовского блока УЩ [6] и прорывает кристаллические породы западно-приазовской серии (AR_1);

– Туффзитовый материал, цементирующий глыбовые брекчии кимберлитовой структуры Грузская-Северная (K_2-P_1), скв. 4085. Породы взрывной структуры прорывают кристаллические породы новоукраинского комплекса (PR_1), Кировоградский блок УЩ.

– Алмазоносные конгломераты белокоровичской свиты, скв. 1409/3. Восточный борт Белоковичской рифтогенной структуры (D-C), расположенной в пределах Волынского блока УЩ.

– Песчано-глинистые отложения туффзитового типа (P). Западный склон УЩ, Шепетовская площадь, с. Путринцы.

– Глинистые песчаники стебницкой свиты (N_1), с. Тернава, Добромильский р-н. Бориславско-Покутская зона внутренней части Предкарпатского прогиба.

Зерна корунда отбирались из тяжелой минеральной фракции вручную с использованием бинокулярного микроскопа. Для определения состава и структуры микровключений использован SEM-EDS-метод: сканирующий электронный микроскоп “JEOL” JSM-6510LA, оборудованный энергодисперсионным детектором JED-2200 (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Всего было исследовано 134 обособления, сложенных различным набором минеральных фаз, из более 80 зерен корунда.

Изученные зерна корунда имеют угловатую неправильную форму с размером от долей миллиметра до 2 мм. Окраска минерала варьирует от бесцветной до различных оттенков красного, синего и коричневого цветов (рис. 1). В некоторых зернах различимы включения голубовато-зеленого гибонита (рис. 1 б). Наблюдение зерен в

шлифах в поляризованном свете показало, что они, как правило, представляют собой тонкозернистый агрегат разноориентированных кристаллов корунда. Характерными особенностями зерен корунда, по данным микронзондовых исследований, являются примесь титана (0.2–2 мас. % TiO_2) и присутствие сегрегаций специфических минеральных фаз, как по границам отдельных кристаллов, так и непосредственно внутри кристаллов корунда. Установленные минеральные сегрегации можно разделить на два типа. Тип 1 представлен оксидными и силикатными фазами, тип 2 – высоковосстановленными фазами: бескислородными минералами (TiN , TiC , MnS , CaS , TiS), самородным железом и интерметаллическими сплавами ($Si-Fe$, $Si-Ti-Fe$).

Минеральные сегрегации первого типа (рис. 2, 3) весьма изменчивы по форме и размеру и состоят из различных комбинаций минералов, где можно выделить раннюю высокотемпературную минеральную ассоциацию, представленную оксидами, и поздние силикатные фазы, образующие основную массу либо небольшие обособления. Наиболее распространенные оксиды – гибонит $(Ca,Ce)(Al,Ti,Mg)_{12}O_{19}$, кармельтазит $(ZrAl_2Ti_4O_{11})$ и рутил (табл. 1, рис. 2). Реже встречаются бадделейт, цирконолит (рис. 3), а также фазы неопределенного состава, представленные оксидами Al, Zr и Ti в различных пропорциях, в которых могут присутствовать в небольших количествах Si, Ca, Ce, Th и Y. Силикатные фазы сегрегаций образуют стеклоподобную или скрытокристаллическую массу, по составу отвечающую полевым шпатам. В составе силикатной фазы впервые установлен Ca-Al-клинопироксен – гроссманит (рис. 3). Эмпирическая формула гроссманита определена как $Ca_{0.92}(Ti_{0.76}Fe_{0.19}Ce_{0.01}Mg_{0.05})_{1.01}[(Si_{0.94}Al_{0.85})_{1.79}O_6]$.

Минеральные сегрегации второго типа, как правило, встречаются в виде сферических образований, непосредственно в кристаллах корунда, но могут находиться и в сегрегациях первого типа (рис. 2 а). Наиболее распространенными фазами

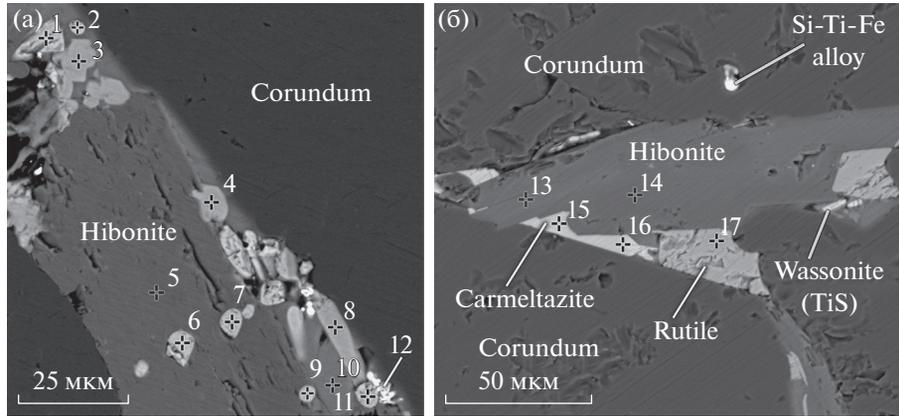


Рис. 2. BSE-изображения характерных сегрегаций оксидных фаз в корунде из неогеновых отложений Предкарпатского прогиба (а) и трубки Мрия (б).

являются осборнит (рис. 2 а, табл. 1), самородное железо и интерметаллические сплавы системы Si–Fe и Si–Ti–Fe, иногда образующие общие агрегаты с TiC (рис. 4). TiC (хамрабаевит) может встречаться и в виде отдельных сферических образований. Относительно редки другие разновидности бескислородных фаз: CaS (олдгамит), MnS (рамбергит), Al, Si–Al, Si–U–Al, Mn–Ti–Al–Cr–Si, Al–Zr–Ti–Si, Si–Cr–Fe.

Хотя описанные в зернах корунда сегрегации минеральных фаз весьма изменчивы по форме и размеру выделений, набору минералов оксидных фаз, составу силикатной фазы, соотношению оксидной и силикатной фазы, тем не менее, общие характеристики минеральных фаз в зернах корунда из изученных объектов проявляют устойчивое сходство. Это дает возможность предположить, что рассматриваемые зерна корунда, обнаруженные в осадочных породах, были перетолжены из кимберлитоподобных структур.

В. Гриффином и соавт. был детально исследован корунд из пикритов г. Кармель, Израиль [4, 5]. По составу минеральных сегрегаций изученный

нами корунд весьма схож с корундом из пикритов, но есть некоторые различия в структурных особенностях минеральных сегрегаций и наборе минеральных фаз. Так, в наших образцах отсутствуют Mg-шпинель, тистарит (Ti_2O_3), TiO, $(Fe, Ti)_2P$, TiB_2 , самородный ванадий, в составе силикатной фазы может присутствовать гроссманит (рис. 3), ранее установленный исключительно в кальций-алюминиевых высокотемпературных включениях (CAIs) метеоритов [7, 8]. Следует отметить, что некоторые оксидные фазы, которые мы интерпретируем предварительно как рутил, могут содержать значительную примесь Al и Mg, что сближает их с тистаритом $(Ti, Mg, Al)_2O_3$, описанным В. Гриффином [4].

В. Гриффин и соавт. на основе изучения структуры титанистого корунда EBSD-методом [4] показали, что он представляет собой агрегат, сложенный скелетными кристаллами, указывающими на быструю кристаллизацию пересыщенного Al_2O_3 расплава. В.И. Татаринцевым были описа-

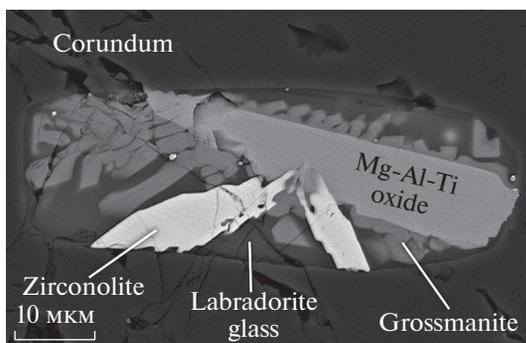


Рис. 3. BSE-изображение сегрегации остаточного расплава со скелетными кристаллами гроссманита, Предкарпатский прогиб.

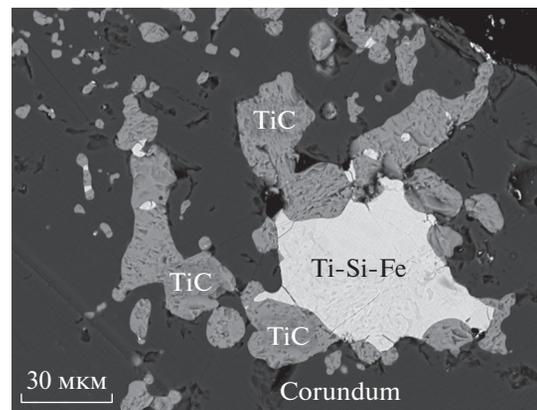


Рис. 4. BSE-изображение сегрегации бескислородных фаз в корунде, Путринский участок.

Таблица 1. Состав оксидных минеральных фаз, показанных на рис. 2 (в мас. %)

Минерал	Рутил	Рутил	Гибонит	Рутил	Стекло (?)	Y-Al-Ti-Zr неопределенная фаза	Гибонит	Гибонит	Кармельтазит	Кармельтазит	Рутил
№ точки	3	4	5	8	10	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	—	—	—	—	40.81	5.34	—	—	—	—	—
TiO ₂	82.65	83.61	7.91	82.43	4.86	27.04	9.33	9.51	48.51	53.43	95.84
Al ₂ O ₃	8.15	8.11	82.23	8.42	27.12	8.81	79.3	80.33	18.34	17.73	1.82
MnO	—	—	—	—	—	0.39	—	—	—	—	—
MgO	1.58	1.41	2.57	1.48	2.50	1.18	2.72	2.26	1.16	0.58	0.75
CaO	0.32	0.43	7.29	0.27	16.91	3.99	6.65	7.90	0.57	0.61	0.20
Na ₂ O	—	—	—	—	0.55	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0.81	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	4.33	—	—	—	—	—	—
Sc ₂ O ₃	1.11	0.95	—	0.96	0.01	1.73	—	—	1.49	1.46	0.31
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	5.57	—	—	—	—	—
ZrO ₂	6.19	5.49	—	6.44	2.10	45.95	0.71	—	29.93	26.19	1.08
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	1.29	—	—	—	—
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

ны сферулы, сложенные скелетными кристаллами корунда, на поверхности более крупных удлиненных зерен [1]. Мы полагаем, что присутствие сферул подтверждает предположение о существовании расплава, пересыщенного Al₂O₃, который в зависимости от условий затвердевания образовывал либо сферические капли, либо микрозернистые литокласты. Имеют тенденцию образовывать сферические формы (рис. 2–4) распространенные бескислородные фазы, такие как TiN, TiC, Fe, Si–Fe, Si–Ti–Fe. Естественно предположить, что они находились в расплавленном состоянии и образовались как ликвационные фазы в пересыщенном Al₂O₃ расплаве с примесью Ti и

других элементов в результате взаимодействия с C–N–H-флюидной фазой.

Предполагая, что корундовый агрегат является продуктом кристаллизации расплава, пересыщенного Al₂O₃, минимальная температура расплава может быть оценена не ниже температуры плавления корунда (2050°C). Присутствие разнообразных бескислородных фаз указывает на формирование корунда при низких значениях активности кислорода (fO₂). В. Гриффином и соавт. получены значения fO₂ на семь логарифмических единиц ниже железо-вюститового буфера (IW–7) и даже ниже (IW–13) [4].

Эти данные не отвечают параметрам образования кимберлитоподобных пород, которые являются вмещающими для изученного нами корунда. Температура образования ранних кимберлитовых минералов (мегакристаллов) не превышает 1500°C с минимальными значениями fO₂ не ниже IW-буфера [9, 10]. По нашим наблюдениям, в кимберлитоподобных породах совместно с корундом, как правило, присутствуют и другие высковостановленные минеральные образования: титан-марганец-железо-силикатные и магнетит-титан-железные сферулы, самородные металлы и их сплавы (Cu, Pb, Zn, Sn, Ag, Au), алмаз, кусонгит (WC), муассанит (SiC) [2, 6]. Такие минеральные образования являются ксеногенными, по-

Таблица 2. Состав сферических образований осборнита, показанных на рис. 2 а (в мас.%)

№ точки на рис. 2	1	2	6	7	9	11
Si	0.27	0.74	—	—	—	0.20
Ti	76.80	74.50	79.10	76.2	80.10	77.57
Al	0.33	0.90	0.28	0.39	0.36	0.29
Ca	0.42	0.73	0.34	0.35	0.48	0.30
N	22.20	23.10	20.30	23.10	19.00	21.65
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

сколькx их условия образования резко отличаются от условий формирования кимберлитов. Они никогда не образуют совместных агрегатов с минералами кимберлитов. Ключевым является то, что близкие минеральные фазы (карбиды, нитриды, самородное железо) встречаются в глубинных разновидностях алмазов, описанных Ф.В. Каминским [11], считающим, что высоковосстановленные фазы представляют вещество, образованное в основании нижней мантии. Именно в существующих здесь температурных и окислительно-восстановительных условиях [12, 13] и возможно формирование обнаруженных корундовых агрегатов и ассоциирующих с ними высоковосстановленных минеральных фаз.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование состава минералов выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Татаринцев В.И., Сандомирская С.М., Цимбал С.Н. // ДАН. 1987. Т. 296. № 6. С. 1458–1461.
2. Чайковский И.И., Коротченко О.В. // Литосфера. 2012. № 2. С. 125–140.
3. Xu X.Z., Yang J.S., Robinson P.T., Xiong F.H., Ba D.Z., Guo G.L. // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 686–700.
4. Griffin W.L., Gain S.E.M., Adams D.T., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. // Geology. 2016. V. 44. P. 815–818.
5. Griffin W.L., Gain S.E., Bindi L., Toledo V., Cámara F. Saunders M., O'Reilly S.Y. // Minerals. 2018. V. 8 (12). 601.
6. Яценко И.Г., Скублов С.Г., Левашова Е.В., Галанкина О.Л., Бекеша С.Н. // Зап. Горн. ин-та. 2020. Т. 242. С. 150–159.
7. Ma C., Rossman G.R. // Am. Mineral. 2009. V. 94. P. 1491–1494.
8. Papike J.J., Simon S.B., Burger P.V., Bell A.S., Shearer C.K., Karner J.M. // Am. Mineral. 2016. V. 101. P. 907–918.
9. Mitchell R.H. Kimberlites, Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. New York, USA: Plenum Press, 1987. 442 p.
10. Ogilvie-Harris R.C., Field M., Sparks R.S.J., Walter M.J. // Mineral. Mag. 2009. V. 73. P. 915–928.
11. Kaminsky F., Wirth R. // Am. Mineral. 2017. V. 102. P. 1667–1676.
12. Kaminsky F.V. The Earth's Lower Mantle Composition and Structure. Cham, Switzerland: Springer Geology, 2017. 331 p.
13. Stagno V., Fei Y. // Elements. 2020. V. 16. № 3. P. 167–172.

CORUNDUM WITH EXTREMELY REDUCED MINERAL PHASES FROM EXPLOSIVE ROCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD

I. G. Yatsenko^{a, #}, O. L. Galankina^b, Corresponding Member of the RAS Yu. B. Marin^c, and S. G. Skublov^{b, c}

^a Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine

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

^c Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: yatsenko.ivan1000@gmail.com

A study of specific aggregates of corundum from kimberlites and lamproites of the Ukrainian Shield has been carried out. A characteristic feature of these aggregates is the presence of unusual segregations, represented by oxides, silicates, and highly reduced phases. Oxide and silicate phases fill interstices between corundum grains and are represented by oxide microcrystals (rutile, carmelasite, gibonite, baddeleyite, zirconolite) and a glass-like feldspar substance. The rare variety of Al-Ti diopside, namely grossmanite, were recognized in some segregation. This is the first discovery of terrestrial grossmanite. Oxygen-free phases are represented by osbornite (TiN), khamrabaevite (TiC), native iron and Si-Ti-Fe intermetallic alloy. The microstructural features of the corundum aggregate and the finding of corundum spherules indicate that its formation occurred as a result of rapid cooling of the melt with an Al₂O₃ content of more than 95 wt%. The initial temperature of the melt was above the melting point of corundum and exceeded 2050 °C. The presence of titanium nitrides and carbides, as well as other oxygen-free phases, indicates that the melt was formed under extremely reducing conditions.

Keywords: corundum, osbornite, grossmanite, hibonite, carmelazite, spherules, kimberlites, lamproites, explosive rocks

УДК 548.4 + 552.111

ПРИЗНАКИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И СОСТАВ КИСЛОГО РАСПЛАВА В ГАББРОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА НА 13° С.Ш.: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

© 2021 г. К. Н. Шолухов¹, *, В. Ю. Прокофьев¹, И. П. Соловова¹, А. Н. Перцев¹, член-корреспондент РАН Л. Я. Аранович¹, С. Е. Борисовский¹, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 30.03.2021 г.

После доработки 20.06.2021 г.

Принято к публикации 23.06.2021 г.

Несмотря на локальный характер кислого магматизма при формировании океанической коры, генезис лейкократовых жил гранитоидного состава (“океанических плагиогранитов”) остается важной дискуссионной проблемой дифференциации вещества в глобальной системе срединно-океанических хребтов. До настоящего времени реальные составы гранитоидных расплавов в современной океанической коре остаются малоизученными, что затрудняет петрогенетическую интерпретацию. Структурные особенности и вариации состава минералов во внутреннем океаническом комплексе на 13° с.ш. Срединно-Атлантического хребта позволяют обосновать последовательность магматической дифференциации: грубозернистый габбронорит → жильное микрогаббро, обогащенное Fe–Ti-оксидами и апатитом → биотит-плагиогранитные прожилки. Переход к кислому магматизму соответствует локальной кристаллизации кварца и циркона в жильном микрогаббро при дальнейшем фракционировании Zr/Hf цирконом. В результате экспериментального изучения расплавных включений в цирконе, гомогенизированных при 850–910°C, реконструирован состав гранитоидного расплава с K₂O > 1.8 мас. %, при SiO₂ 75–76 мас. %. Такое соотношение K/Si в кислом расплаве наряду с признаками генетической связи с дифференцированными габброидами, позволяет отдать предпочтение модели происхождения плагиогранит-габбровой ассоциации в результате высокой степени дифференциации расплава типа MORB во внутреннем океаническом комплексе.

Ключевые слова: океанический плагиогранит, циркон, габбронорит, оксид-габбро, расплавные включения, внутренний океанический комплекс, Срединно-Атлантический хребет

DOI: 10.31857/S2686739721100157

Одним из крайних проявлений дифференциации вещества при формировании океанической коры являются плутонические породы ферро-базальтового состава: габброиды, резко обогащенные Fe–Ti-оксидами и апатитом, часто ассоциирующие с локально развитыми низко-калиевыми гранитоидными жилами и прожилками (“океаническими плагиогранитами”, ОПГ) как в быстро-, так и в медленно-спрединговых обстановках [15, 19]. Значительный интерес к генезису таких габбро-гранитоидных ассоциаций обусловлен их ключевым значением в понимании процессов формирования базитовой коры при литосферно-гидросферном тепло- и массообмене. Петрогене-

тические модели, объясняющие локальные проявления ОПГ в срединно-океанических хребтах (высокая степень кристаллизационного фракционирования магм типа MORB и различные механизмы частичного гидроплавления габброидов), в разной степени обоснованы структурно-геологическими, геохимическими, расчетными и, отчасти, экспериментальными данными (см. обзор [2, 10, 12, 14]). Вместе с тем точные данные о составе дифференцированных расплавов современной океанической коры крайне скудны (например, [7]), и это затрудняет приложении существующих моделей к реальным геологическим объектам. Упрощенные представления о жильных ОПГ как о “замороженных” кислых расплавах, [10, 13] не дают возможность оценить по валовому составу жил генетически важные параметры состава расплава (например, K/Si или содержание H₂O). Потенциальным источником более точных сведений о составе гранитоидного

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: kote1155708@gmail.com

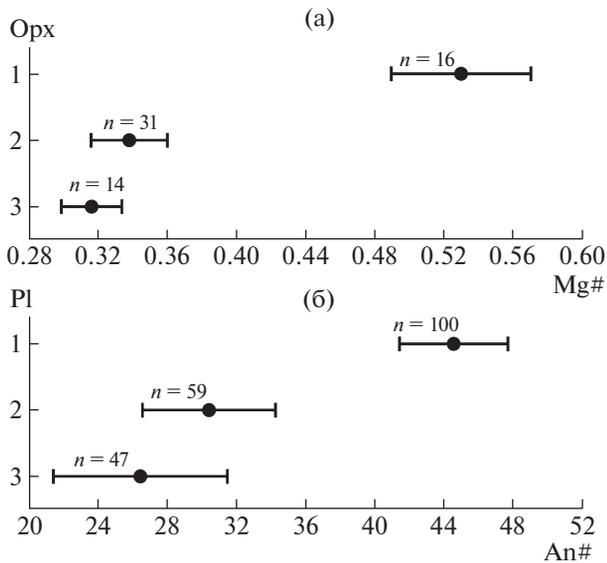


Рис. 1. Средние значения $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ в ортопироксене (а) и $An\# = 100 \cdot Ca/(Ca + Na + K)$ в плагиоклазе (б) и интервалы стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) в выделяемых магматических ассоциациях: (1) грубозернистый габбронорит; (2) микро-оксид-габбро; (3) лейкократовые гранитоидные микропрожилки. n – количество анализов в каждой ассоциации.

расплава могут быть включения силикатного расплава в минералах. В океанических габбро-гранитоидных ассоциациях неоднократно отмечались расплавленные микровключения в цирконе, представленные альбитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и, предположительно, стеклом кислого состава [3, 11]. По сравнению с породообразующими минералами циркон, как контейнер расплавленных включений, более удобен, поскольку какими-либо обменными реакциями циркон/расплав в отношении главных элементов (Si, Al, Fe, Ca, Na, K) можно пренебречь. Тем не менее данные анализа гомогенизированных включений в цирконе из океанических пород до настоящего времени в литературе почти неизвестны, за редким исключением [18]. Нами получены новые данные для ассоциации дифференцированных габброидов Срединно-Атлантического хребта (САХ), где удалось выделить три циркон-содержащие ассоциации. В одной из выделенных ассоциаций в цирконе экспериментально гомогенизированы и проанализированы микровключения кислого расплава.

Геология района 13° с.ш. САХ привлекла повышенное внимание исследователей после открытия в 2003 и 2005 г. активных сульфидных гидротермальных полей Ашадзе-1 и -2, развитых на габбро-перидотитовом субстрате [9]. В дальнейшем по комплексным геолого-геофизическим данным структура, вмещающая гидротермальные

поля Ашадзе-1 и -2, была интерпретирована как габбро-перидотитовый внутренний океанический комплекс (“oceanic core complex”), т.е. тектонический выход глубинных пород в лежащем боку долгоживущего высокоамплитудного разлома растяжения, контролирующего гидротермальную активность [16, 17]. Позднее этот внутренний океанический комплекс стал обозначаться как “комплекс Ашадзе” [17]. Комплекс Ашадзе простирается на 30–40 км вдоль западного борта Срединно-Атлантического хребта в широтном интервале $12^\circ 55'$ с.ш.– $13^\circ 14'$ с.ш. [16]. Донное опробование в рейсах НИС “Профессор Логачев” и “Pourquoi Pas?” показало, что габбровые тела представлены преимущественно дифференцированными разностями, неравномерно обогащенными оксидами Fe и Ti [6]. ОПГ в комплексе Ашадзе впервые обнаружены в виде жил и прожилков в габброидах в рейсе НИС “Pourquoi Pas?” и рассматривались как продукты частичного плавления габброидов при взаимодействии с крупной гидротермальной системой [6]. U–Pb-изотопное датирование циркона из плагиогранит-габбровой ассоциации комплекса Ашадзе показало возраст соответствующего магматизма 1–1.5 млн лет [5].

Изученная нами коллекция габброидов драгирована вместе с перидотитами в 26-м рейсе НИС “Профессор Логачев” [9] в юго-восточной части комплекса Ашадзе на $12^\circ 58'$ с.ш., $44^\circ 54'$ з.д. Габброиды представлены преимущественно грубозернистыми габброноритами с инъекциями более дифференцированных микрозернистых габбро (микро-оксид-габбро), обогащенных Fe–Ti-оксидами (главным образом ильменитом) и апатитом. Также в грубозернистых габброноритах локально развиты лейкократовые биотит-содержащие гранитоидные прожилки мощностью до 5 мм вне видимой связи с дифференцированными микро-оксид-габбро.

По составу сквозных минералов – ортопироксена и плагиоклаза – грубозернистые габбронориты и микро-оксид-габбро отвечают разной степени магматической дифференциации. Микро-оксид-габбро характеризуются заметно менее магнезиальными ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$) составами ортопироксена и более кислым ($An\# = 100Ca/(Ca + Na + K)$) плагиоклазом по сравнению с вмещающими грубозернистыми габброноритами (рис. 1). Относительно высокая степень дифференциации микро-оксид-габбро подтверждается также кристаллизацией апатита и циркона. Гранитоидные прожилки по составам ортопироксена и плагиоклаза очень близки к микро-оксид-габбро, но в целом отвечают менее магнезиальным и более кислым составам этих минералов соответственно (рис. 1).

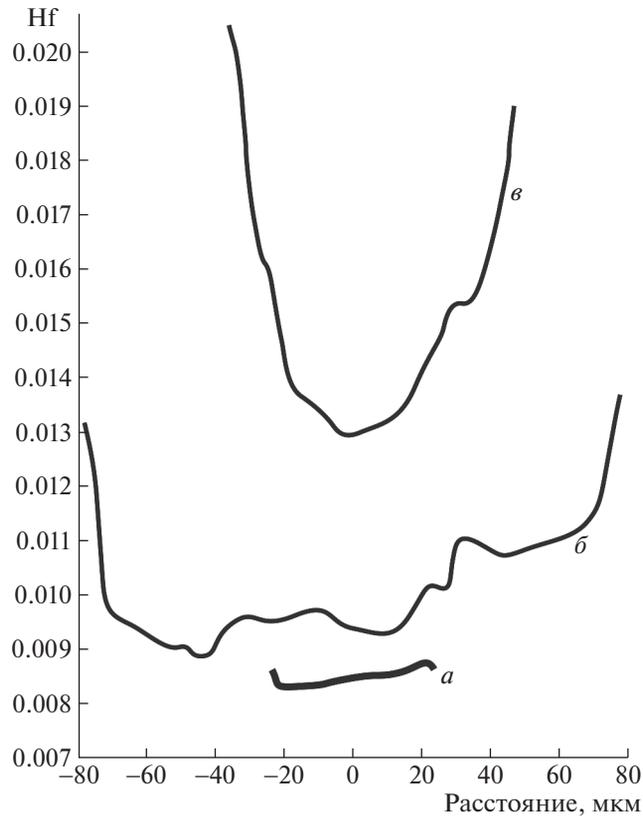


Рис. 2. Примеры зональности по гафнию (формульные единицы) трех выделяемых разновидностей циркона: а) однородный агрегат микро-оксид-габбро; б) локальные ассоциации с кварцем в прожилках микро-оксид-габбро; в) лейкократовые биотит-содержащие гранитоидные микропрожилки.

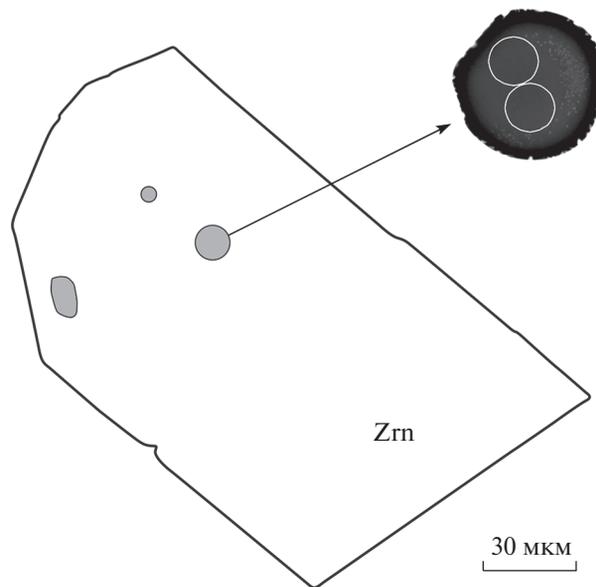


Рис. 3. Схема сечения зерна циркона (Zrn) с вскрытыми гомогенизированными расплавленными включениями, показанными серым цветом. В правом верхнем углу крупным планом показаны места количественного анализа расплавленного включения методом РСМА с диаметром электронного зонда 5 мкм.

Другим признаком генетического родства микро-оксид-габбровых и лейкократовых гранитоидных прожилков могут служить вариации

примеси Hf в цирконе. Циркон в изученных породах встречается в трех петрографических ассоциациях: (а) в жильном агрегате микро-оксид-габб-

Таблица 1. Результаты анализа стекла гомогенизированного расплавленного включения (рис. 3), мас.%

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
76.09	0.13	12.48	1.81	0.02	0.05	0.46	3.3	1.87	0.06	0.04	0.12	96.84
74.72	0.14	13.02	2.36	0.06	0.05	0.64	2.76	1.85	0.06	0	0.11	96.37

ро, зерна размером <70 мкм, содержания Hf < 0.009 ф.е., без признаков закономерной зональности (рис. 2 а); (б) в локальных ассоциациях с кварцем в прожилках микро-оксид-габбро, зерна до 200 мкм, концентрации Hf > 0.008 ф.е. с зональным обогащением краев зерен Hf до 0.013–0.014 ф.е. (рис. 2 б); (в) в пространственно обособленных микропрожилках ОПГ – самые высокие содержания Hf (0.013–0.020 ф.е.) в сочетании с сильно выраженным зональным обогащением Hf к краям зерен (рис. 2 в).

В соответствии с закономерностями фракционирования Zr и Hf между силикатными расплавами и цирконом [4] приведенные выше особенности состава позволяют предположить, что циркон второй разновидности кристаллизовался из расплава, оставшегося непосредственно после образования жильных микро-оксид-габбро, тогда как обособленные биотит-содержащие микропрожилки ОПГ соответствуют еще более высокой степени дифференциации этого остаточного расплава. Обнаруженные нами расплавные включения в цирконе второй разновидности (рис. 3) дают редкую возможность оценить состав остаточного расплава после кристаллизации оксид-габбро.

Расплавные включения размером 3–20 мкм неравномерно распределены в крупных (до 200 мкм) зернах циркона. Включения представлены как изометричными, так и удлинёнными формами, с плоскими границами, параллельными граням кристалла-хозяина (рис. 3). В составе вскрытых в шлифах раскристаллизованных включений обнаружены микрокристаллы неоднородного по составу кислого плагиоклаза и небольшое количество калиевого полевого шпата. Изучение включений выполнено методом ступенчатого нагрева с шагом 50°C в муфеле конструкции Наумова и последующей закалкой на воздухе. В результате установлено, что гомогенизация включений происходит при температурах 850–910°C ± 25°C. Энерго-дисперсионные спектры пяти вскрытых полировкой гомогенизированных в стекло включений в двух зернах циркона показали однотипный состав K-содержащего кислого стекла с низким содержанием Fe. Для наиболее крупного включения размером 15 мкм (рис. 3), гомогенизированного при 910°C, был выполнен количественный рентгеноспектральный микроанализ. Условия анализа: микроанализатор “JEOL” JXA-8200 (ИГЕМ РАН), ускоряющее напряжение –

20 кВ, ток зонда – 10 нА, диаметр зонда 5 мкм. В качестве стандарта для Si, Al, K использовался санидин, для Na – чкаловит (Na₂BeSi₂O₆). Поправка на потерю натрия сделана по методике [1]. Результаты анализа (табл. 1) показывают кислый состав расплава при содержании H₂O около 3 мас. %, судя по сумме 96.6 ± 0.3 мас. % [8]. Влияние циркона-хозяина на результаты анализа не существенно: 0.3–0.6 мас. % ZrO₂.

Пространственная и генетическая связь изученных микропроявлений кислого магматизма с дифференцированными оксид-габбро указывает на то, что проанализированный во включениях гранитоидный расплав мог образоваться в результате высокой степени дифференциации магмы типа MORB. Это подтверждается вариациями состава породообразующих минералов (рис. 1). В цирконе примесь Hf последовательно возрастает от первой выделяемой разновидности этого акцессорного минерала к третьей (рис. 2а→б→в), что соответствует зональности минерала при фракционной кристаллизации [4] и подтверждает комагматичность микро-оксид-габбро и гранитоидных микропрожилков. Формирование остаточного гранитоидного расплава и соответствующих жильных ОПГ может быть связано со значительным фракционированием Fe–Ti-оксидов вместе с плагиоклазом и пироксенами (оксид-габбро) (например, [14, 15]).

Проанализированный расплав содержит K₂O > 1.8 мас. %, при SiO₂ 75–76 мас. %. Соответствующее атомное отношение K/Si: 3.1×10^{-2} – 3.2×10^{-2} . Гранитоидные расплавы (60–79 мас. % SiO₂), экспериментально генерируемые при частичном плавлении типичных океанских габбро (K₂O < 0.1 мас. %) имеют заметно более низкие отношения K/Si: 3.7×10^{-3} – 1.9×10^{-2} [12, 20]. Следовательно, полученный состав расплавленного включения не подтверждает роль частичного плавления океанских габброидов. Это, а также явные признаки генетической связи с дифференцированными оксид-габбро, позволяют в данном случае отдать предпочтение модели происхождения плагиогранит-габбровой ассоциации в результате высокой степени дифференциации расплава типа MORB.

Таким образом, получены первые данные о химическом составе остаточного кислого расплава, соответствующего завершению кристаллизации наиболее дифференцированных жильных

оксид-габбро и началу кристаллизации кварца и циркона в плутонической ассоциации внутреннего океанического комплекса. Они позволяют отдать предпочтение модели происхождения плагиогранит-габбровой ассоциации в результате высокой степени дифференциации расплава типа MORB во внутреннем океаническом комплексе. Эти данные еще раз подчеркивают многообразие механизмов образования гранитоидных расплавов при становлении океанической коры.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания 121041500220-0 ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Борисовский С.Е. Магматическая эволюция вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай – Северная Корея) по данным расплавных и флюидных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 535–566.
2. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Серебряков Н.С., Шарков Е.В. Условия образования плагиогранитов впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°52′–6°02′ с.ш. // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 372–377.
3. Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Антонов А.В. Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 4–19.
4. Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 109–115.
5. Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А., Каннат М. Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе (Срединно-Атлантический хребет, 12°58′ с.ш.) по результатам исследования циркона // ДАН. 2012. Т. 447. № 4. С. 424–428.
6. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Конокова Н.Н., Бельтнев В.Е. Перидотит-габбро-грандземитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58′ – 14°45′ с.ш. гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 399–372.
7. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В., Бортников Н.С. Расплавные включения в хромшпинелидах из Fe-Ti-окисных интрузивных комплексов центральной Атлантики – ключ к познанию физико-химических параметров гидротермально-магматических систем медленно-спрединговых океанических хребтов // ДАН. 2008. Т. 418. № 5. С. 679–682.
8. Aranovich L.Y., Newton R.S., Manning C.E. Brine-assisted Anatexis: Experimental Melting in the System Haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at Deep-crustal Conditions // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 374. P. 111–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.027>
9. Beltenev V., Ivanov V., Shagin A., Segeyev M., Rozhdestvenskaya I., Shilov V., Debretzova I., Cherkashev G., Samovarov M., Poroshina I. New Hydrothermal Sites at 13° N, Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2005. V. 14. P. 14–16.
10. Chen Y., Niu Y., Wang X., et al. Petrogenesis of ODP Hole 735B (Leg 176) Oceanic Plagiogranite: Partial Melting of Gabbros or Advanced Extent of Fractional Crystallization? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 2717–2732.
11. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the Occurrence, Trace Element Geochemistry, and Crystallization History of Zircon from in situ Ocean Lithosphere // Contrib Mineral Petrol. 2009. V. 158. P. 757–783. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0409-2>
12. Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. Petrogenesis of Oceanic Plagiogranites by Partial Melting of Gabbros: An Experimental Study // Contrib Mineral Petrol. 2004. V. 146. P. 414–432.
13. Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F. The Formation of SiO₂-rich Melts within the Deep Oceanic Crust by Hydrous Partial Melting of Gabbros // Contrib Mineral Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.
14. Koepke J., Botcharnikov R.E., Natland J.H., Crystallization of Late-stage MORB under Varying Water Activities and Redox Conditions: Implications for the Formation of Highly Evolved Lavas and Oxide Gabbro in the Ocean Crust // Lithos. 2018. 323. P. 58–77.
15. Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greig A., Bach W. Mineral Chemistry, Whole-rock Compositions, and Petrogenesis of Leg 176 Gabbros: Data and Discussion. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2002. V. 176. P. 1–60. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
16. Ondréas H., Cannat M., Fouquet Y., Normand A. Geological Context and Vents Morphology of the Ultramafic-hosted Ashadze Hydrothermal Areas (Mid-Atlantic Ridge 13N) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012.
17. Peirce C., Reveley G., Robinson A.H., Funnell M.J., Searle R.C., Simao N.M., MacLeod C.J., Reston T.J. Constraints on Crustal Structure of Adjacent OCCs and Segment Boundaries at 13°N on the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. J. Int. 2019. V. 217. P. 988–1010.
18. Pertsev A.N., Aranovich L.Y., Prokofiev V.Y., Solovova I.P., Ageeva O.A., Borisovskiy S.E., Shatagin K.N., Zhilicheva O.M. Potassium-rich Granite Melt Inclusions in Zircon from Gabbro-hosted Felsic Stringers, Mid-Atlantic Ridge at 13°34′N: E-MORB Connection // Lithos. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106300>
19. Wilson D.S., Teagle D.A., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A. and Carlut J. Drilling to Gabbro in Intact Ocean Crust // Science. 2006. 312 (5776). P. 1016–1020.
20. Wolff P.E., Koepke J., Feig S.T. The Reaction Mechanism of Fluid-induced Partial Melting of Gabbro in the Oceanic Crust // Eur. J. Mineral. 2013. V. 25. P. 279–298.

**TRACES OF GRANITOID MAGMATISM AND THE COMPOSITION
OF THE SILICIC MELT IN GABBROIC ASSEMBLAGE
OF THE MID-ATLANTIC RIDGE AT 13°N: NEW DATA ON MELT INCLUSIONS**

**K. N. Sholukhov^{a, #}, V. Y. Prokofiev^a, I. P. Solovova^a, A. N. Pertsev^a,
Corresponding Member of the RAS L. Y. Aranovich^a, S. E. Borisovsky^a,
and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^a**

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

[#] *E-mail: kote1155708@gmail.com*

Despite the local occurrence of silicic magmatism during the formation of the oceanic crust, the nature of felsic granitoid veins (“oceanic plagiogranites”) remains an important debatable problem of chemical differentiation in the global system of mid-oceanic ridges. To date, actual compositions of granitoid melts in the modern oceanic crust are still poorly constrained, and this prevents petrogenetic interpretations. Structural features and mineral chemistry of plutonic rocks from the oceanic core complex at 13°N on the Mid-Atlantic Ridge show the sequence of magmatic differentiation: coarse-grained gabbronorite → vein microgabbro enriched in Fe-Ti oxides and apatite → biotite-plagiogranite veins. The transition to silicic magmatism corresponds to the local crystallization of quartz and zircon in the vein microgabbro with further Zr/Hf fractionation by zircon. Experimental study of melt inclusions in zircon demonstrated homogenization at 850–910°C and the granitoid composition of the melt with K₂O > 1.8 wt.% and SiO₂ 75–76 wt.%. Such K/Si ratio of the silicic melt, along with the genetic connection to highly differentiated gabbroids allows to prefer the model of a high degree differentiation of MORB-type magma in oceanic core complex for the studied plagiogranite-gabbro association.

Keywords: oceanic plagiogranite, zircon, gabbronorite, oxide-gabbro, melt inclusions, oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge

УДК 552.3

РЕЛИКТЫ ГЛУБИННОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВА В МАНТИЙНОМ КСЕНОЛИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕ-МУНСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ)

© 2021 г. И. С. Шарыгин^{1, *}, А. В. Головин^{1, 2}, А. М. Дымшиц¹, А. Д. Калугина², К. А. Соловьев²,
В. Г. Мальковец^{2, 3}, академик РАН Н. П. Похиленко²

Поступило 26.04.2021 г.

После доработки 04.07.2021 г.

Принято к публикации 07.07.2021 г.

Приведены результаты изучения вторичных раскристаллизованных расплавных включений в оливино-ксенолите деформированного перидотита из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия). Среди дочерних минералов расплавных включений методом конфокальной микроспектроскопии комбинационного рассеяния света были диагностированы монтичеллит, флогопит, тетраферрифлогопит $\text{KMg}_3(\text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, апатит, афтиталит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, беркеит $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$ и карбонаты: кальцит, ньеререйт $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ и эйтелит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$. Распространенность щелочных карбонатов во включениях свидетельствует о щелочно-карбонатном составе расплава. Ранее идентичные включения щелочно-карбонатного расплава были описаны в оливине деформированных перидотитов из трубки Удачная (Далдынское поле). Расплавные включения в деформированных перидотитах представляют собой реликты раскристаллизованного кимберлитового расплава, который проникал в перидотиты либо при транспортировке ксенолитов к поверхности, либо непосредственно в мантии незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой. Если имел место второй сценарий, то находки щелочно-карбонатных расплавных включений в деформированных перидотитах, вынесенных с различных глубин, из кимберлитовых трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная говорят о масштабной метасоматической проработке литосферной мантии Сибирского кратона щелочно-карбонатными расплавами, предшествовавшей кимберлитовому магматизму. Однако независимо от того, какая из двух предложенных выше моделей является верной, приведенные в статье результаты свидетельствуют в пользу щелочно-карбонатного состава первичных кимберлитовых расплавов.

Ключевые слова: расплавные включения, мантийные ксенолиты, мантия, расплав, магма, кимберлиты, кратон

DOI: 10.31857/S2686739721100145

Реконструкция состава первичных мантийных расплавов является важной задачей, решение которой необходимо для понимания процессов глубинного магматизма и эволюции мантии Земли. Однако мантийные расплавы редко достигают поверхности Земли в неизменном виде, так как при подъеме возможны процессы кристаллизационной дифференциации, ликвации, контами-

нации и дегазации, которые могут существенно влиять на первоначальные характеристики мантийных выделов. Кроме того, мантийные магматические породы часто подвергаются вторичным изменениям, что затрудняет оценку состава расплавов, из которых они кристаллизовались. Альтернативным источником информации о расплавах в мантии являются расплавные включения в минералах мантийных ксенолитов [1–7]. Такие исследования редки для пород субкратонной мантии во многом из-за того, что мантийные нодулы из кимберлитов, как правило, сильно серпентинизированы.

В недавних работах [5–7] было показано, что оливин в ксенолитах деформированных перидотитов, наиболее глубинных породах литосферной мантии Сибирского кратона (180–230 км), из неизмененных кимберлитов трубки Удачная (Далдынское поле) содержит вторичные включения

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

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

³ Научно-исследовательское геологическое предприятие, Акционерная компания «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия

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

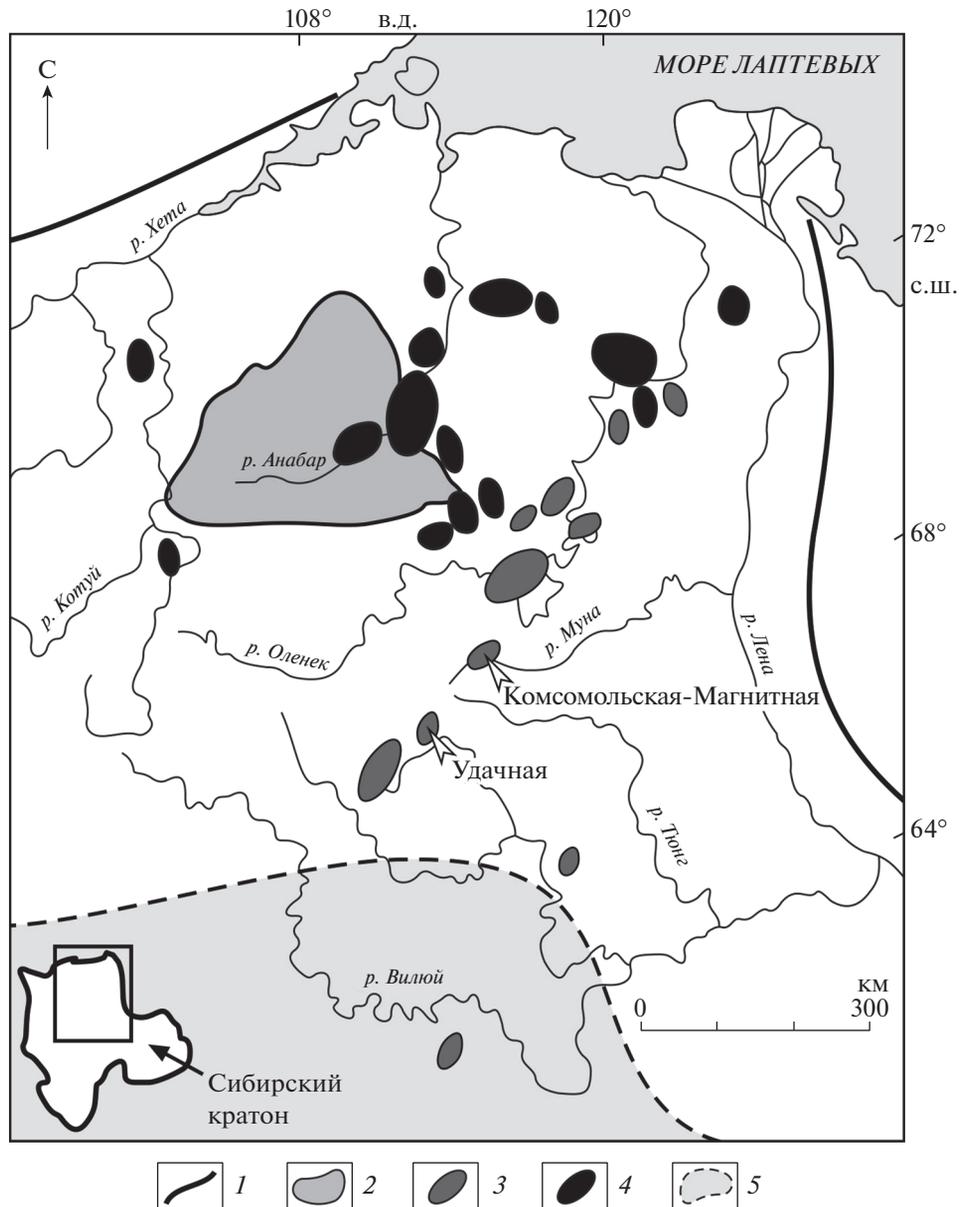


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых трубок Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле) и Удачная (Далдынское поле) на Сибирском кратоне (по [19] с изменениями). 1 – границы Сибирского кратона; 2 – Анабарский щит; 3, 4 – поля кимберлитов палеозойского (3) и мезозойского (4) возраста; 5 – область распространения кембрийских соленосных отложений Сибирской платформы.

раскристаллизованного щелочно-карбонатного расплава, который генерировался на глубинах более 230 км.

В данной работе представлены результаты исследований расплавных включений в частично серпентинизированных ксенолитах деформированных перидотитов из еще одного проявления кимберлитов на Сибирском кратоне – алмазносной трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле), которая располагается в 150 км на северо-восток от трубки Удачная (рис. 1). Серпентин в изученных ксенолитах развит вдоль

границ зерен породообразующих минералов и по трещинам в них, в большей степени, в оливине. Несмотря на это, нами были обнаружены участки зерен оливина с редкими поликристаллическими включениями, подобными вторичным расплавленным включениям в деформированных перидотитах из трубки Удачная [5–7].

Минеральный состав поликристаллических включений в оливине в одном ксенолите деформированного перидотита (обр. № АКМ-42n) из трубки Комсомольская-Магнитная был детально изучен методом конфокальной микроспектро-

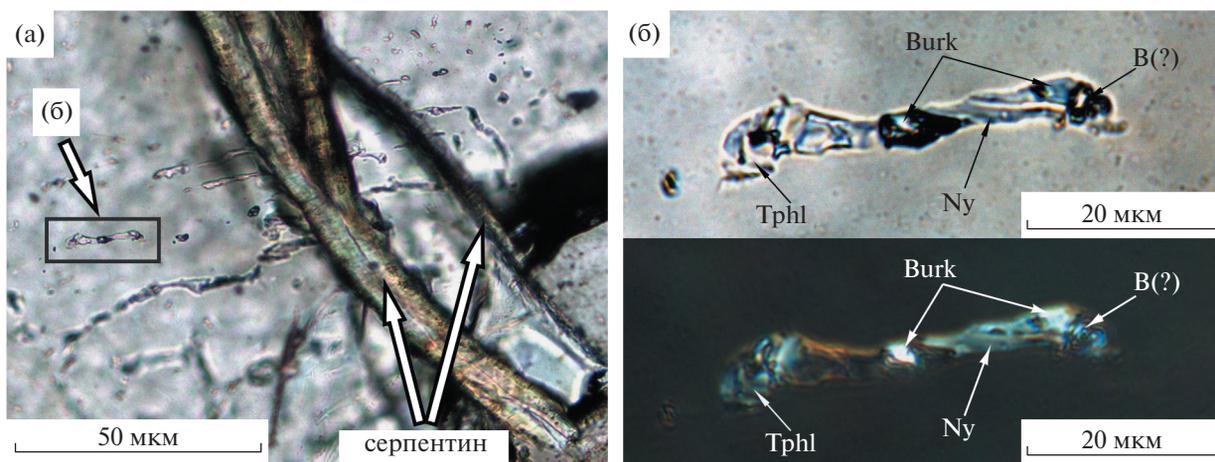


Рис. 2. Вторичные расплавные включения в порфирокласте оливина в ксенолите деформированного перидотита из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная. (а) Общий вид. Проходящий свет. Расплавные включения расположены вдоль залеченной трещины. Зерно оливина также сетется прожилками серпентина, развивающимися вдоль трещин, которые, вероятно, образовались после расшнуровывания включений. (б) Индивидуальное раскристаллизованное расплавное включение. Проходящий свет. На нижней фотографии николи скрещены; наиболее яркие светящиеся фазы – карбонаты (Ny – ньерецит, Burk – беркеит). Tphl – тетраферрифлогопит, B – пузырек усадки.

скопии комбинационного рассеяния света (далее КР) с использованием системы Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с лазером 532 нм в ИГМ СО РАН. Достоинство этого метода заключается в том, что он позволяет с просторанственным разрешением 1–2 мкм анализировать включения без их вывода на поверхность, а также дает возможность изучать несколько включений в одном зерне, когда они находятся на разной глубине в минерале-хозяине. Однако при этом измеряемый спектр содержит пики оливина, что часто затрудняет идентификацию минералов во включениях.

Исследованный ксенолит деформированного перидотита (обр. № АКМ-42n) вынесен с глубины ~200 км и представляет собой гранатовый лерцолит с порфирокластической структурой [8]. *PT*-параметры последнего равновесия ассоциаций породообразующих минералов перидотита составляют 6.4 ГПа и 1380°C [8].

В деформированных перидотитах выделяются две популяции зерен породообразующего оливина – крупные (более 1 мм) порфирокласты и мелкие (менее 0.5 мм) необласты [5–8]. Последние возникли вследствие пластических деформаций. В изученном ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная поликристаллические включения были диагностированы только в порфирокластах оливина (рис. 2). Необласты оливина представлены в количестве менее 10 об.% от всех зерен оливина и в большей степени серпентинизированы, чем порфирокласты.

Поликристаллические включения в оливинах изученного ксенолита располагаются в виде цепочек и групп в плоскостях, ориентированных в различных направлениях. Форма включений раз-

личная: вытянутая, амёбовидная или изометричная (рис. 2). Размер индивидуальных включений достигает 100 мкм по длинной оси. Включения в одной группе часто соединены друг с другом тонкими каналами. Индивидуальные включения в пределах группы характеризуются присутствием разного количества дочерних фаз (визуально выделяется до 20 обособленных фаз в одном включении), а также различными их соотношениями. Наблюдаемые особенности поликристаллических включений свидетельствуют о том, что они являются вторичными раскристаллизованными расплавными включениями. Образование таких включений является результатом растрескивания минерала хозяина и проникновением в трещины гомогенного расплава, который в дальнейшем в результате залечивания трещин расшнуровывался [9, 10]. Приведенные выше характеристики изученных включений идентичны расплавным включениям в деформированных перидотитах трубки Удачная [5–7].

Методом КР-спектроскопии в расплавных включениях в ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная были установлены монтичеллит, флогопит, тетраферрифлогопит $\text{KMg}_3(\text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ (рис. 3 а), апатит, афтиталит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, беркеит $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$ (рис. 3б) и карбонаты: кальцит, ньерецит ($\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ (рис. 3 в), шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ и эйтелит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$. Для этих минералов было получено несколько линий на КР-спектрах, что позволило их однозначно идентифицировать. Также были получены КР-спектры отдельных дочерних фаз, в которых присутствуют сильные пики на 1002 и 1013 cm^{-1} . Это отвечает наиболее ин-

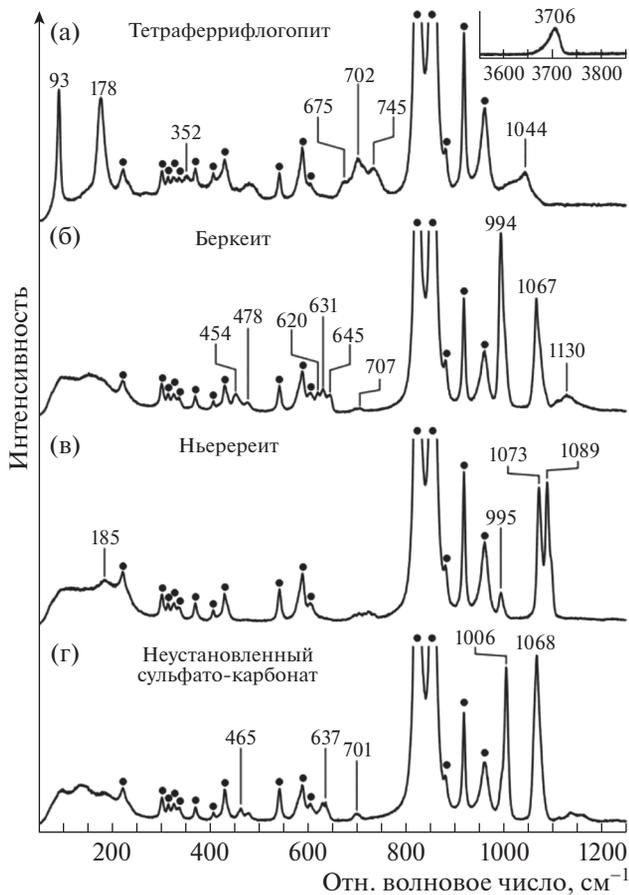


Рис. 3. Представительные КР-спектры дочерних минералов (а – тетраферрифлогопит, б – беркеит, в – ньерерит, г – неустановленный сульфато-карбонат) в расплавных включениях в оливине ксенолита деформированного перидотита из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная. Цифрами указаны пики соответствующих дочерних минералов. Для сравнения спектров – [5–7]. Кругами помечены пики оливина-хозяина.

тенсивным линиям бассанита $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ и целестина SrSO_4 соответственно. Кроме того, один из дочерних минералов характеризуется присутствием сильных пиков на 1006 и 1066 см^{-1} (рис. 3 г), свидетельствующих о том, что это, вероятно, сульфато-карбонат, а также слабыми пиками на 465 , 637 и 707 см^{-1} ; минерал с таким же спектром был описан и в расплавных включениях в деформированных перидотитах из трубки Удачная [6].

В скрещенных николях многие фазы в расплавных включениях в изученном ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная имеют яркие интерференционные окраски, что также характерно для расплавных включений в деформированных перидотитах трубки Удачная [6, 11]. Для трубки Удачная установлено, что эти фазы представлены разнообразными карбонатами, имею-

щими высокие коэффициенты двупреломления [6, 11]. Результаты КР-спектроскопии подтвердили, что наблюдаемые в скрещенных николях наиболее яркие фазы в расплавных включениях в изученном ксенолите также являются карбонатами.

Расплавные включения в деформированных перидотитах трубки Удачная состоят из пузырька, тонкокристаллического агрегата (смесь щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов) и дочерних кристаллических фаз [5–7]. Пузырек усадки имеет неправильную форму вследствие расположения среди кристаллов; каких-либо пиков, кроме оливиновых, в КР-спектре пузырька не обнаружено. В изученных в настоящей работе включениях также присутствует пузырек. Тонкокристаллический агрегат рассматривается как закалочный агрегат [5–7], поскольку щелочно-карбонатные расплавы не закалываются в стекло [5–7, 12]. КР-спектры изученных включений часто содержат пики нескольких карбонатов, что может свидетельствовать о присутствии тонкокристаллического агрегата. В расплавных включениях из деформированных перидотитов трубки Удачная было установлено 30 минералов [6]. По крайней мере, десять из них также были найдены и во включениях в ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная. Часть дочерних минералов в ксенолитах из трубки Удачная представлена хлоридами, которые не дают КР-спектры, а часть рудными минералами (сульфидами и оксидами), которые часто плохо идентифицируются по КР-спектрам, особенно если включения не вскрыты. В расплавных включениях в деформированных перидотитах трубки Удачная также присутствует оливин, однако его сложно отличить от оливина-хозяина методом КР-спектроскопии. В КР-спектрах некоторых прозрачных дочерних минералов в расплавных включениях в изученном ксенолите из трубки Комсомольская-Магнитная присутствуют только пики оливина. Таким образом, эти дочерние минералы могут являться хлоридами или дочерним оливином.

В целом одинаковые морфологические характеристики и близкий минеральный состав расплавных включений в изученном ксенолите и деформированных перидотитах трубки Удачная свидетельствуют об одинаковом процессе образования такого типа включений и близком химическом составе расплавов, проникавших в зерна оливина. Среди дочерних минералов в расплавных включениях в деформированных перидотитах из трубки Удачная преобладают карбонатные минералы (более 60 об.%), включая щелочные карбонаты, в то время как на долю силикатных минералов приходится менее 15 об.% [6, 7]. В исследованных включениях так же распространены щелочные карбонаты и сульфато-карбонат – беркеит. Это свидетельствует о щелочно-карбонатном составе расплава.

Считается, что структуры деформированных перидотитов, обусловленные присутствием неомбластов и деформированных порфинокластов, возникли в результате рекристаллизации исходно зернистых перидотитов в основании литосферы, и этот процесс происходил незадолго (несколько лет) до захвата нодулей кимберлитовой магмы [6]. Идентичные вторичные расплавные включения в деформированных перидотитах трубки Удачная были установлены как в неомбластах, так и в порфинокластах оливина, что свидетельствует об их образовании после процесса деформации пород [6, 7]. На основании этих фактов в работах [6, 7] были предложены две возможные модели для образования расплавных включений в ксенолитах деформированных перидотитов (рис. 4): 1) взаимодействие кимберлитового расплава с ксенолитами при их транспортировке к поверхности; 2) просачивание расплава через перидотиты и образование трещин в оливине *in situ* на глубинах залегания пород. Второй вариант подразумевает, что расплавные включения представляют собой микропорции примитивного кимберлитового расплава, который отделялся от источника непосредственно перед извержением магмы, и просачивался в вышележащую литосферную мантию по межзерновому пространству. Эти модели не являются взаимоисключающими, и образование разных групп расплавных включений могло происходить как до, так и во время подъема кимберлитовой магмы.

Если имел место второй сценарий, то находки реликтов щелочно-карбонатного расплава в виде включений в деформированных перидотитах, вынесенных с различных глубин, из кимберлитовых трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная свидетельствуют о масштабной метасоматической проработке литосферной мантии Сибирского кратона такими расплавами, предшествовавшей палеозойскому кимберлитовому магматизму.

Независимо от того, какая из предложенных моделей является верной, результаты изучения расплавных включений в деформированных перидотитах имеют важное значение для петрогенезиса кимберлитов, поскольку свидетельствуют о щелочно-карбонатном составе первичного кимберлитового расплава. Карбонатный состав первичного кимберлитового расплава согласуется с экспериментальными данными и, в целом, принимается многими исследователями [12–15]. Однако открытой остается дискуссия о том, является ли этот расплав щелочным. В трубке Удачная обнаружены уникальные неизменные кимберлиты, которые обогащены щелочами (до 8 мас. %), причем натрий преобладает над калием [16, 17]. В основной массе этих кимберлитов присутствуют натро-кальциевые карбонаты [16, 17]. Это дает основание предполагать, что кимберлитовые расплавы были обогащены щелочами и CO_2 [16, 17].

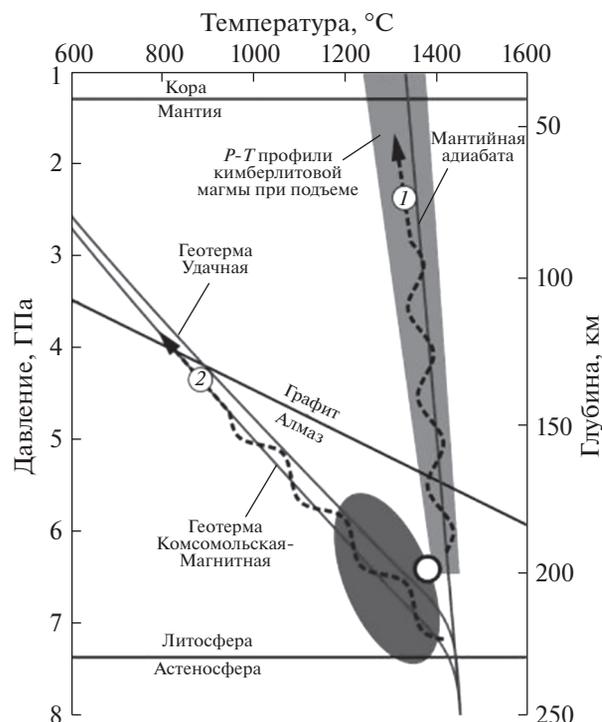


Рис. 4. Схема, демонстрирующая два возможных сценария просачивания щелочно-карбонатного расплава в деформированные перидотиты (показаны штриховыми волнистыми стрелками, см. текст), с последующим образованием расплавных включений (по [6] с изменениями). Белый круг — P-T-оценки для изученного образца. Серый овал — P-T-область распространения деформированных перидотитов трубки Удачная [6]. Геотермы для трубок Комсомольская-Магнитная и Удачная по [9].

Более того, все расплавные включения в разнообразных порообразующих минералах кимберлитов восточного тела трубки Удачная по составу так же являются щелочно-карбонатными [5, 16, 17]. Высокобарические арагонит-содержащие щелочно-карбонатные расплавные включения в деформированных перидотитах из трубки Удачная подтверждают это предположение [5–7].

Однако существует альтернативная точка зрения, согласно которой высокие концентрации щелочей в неизменных кимберлитах трубки Удачная являются результатом контаминации кимберлитового расплава соленосными отложениями, которые в карьере до глубин 640 м выявлены не были, однако гипотетически предполагаются в районе трубки Удачная [18, 20]. Трубка Комсомольская-Магнитная располагается за пределами распространения соленосных отложений Сибирской платформы (рис. 1). Таким образом, находки расплавных включений, содержащих такие щелочные минералы, как ньерерит, шортит, эйтелит, беркеит и афтиталит, в ксенолите деформированного перидотита из трубки

Комсомольская-Магнитная свидетельствуют в пользу мантийной природы высоких концентраций щелочей, в частности натрия, в кимберлитовых расплавах, по крайней мере, характерных для палеозойского цикла кимберлитового магматизма на Сибирском кратоне.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 20-35-70058, а также при поддержке базовых проектов ИЗК СО РАН и ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schiano P., Clocchiatti R. Worldwide Occurrence of Silica-rich Melts in Sub-continental and Suboceanic Mantle Minerals // *Nature*. 1994. V. 368. No. 6472. P. 621–624.
2. Frezzotti M.-L. Silicate-melt Inclusions in Magmatic Rocks: Applications to Petrology // *Lithos*. 2001. V. 55. No. 1–4. P. 273–299.
3. Головин А.В., Шарыгин В.В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 10. С. 1043–1060.
4. Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Griffin W.L. Diamond Formation during Metasomatism of Mantle Eclogite by Chloride-carbonate Melt // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 173. P. 84.
5. Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V. Origin of Alkaline Carbonates in Kimberlites of the Siberian Craton: Evidence from Melt Inclusions in Mantle Olivine of the Udachnaya-East Pipe // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 357–375.
6. Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Yaxley G.M. Alkali-carbonate Melts from the Base of Cratonic Lithospheric Mantle: Links to Kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. P. 261–274.
7. Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A. Can Primitive Kimberlite Melts Be Alkali-carbonate Liquids: Composition of the Melt Snapshots Preserved in Deepest Mantle Xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. P. 1849–1867.
8. Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields // *Minerals*. 2020. V. 10. No. 6. P. 549.
9. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука., 1973, 328 с.
10. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. М.: Мир, 1987. Т. 2. 560 с.
11. Sharygin I.S., Golovin A.V., Korsakov A.V., Pokhilenko N.P. Eitelite in Sheared Peridotite Xenoliths from Udachnaya-East Kimberlite Pipe (Russia) – a New Locality and Host Rock Type // *European Journal of Mineralogy*. 2013. V. 25. No. 5. P. 825–834.
12. Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Safonov O.G., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P. Experimental Constraints on Orthopyroxene Dissolution in Alkali Carbonate Melts in the Lithospheric Mantle: Implications for Kimberlite Melt Composition and Magma Ascent // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 44–56.
13. Russell J.K., Porritt L.A., Lavallee Y., Dingwell D.B. Kimberlite Ascent by Assimilation-fuelled Buoyancy // *Nature*. 2012. V. 481. No. 7381. P. 352–356.
14. Stone R.S., Luth R.W. Orthopyroxene Survival in Deep Carbonatite Melts: Implications for Kimberlites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 171. P. 63.
15. Shatskiy A., Litasov K., Sharygin I., Ohtani E. Composition of Primary Kimberlite Melt in a Garnet Lherzolite Mantle Source: Constraints from Melting Phase Relations in Anhydrous Udachnaya-East Kimberlite with Variable CO₂ Content at 6.5 GPa // *Gondwana Research*. 2017. V. 45. P. 208–227.
16. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R. Ultrafresh Salty Kimberlite of the Udachnaya-East Pipe (Yakutia, Russia): A Petrological Oddity or Fortuitous Discovery? // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 173–186.
17. Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y. Towards a New Model for Kimberlite Petrogenesis: Evidence from Unaltered Kimberlites and Mantle Minerals // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 139. P. 145–167.
18. Kopylova M.G., Gaudet M., Kostrovitsky S.I., Polozov A.G., Yakovlev D.A. Origin of Salts and Alkali Carbonates in the Udachnaya-East Kimberlite: Insights from Petrography of Kimberlite Phases and Their Carbonate and Evaporite Xenoliths // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2016. V. 327. P. 116–134.
19. Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // *ДАН*. 2011. Т. 436. № 6. С. 820–826.
20. Polozov A.G., Sukhov S.S., Gornova M.A., Grishina S.N. Salts from Udachnaya-East Kimberlite Pipe (Yakutia, Russia): Occurrences and Mineral Composition // *Int. Kimberlite Conf.: Extended Abstracts*. 2008. V. 9. <https://doi.org/10.29173/ikc3481>

RELICS OF DEEP ALKALI-CARBONATE MELT IN THE MANTLE XENOLITH FROM THE KOMSOMOSKAYA-MAGNITNAYA KIMBERLITE PIPE (UPPER MUNA FIELD, YAKUTIA)

I. S. Sharygin^{a, #}, A. V. Golovin^{a, b}, A. M. Dymshits^a, A. D. Kalugina^b, K. A. Solovov^b, V. G. Malkovets^{b, c}, and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^b

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

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

^c The Geological Scientific and Research Enterprise, Public Stock Company ALROSA, Mirny, Russian Federation

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

Crystallized secondary melt inclusions in sheared xenolith from the Komsomolskaya-Magnitnaya kimberlite pipe (Upper Muna field, Yakutia) have been investigated. Monticellite, phlogopite, tetraferriphlogopite $\text{KMg}_3(\text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, apatite, apthitalite $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, burkeite $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$, and carbonates (calcite, nyerereite $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, shortite $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ and eitelite $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$) have been identified among daughter phases of the melt inclusions by confocal Raman spectroscopy method. The abundance of the alkali carbonates in the inclusions indicates an alkali-carbonate composition of the parental melt. Previously, identical inclusions of the alkali-carbonate melt in olivine of the sheared peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe (Daldyn field, Yakutia) were described. The melt inclusions in the sheared peridotites represent crystallized kimberlite melt penetrated peridotites either during the transport of the xenoliths to the surface or in the mantle *in situ* shortly before the entrainment of the xenoliths by the kimberlite magma. If the second scenario took place, then the alkali-carbonate melt inclusions in the sheared peridotites, carried from different depths, from the Udachnaya and the Komsomolskaya-Magnitnaya pipes indicate a large-scale metasomatic event in the lithospheric mantle of the Siberian Craton, caused by the alkali-carbonate melts. However, regardless of which of the two models proposed above are correct, the results support the alkali-carbonate composition of the primary kimberlite melts.

Keywords: melt inclusions, mantle xenoliths, mantle, melt, magma, kimberlite, craton

УДК 550.34.094

УЧЕТ ВОЗДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ДЕФОРМАЦИЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2021 г. Академик РАН Г. И. Долгих¹, *, С. Г. Долгих¹

Поступило 17.05.2021 г.

После доработки 16.06.2021 г.

Принято к публикации 05.07.2021 г.

Описана методика оценки вклада вариаций атмосферного давления на деформацию верхнего слоя земной коры, использующая синхронные данные лазерного нанобарографа и лазерных деформографов. На отдельных примерах продемонстрированы выигрышные моменты применения данной методики при анализе полученных экспериментальных данных.

Ключевые слова: атмосферное давление, деформация земной коры

DOI: 10.31857/S2686739721100091

При изучении природы разномасштабных геосферных процессов большое значение имеет решение задачи по определению их первоисточника с локализацией мест возникновения и дальнейшего развития, с изучением закономерностей трансформации на неоднородностях геосфер и на границах геосфер. Кроме того, необходимо учитывать, что некоторые геосферные процессы одной из геосфер могут быть “замаскированы” геосферными процессами граничащих геосфер. Как показано в работах [1–4] при изучении процессов в одной из геосфер необходимо учитывать вклад в данные процессы соседних геосфер. Учет воздействия соседних геосфер может привести к совершенно неожиданным результатам, прямо противоречащим ранее полученным. Данное влияние может проявляться при воздействии полей одной природы на поля другой природы [5]. При изучении процессов, происходящих в земной коре, необходимо учитывать как вклад процессов Мирового океана, так и Атмосферы. Атмосферные процессы вносят существенный вклад в деформационные процессы земной коры и литосферы в целом, поэтому для изучения процессов, зарождающихся и протекающих в земной коре/литосфере, необходимо оценить атмосферный вклад в деформационные процессы земной коры/литосферы и вычесть данный вклад из полученных экспериментальных данных. В работе [6] выполнена подобная процедура, что позволи-

ло уверенно выделить отдельные сфероидальные тона собственных колебаний Земли из полученных экспериментальных данных, которые до этой процедуры были “замаскированы” атмосферными процессами. Вклад вариаций атмосферного давления в вариации деформации земной коры был оценен по следующей формуле:

$$\varepsilon = -\frac{P}{2(\lambda + \mu)}, \quad (1)$$

где λ и μ – коэффициенты Ламе упругого полупространства (в рассматриваемом случае – земной коры), P – атмосферное давление. Зная изменение атмосферного давления, полученное при проведении эксперимента на высокочувствительном микробарографе в месте расположения инварового деформографа, по вышеуказанной формуле был оценен вклад атмосферного давления в экспериментальные данные, полученные на инваровом деформографе. В дальнейшем этот вклад был вычтен из экспериментальных данных, что позволило в данных инварового деформографа при спектральной обработке уверенно выделить ранее замаскированные отдельные сфероидальные тона собственных колебаний Земли.

Данная процедура учета вариаций атмосферного давления в деформационных процессах земной коры/литосферы не совсем корректна, так как не учитывает неоднородное строение верхнего слоя земной коры в местах расположения измерительных установок, что затрудняет работы по точному определению коэффициентов Ламе. Мы пошли по другому пути, связанному с определением вклада вариаций атмосферного давления в вариации деформаций верхнего слоя земной коры зоны расположения лазерных деформографов.

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

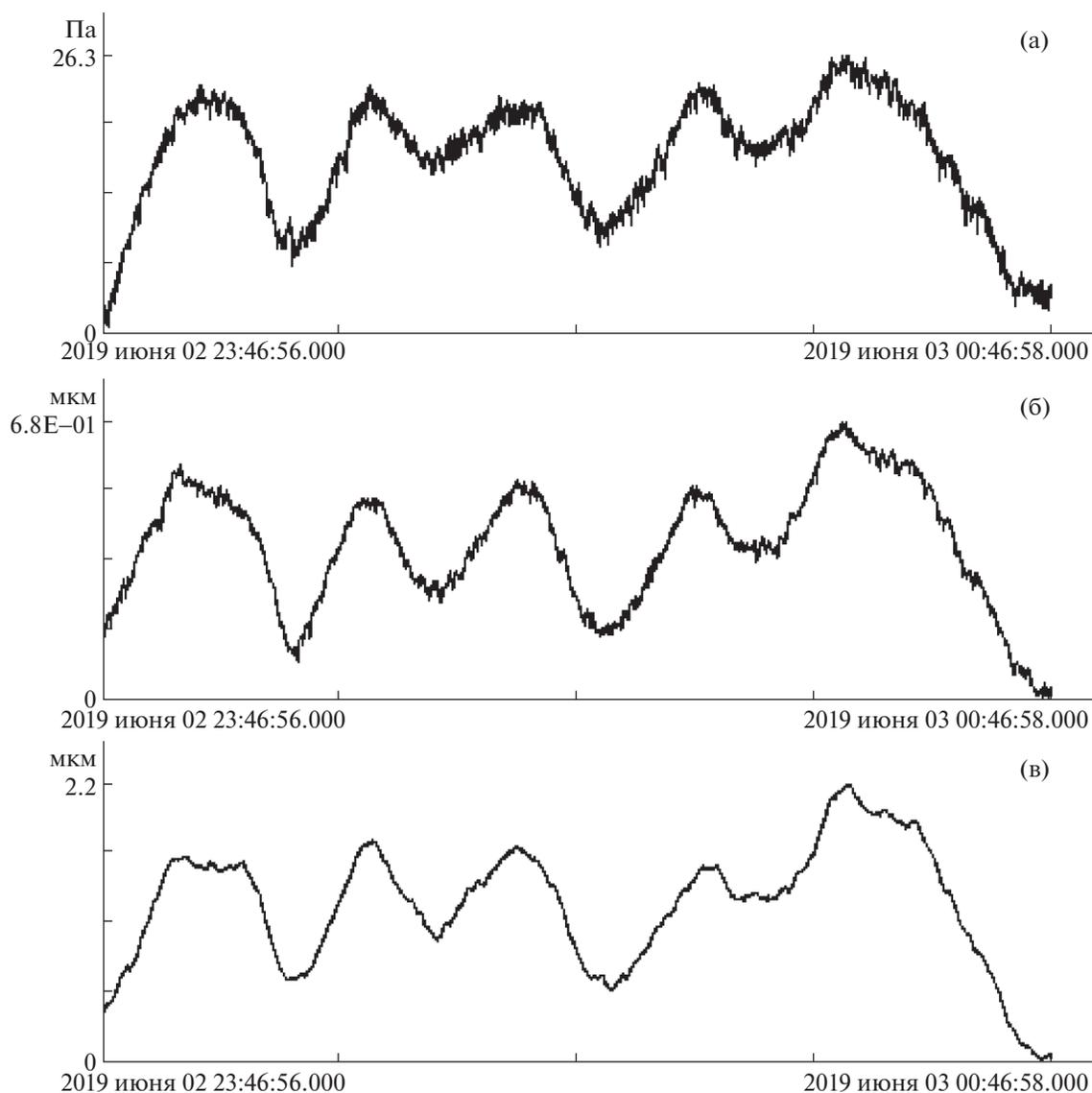


Рис. 1. Синхронные записи лазерного нанобарографа, 17.5-метрового лазерного деформографа, 52.5-метрового лазерного деформографа (сверху–вниз).

При анализе синхронных экспериментальных данных, полученных на лазерном нанобарографе и лазерных деформографах, были отобраны синхронные участки записей с практически полным совпадением. На рис. 1 приведен пример одного такого участка.

По синхронным записям можно точно определить вклад вариаций атмосферного давления в деформацию с последующим определением передаточного коэффициента. С целью ликвидации некоторых неточностей в определении передаточного коэффициента в конкретные месяцы года было выбрано большое число синхронных участков записей. По каждому случаю был определен передаточный коэффициент по формуле:

$$K = \frac{U_s}{U_n}, \quad (2)$$

где U_s , U_n – синхронные значения данных лазерного деформографа и лазерного нанобарографа, соответственно, в вольтах. В дальнейшем вычислен усредненный коэффициент для интересующего нас интервала времени. В качестве характерного примера приведем значения данного передаточного коэффициента, определенного по синхронным данным лазерного нанобарографа [7], лазерных деформографов с длинами плеч 52.5 и 17.5 м, установленных на м. Шульца Приморского края [8, 9], в период 1–2 и 20–25 июня 2019 г. Во всех трех установках применяются частотно стабилизированные гелий-неоновые лазеры с

долговременной стабильностью в девятом знаке. Основные технические характеристики лазерного нанобарографа: рабочий диапазон частот от 0 (условно) до 1000 Гц, точность измерения вариаций атмосферного давления 1 мПа. Основные технические характеристики лазерных деформографов с длинами измерительных плеч 52.5 и 17.5 м: рабочий диапазон частот от 0 (условно) до 100 Гц, точность измерения смещений на базе приборов 0.03 нм. Посуточные усредненные передаточные коэффициенты для лазерного деформографа с длиной плеча 17.5 м равны: 0.37, 0.40, 0.42, 0.46, 0.43, 0.40, 0.39, 0.38. То есть усредненный коэффициент для июня 2019 г. можно взять равным 0.41 для лазерного деформографа с длиной плеча 17.5 м. Для лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м установили следующие передаточные коэффициенты: 1.08, 1.14, 1.19, 1.14, 1.24, 1.12, 1.07, 1.05. Т.е. усредненный коэффициент для июня 2019 г. можно взять равным 1.13 для лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м. Как видно из вышеприведенных данных, величины коэффициентов не постоянны. Для 17.5-метрового лазерного деформографа отклонения составляют до 24%, а для лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52.5 м – до 18%. Эти отклонения, по-видимому, связаны с изменениями скорости сдвиговых волн, которые отрицательно коррелируют с количеством осадков и показателем влажности почвы. Как утверждается в работе [10], изменения данных скоростей в верхних 2 м почвы могут достигать 40%. Данные скорости зависят от величин коэффициентов Ламе и плотности среды распространения. Как видно из формулы (1), для точного определения вклада вариаций атмосферного давления в деформацию верхнего слоя земной коры необходимо знать точные значения коэффициентов Ламе в конкретное время для конкретного места, т.е. необходимо знать вариации коэффициентов Ламе. Эти вариации могут быть существенными, что связано не только с влажностью и обилием осадков, но и для нашего региона с временами года. В качестве доказательства данного утверждения определим передаточные коэффициенты для конца декабря 2019 г. Для 17.5-метрового лазерного деформографа они равны: 0.66, 0.70, 0.73, 0.71, 0.69. То есть усредненный передаточный коэффициент для декабря 2019 г. для лазерного деформографа с длиной плеча 17.5 м равен 0.70. Для 52.5-метрового лазерного деформографа передаточные коэффициенты равны: 0.86, 0.82, 1.00, 0.98, 1.05. То есть усредненный передаточный коэффициент для декабря 2019 г. для лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м равен 0.94. При сравнении усредненных передаточных коэффициентов за июнь и декабрь 2019 г. видно, что для лазерного деформографа с длиной плеча 17.5 м он увеличился почти в 1.71 раза, а для лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м он

уменьшился в 1.20 раза. Устои данных лазерных деформографов расположены на различных породах и на различной глубине. Один из устоев лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м расположен на скале, а другой устой – на разрушенной скале с глубиной около 5 м от поверхности земли. Оба устоя лазерного деформографа с длиной плеча 17.5 м расположены на суглинке при глубине около 2–2.5 м от поверхности земли. В соответствии с формулой (1) можно утверждать, что в зимний период (декабрь 2019 г.) произошло сильное уменьшение коэффициентов Ламе пород, на которых расположены устои 17.5-метрового лазерного деформографа, что привело к тому, что одни и те же вариации атмосферного давления вносят более значительный вклад в деформацию верхнего слоя земной коры зоны расположения лазерного деформографа. Нельзя сбрасывать со счетов и то, что вследствие отрицательных температур воздуха (до -20°C) изменяется и плотность пород. Для лазерного деформографа с длиной плеча 52.5 м наблюдается другое, хотя и небольшое, изменение передаточного коэффициента, что связано с расположением устоев лазерного деформографа. Устой, расположенный на скале, находится в отдельном подземном помещении, в котором в зимний период значительно уменьшается влажность, что приводит к увеличению скоростей волн, т.е. к увеличению отношения коэффициентов Ламе к плотности пород. Это увеличение коэффициентов Ламе, согласно формуле (1), приводит к тому, что одно и то же изменение атмосферного давления в декабре приводит к меньшим деформациям в земной коре зоны расположения лазерного деформографа. Основание другого устоя 52.5-метрового лазерного деформографа расположено на такой глубине, что отрицательные температуры на него не влияют.

В заключение продемонстрируем эффект учета передаточного коэффициента при обработке синхронных экспериментальных данных, полученных на лазерном нанобарографе и лазерном деформографе. 25 марта 2020 г. в 02 ч 49 мин гринвичского времени (05 ч 49 мин московского времени) восточнее Курильских островов произошло землетрясение (в эпицентре очень сильное по шкале ШСИ-17) с $M = 7.5$. Данное землетрясение было зарегистрировано 52.5-метровым лазерным деформографом, расположенным на м. Шульца. По записям лазерного нанобарографа и лазерного деформографа определен усредненный передаточный коэффициент для этих суток, который равен 1.22, который в дальнейшем использовался для оценки вклада вариаций атмосферного давления в деформацию верхнего слоя земной коры зоны расположения лазерного деформографа. На рис. 2 (верхний график) приведен участок исходной записи лазерного деформо-

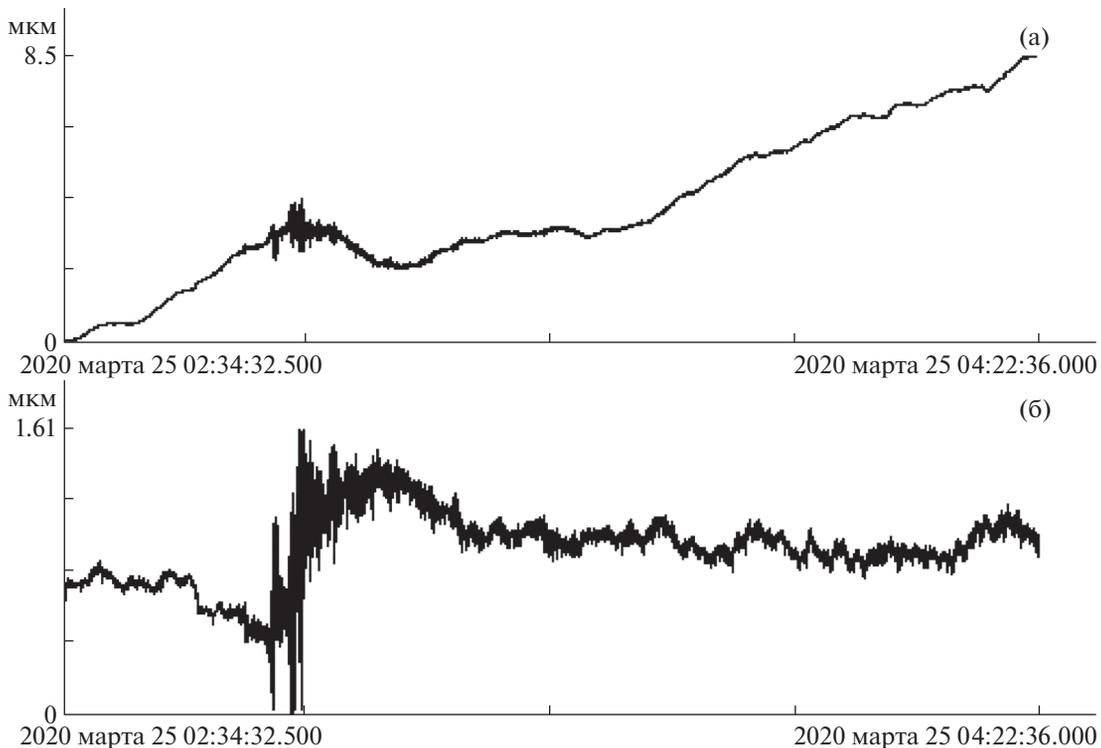


Рис. 2. Исходная запись лазерного деформографа (верхний график) и запись лазерного деформографа после вычета вклада в деформацию верхнего слоя земной коры вариаций атмосферного давления (нижний график).

графа, а на рис. 2 (нижний график) приведен участок записи лазерного деформографа после вычета вклада вариаций атмосферного давления.

Как видно из нижнего графика, приведенного на рис. 2, после начала землетрясения возникла деформационная аномалия (деформационная ступенька), которая характеризует смещение морского дна в эпицентре землетрясения. Эта деформационная аномалия, согласно работам [11, 12], свидетельствует о возникновении цунами, которое генерируется зарегистрированной подвижкой морского дна. Волна цунами пришла в Северо-Курильск в 15 ч 15 мин (4 ч 15 мин по Гринвичу), высота которой составила около 50 см. По данным лазерного деформографа можно было утверждать, что будет цунами уже в 03 ч 01 мин (по Гринвичу), т.е. за 1 ч 14 мин до прихода ее в Северо-Курильск.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств РФФИ (проект № 18-05-80011, опасные явления) и Министерства науки и высшего образования (тема госзадания “Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей в Мировом океане”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Василевская Л.Н., Лисина И.А. Атмосферно-литосферное взаимодействие в минутном диапазоне периодов // ДАН. 2020. Т. 490. № 1. С. 22–26.
2. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации, ассоциированные с сильными землетрясениями под действием слабых градиентов атмосферного давления // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
3. Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Триггерные механизмы землетрясений / В сб.: “Триггерные эффекты в геосистемах” (под ред. В.В. Адушкина и Г.Г. Кочаряна). М. “ГЕОС”. 2010. С. 42–52.
4. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Морские внутренние волны и атмосферные депрессии // ДА. 2015. Т. 462. № 5. С. 601–604.
5. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С. 3–21.
6. Zurn W., Ferreira A.M.G., Widmer-Schmidrig R., Lentas K., Rivera L., Clevede E. High-quality Lowest-frequency Normal Mode Strain Observations at the Black Forest Observatory (SW-Germany) and Comparison with Horizontal Broad-band Seismometer Data and Synthetics // Geophys. J. Int. 2015. V. 203. P. 1787–1803.

7. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Новикова О.В., Овчаренко В.В., Окунцева О.П., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный нанобарограф и его применение при его изучении баро-деформационного взаимодействия // Физика Земли. 2004. № 8. С. 82–90.
8. Валентин Д.И., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентаций в геофизических исследованиях переходных зон // Физика Земли. 2002. № 8. С. 69–73.
9. Долгих Г.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф // Физика Земли. 1998. № 11. С. 76–81.
10. Roumelioti Z., Hollender F., Guéguen P. Rainfall-induced Variation of Seismic Waves Velocity in Soil and Implications for Soil Response: What the ARGONET (Cephalonia, Greece) Vertical Array Data Reveal // Bull. Seismol. Soc. Am. 2020. V. 110. № 2. P. 441–451.
11. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалёв С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // ДАН. 2007. Т. 412. №1. С. 104–106.
12. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалёв С.Н., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Деформационный метод определения цунамигенности землетрясений // ДАН. 2007. Т. 417. № 1. С. 109–112.

ACCOUNTING FOR THE EFFECT OF ATMOSPHERIC PRESSURE ON THE DEFORMATION OF THE EARTH'S CRUST

Academician of the RAS G. I. Dolgikh^{a, #} and S. G. Dolgikh^a

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

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

A method for estimating the contribution of atmospheric pressure variations to the deformation of the upper layer of the Earth's crust using synchronous data from laser nanobarographs and laser deformographs is described. Some examples demonstrate the winning points of using this technique in the analysis of the obtained experimental data.

Keywords: atmospheric pressure, deformation of the earth's crust

УДК 528.2:550.341:550.24

ОШИБКИ ПОЗИЦИОНИРОВАНИЯ GPS В ПЕРИОДЫ МАГНИТНЫХ БУРЬ

© 2021 г. А. А. Спивак¹, *, С. А. Рябова¹, Ю. С. Рыбнов¹, В. А. Харламов¹

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 15.04.2021 г.

Поступило 13.05.2021 г.

После доработки 02.07.2021 г.

Принято к публикации 05.07.2021 г.

Приведены результаты анализа данных инструментальных наблюдений за вариациями ошибки определения координат навигационной спутниковой системой GPS, выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН в периоды магнитных бурь. На примере 50 событий, произошедших в период 2016–2019 гг., показано, что магнитные бури (индекс геомагнитной активности $K_p \geq 5$) вызывают заметное увеличение ошибки позиционирования GPS. Полученные данные могут быть использованы при рассмотрении ошибки позиционирования в качестве индикатора возмущенного состояния ионосферы и атмосферы при магнитных бурях, а также параметра, характеризующего степень возмущения среды и условия распространения GPS-сигналов.

Ключевые слова: GPS, магнитная буря, координатные данные, ошибка позиционирования

DOI: 10.31857/S2686739721100169

Широкое использование глобальной навигационной спутниковой системы GPS при решении практических задач и в ходе выполнения фундаментальных научных исследований вызывает необходимость оценки ошибки позиционирования. Это особенно важно при определении координат в геодезии, картографии, воздушной и наземной навигации, определении смещений земной коры, выделении собственных колебаний Земли, а также позиционировании измерительной аппаратуры [1–3]. В последнее время данные глобальной спутниковой системы позиционирования успешно используются при мониторинге состояния ионосферы и атмосферы, а также при тестировании каналов распространения радиосигналов [4, 5]. Надежность и точность координатных данных, получаемых на основе GPS, определяются не только шумами в системе глобального позиционирования (неточность эфемеридных данных, собственные шумы приемника, помехи выборочной доступности и т.д.), но также влиянием геофизической среды вдоль трассы распространения спутникового сигнала на его характеристики (ионосферная и тропосферная рефракция, наличие отраженных сигналов и т.д.). Наряду с этим на ошибку позиционирования мо-

гут также влиять явления и процессы природного и техногенного происхождения [1, 6–8].

Современные средства регистрации и методы обработки спутниковых сигналов позволяют существенно уменьшить ошибки позиционирования. В частности, например, с целью уменьшения влияния ионосферы применяется двухчастотный режим приема и обработки полезных сигналов. Вместе с тем ошибка определения координат может рассматриваться в качестве потенциально возможного параметра, характеризующего состояние и степень возмущения среды (ионосферы и атмосферы) вдоль трассы распространения GPS-сигнала.

Среди явлений природного происхождения, которые могут влиять на величину ошибки определения координат, особый интерес представляют сильные геомагнитные вариации в виде магнитных бурь.

В настоящей работе анализируется влияние магнитных бурь на величину ошибки позиционирования навигационной спутниковой системы GPS.

В качестве исходных данных нами использованы данные, полученные в результате регистрации координат GPS приемником Javad Sigma-G3T, расположенным на территории геофизической обсерватории “Михнево” (ГФО МНВ) ИДГ РАН (54.959° с.ш.; 37.766° в.д.). Антенна GPS-приемника располагалась на мачте высотой 8 м, удаленной на расстояние не менее 12 м от ближайшей лесной растительности. В результате измерений

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

*E-mail: aaspivak100@gmail.com

Таблица 1. Перечень магнитных бурь

№ п/п	Дата	UTC	K	K_p	B_0 , нТл	E^* , м	№ п/п	Дата	UTC	K	K_p	B_0 , нТл	E^* , м
1	21.01.2016	15–18	5	6	70	6	26	31.03.2017	15–18	5	5	60	9
2	24.02.2016	15–24	5	5	35	23	27	01.04.2017	15–18	5	4	30	4
3	06.03.2016	18–24	5	6	105	5	28	22.04.2017	15–18	6	6	100	15
4	07.03.2016	18–24	5	5	65	5	29	23.04.2017	12–15	5	5	75	22
5	11.03.2016	12–15	5	5	50	12	30	03.06.2017	15–18	5	5	40	14
6	12.04.2016	09–12	6	5	40	8	31	17.07.2017	15–18	5	6	60	8
7	05.06.2016	12–15	5	5	75	6	32	31.08.2017	12–15	5	5	50	22
8	29.09.2016	15–18	6	5	105	19	33	08.09.2017	12–15	7	8	200	18
9	30.09.2016	18–21	6	5	122	12	34	14.09.2017	15–18	5	5	40	15
10	13.10.2016	15–21	6	6	65	7	35	30.09.2017	12–15	5	5	80	23
11	25.10.2016	12–18	7	6	80	20	36	13.10.2017	12–15	5	6	20	23
12	27.10.2016	15–18	5	5	70	16	37	24.10.2017	12–18	6	5	45	20
13	24.11.2016	12–15	5	5	35	4	38	08.11.2017	12–15	6	6	40	22
14	25.11.2016	15–18	5	5	70	7	39	21.11.2017	15–18	5	5	80	4
15	07.12.2016	18–21	5	5	90	6	40	05.12.2017	12–18	5	5	60	12
16	08.12.2016	15–21	5	5	45	7	41	12.12.2017	18–21	5	5	45	5
17	09.12.2016	18–21	5	5	75	7	42	18.03.2018	18–24	5	6	60	9
18	22.12.2016	18–21	5	5	70	16	43	24.04.2018	18–21	5	6	100	5
19	31.01.2017	12–15	5	5	15	5	44	07.10.2018	15–21	5	5	40	17
20	01.02.2017	15–18	6	5	60	8	45	28.02.2019	12–15	5	5	60	22
21	02.02.2017	15–18	5	5	55	5	46	01.03.2019	15–18	5	5	30	6
22	01.03.2017	12–18	5	6	50	13	47	11.05.2019	9–12	5	5	45	13
23	02.03.2017	12–15	5	5	50	10	48	14.05.2019	6–9	5	6	70	12
24	06.03.2017	12–15	5	5	105	26	49	08.06.2019	18–21	5	5	60	7
25	27.03.2017	21–24	6	6	45	4	50	09.07.2019	18–21	5	5	45	22

определялись координаты приемника, что позволяло устанавливать его как вертикальные, так и горизонтальные перемещения, а также ошибку определения псевдокоординат¹, которая формировалась по собственным оценкам приемника GPS. При анализе данных использовались временные цифровые ряды с дискретностью 1 мин, сформированные встроенным программным обеспечением прибора.

Вариации магнитного поля регистрировались феррозондовым цифровым магнитометром LEMI-018, обеспечивающим регистрацию в диапазоне ± 68000 нТл с разрешением 10 пТл (частота выборки 1 с^{-1}). Метеорологические параметры атмосферы: атмосферное давление, температура, скорость ветра и влажность воздуха в приземной атмосфере регистрировались с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2. Результаты регистрации выложены на сайте

¹ Оценка координат по кодовым псевдодальностям без использования фазовых отсчетов.

ИДГ РАН в графическом и цифровом виде (<http://idg-comp.chph.ras.ru/~mikhnevo/>).

Выполнялось сопоставление амплитуды локальных вариаций магнитного поля в период сильных геомагнитных явлений и ошибка определения псевдокоординат. Анализировались временные ряды цифровых данных, полученных при магнитных бурях, характеризующихся индексом геомагнитной активности $K_p = 5$ и 6, за период 2016–2019 гг. Для анализа были выбраны 50 событий (табл. 1), произошедших в периоды, характеризующиеся отсутствием сильных атмосферных явлений в виде мощных атмосферных фронтов, ураганов и шквалов, а также отсутствием возмущений магнитного и электрического поля источниками техногенного происхождения.

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что работа такой сложной высокоавтоматизированной информационно-измерительной системы, как GPS, подвержена заметному влиянию магнитных бурь. Особенно ярко это влияние про-

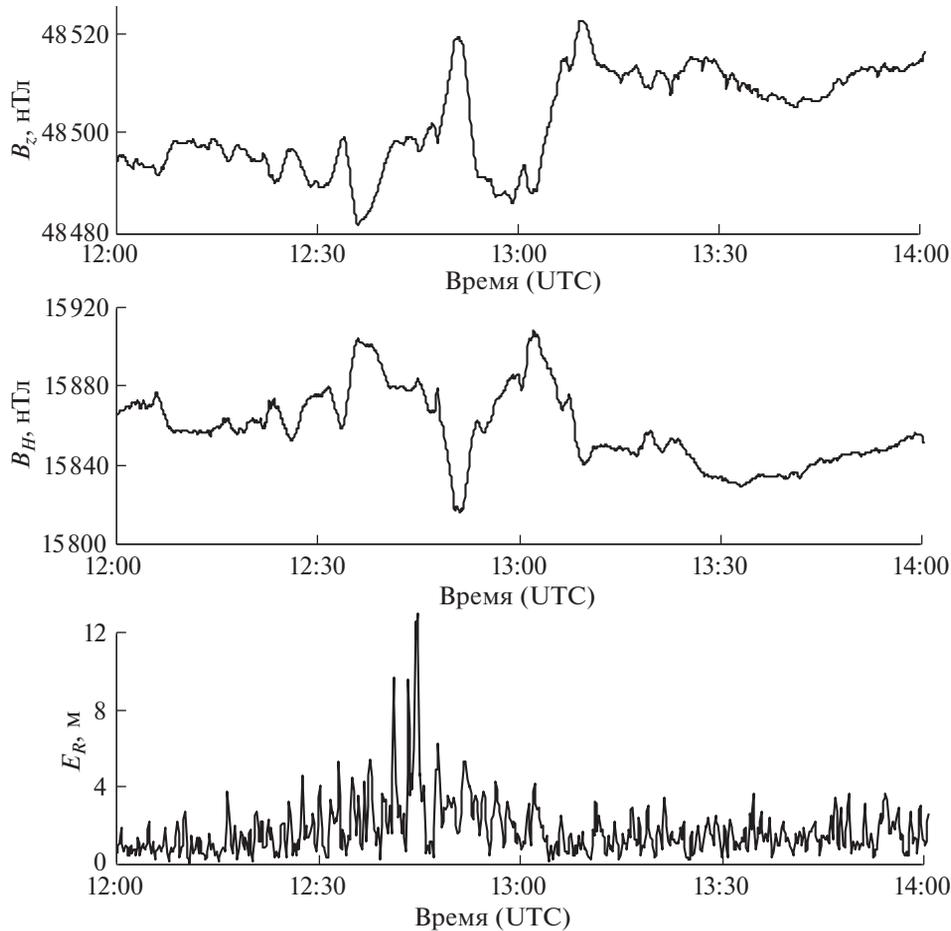


Рис. 1. Вариации горизонтальной B_H и вертикальной B_z компонент индукции магнитного поля и ошибки позиционирования GPS в период магнитной бури 11.03.2016 г. по данным ГФО МНУ.

является при резких изменениях магнитного поля, вызывающих увеличение ошибки позиционирования. В качестве типичного примера рассмотрим магнитную бурю, произошедшую 11.03.2016 г. (индекс магнитной активности $K_p = 5$). Геомагнитное событие по данным ГФО МНУ (станционный индекс магнитной активности $K = 5$) сопровождалось повышенными вариациями горизонтальной B_H и вертикальной B_z компонент индукции магнитного поля (рис. 1). При этом максимальные вариации магнитного поля зарегистрированы в период с ~12:30 до ~14:30 UTC (максимальная амплитуда вариаций B_H и B_z составила соответственно ~40 и ~25 нТл).

На рис. 1 приведена также ошибка определения псевдокоординат GPS-приемника E_R . Из данных рис. 1 следует, что на начальной стадии сильного геомагнитного возмущения наблюдается заметное увеличение ошибки позиционирования, причем ее максимальная величина практически на порядок превышает значение, характерное для периода невозмущенного геомагнитного поля, которое по нашим оценкам составляет величину

порядка 1 м. Следует также отметить, что величина E_R изменяется не монотонно и характеризуется выраженной периодичностью с видимым периодом ~3 мин. Более детальная обработка данных с применением вейвлет-анализа² показывает, что при геомагнитных возмущениях наблюдаются повышенные вариации E_R с периодами в диапазонах примерно 3–8 мин (рис. 2) и 30–60 мин (рис. 3). Такие же периоды вариаций выделяются во время магнитной бури в вариациях магнитного поля (на рис. 2 и 3 приведены для сравнения вейвлет-скалограммы вариаций B_H).

Максимальные значения ошибок позиционирования E^* по данным GPS в периоды рассмотренных сильных геомагнитных возмущений приведены в табл. 1. В целом для всех рассмотренных событий при широком диапазоне изменения B_0 (15–200 нТл) диапазон изменения E^* составляет 4–26 м и при этом одинаков для всего диапазона амплитуд геомагнитных вариаций B_0 .

² В настоящей работе использовался комплексный вейвлет Морле.

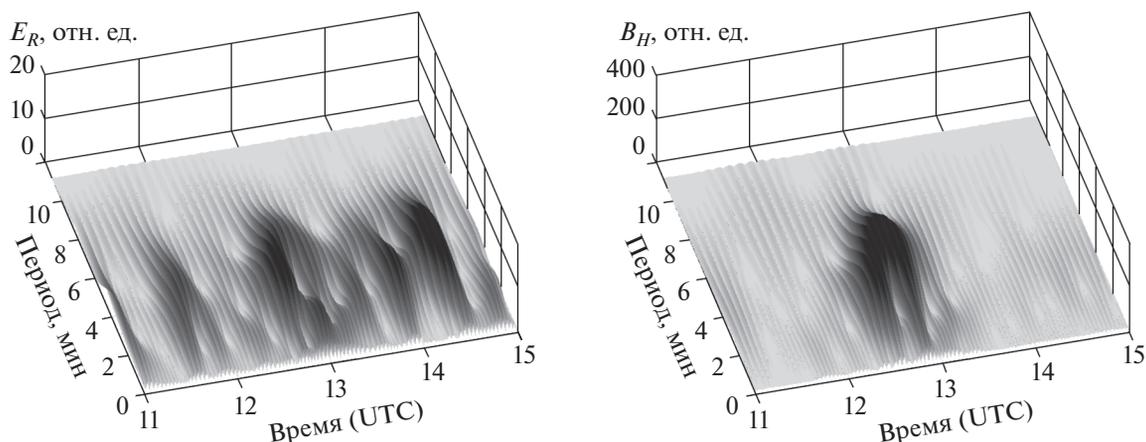


Рис. 2. Вейвлет-скалограммы вариаций ошибки позиционирования E_R и горизонтальной компоненты магнитного поля B_H в минутном диапазоне в период магнитной бури 11.03.2016 г.

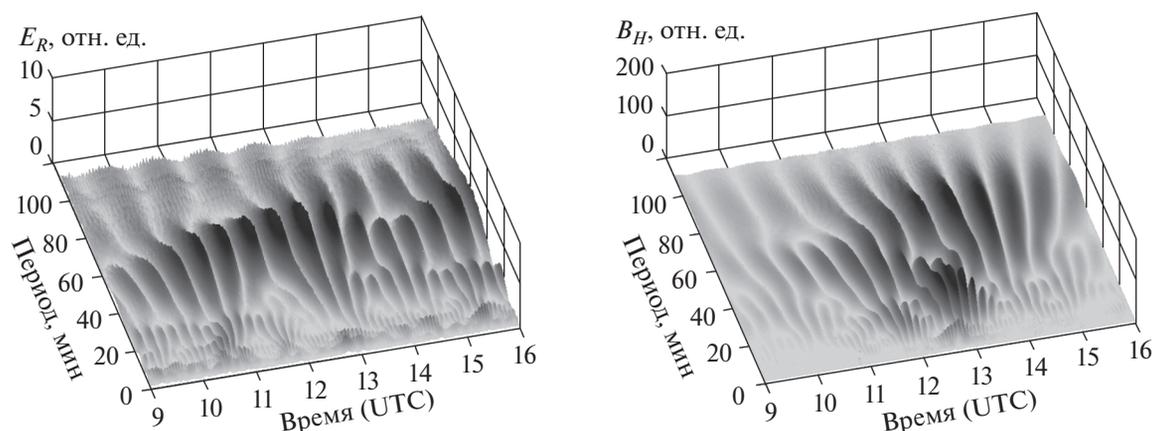


Рис. 3. Вейвлет-скалограммы вариаций ошибки позиционирования E_R и горизонтальной компоненты магнитного поля B_H в часовом диапазоне в период магнитной бури 11.03.2016 г.

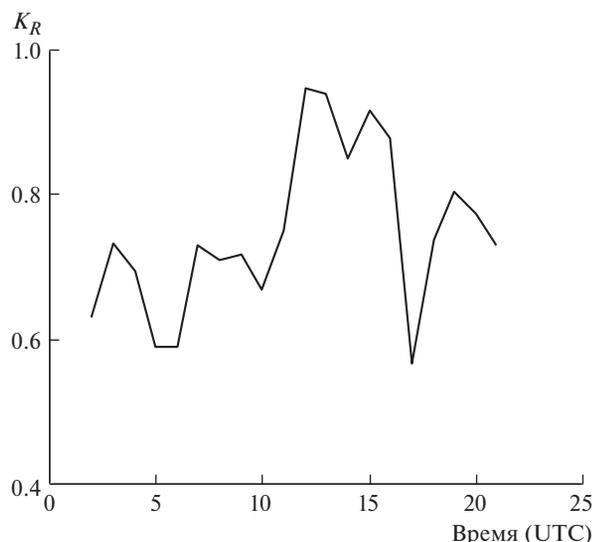


Рис. 4. Коэффициент взаимной корреляции между амплитудами вариаций магнитного поля (горизонтальная составляющая) и ошибкой позиционирования на периоде 5 мин.

Связь между вариацией ошибки позиционирования и вариациями горизонтальной компоненты магнитного поля в период магнитной бури подтверждается высоким значением коэффициента взаимной корреляции K_R между E_R и B_H . Изменение коэффициента взаимной корреляции K_R между указанными величинами в течение суток, вычисленное на часовом интервале для периода 5 мин, приведено на рис. 4.

График на рис. 4 убедительно свидетельствует о том, что в период магнитной бури величина коэффициента взаимной корреляции K_R существенно возрастает и достигает значения 0.95, что свидетельствует о значимой корреляции между E_R и B_H .

Результаты исследований свидетельствуют о том, что наряду с другими возмущающими факторами при интерпретации данных системы GPS необходимо учитывать геомагнитную обстановку, особенно в периоды сильных геомагнитных

возмущений. Это также необходимо при настройке элементов измерительного канала, компенсирующего возмущения, вызванные магнитными бурями. Одновременно с этим полученные в настоящей работе данные позволяют рассматривать вариации ошибки позиционирования в качестве индикатора возмущенного состояния ионосферы и атмосферы при магнитных бурях, а также как параметр, характеризующий степень возмущенности среды и условий распространения в ней высокочастотного электромагнитного сигнала GPS.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев Ю.А. Спутниковая навигация и ее приложения. М.: Эко-Трендз, 2003. 299 с.
2. Захаров В.С., Симонов Д.А. Анализ современных дискретных движений блоков земной коры в геодинамически активных областях по данным GPS // Вестник Московского Университета. Сер. 4. Геология. 2010. № 3. С. 25–33.
3. Larson K.M., Boden P., Gombert J. Using 1-Hz GPS Data to Measure Deformations Caused by the Denali Fault Earthquake // Science. 2003. V. 300. P. 1421–1424.
4. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: СО РАН, 2006. 479 с.
5. Афраймович Э.Л., Караченцев В.А., Неудакин А.А. Тестирование трансionoсферного канала распространения радиоволн по данным глобальной сети многоканальных двухчастотных приемников GPS // Радиотехника и электроника. 2004. Т. 49. № 5. С 1–10.
6. Демьянов В.В., Ясюкевич Ю.В. Механизмы воздействия нерегулярных геофизических факторов на функционирование спутниковых радионавигационных систем // Солнечно-земная физика. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 349 с.
7. Кузьмичева М.Ю., Ряховский И.А., Поклад Ю.В., Гаврилов Б.Г. Влияние геометрических факторов и алгоритмов обработки данных на ошибки позиционирования ГНСС в ГФО “Михнево” // Динамические процессы в геосферах. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2017. С. 136–143.
8. Spivak A.A., Kharlamov V.A. Manifestation of Lunar and Solar Tide in the Spectra of GPS Coordinate Data // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 489. Part 1. P. 1330–1332.

GPS POSITIONING ERRORS DURING PERIODS OF MAGNETIC STORMS

A. A. Spivak^{a, #}, S. A. Riabova^a, Yu. S. Rybnov^a, and V. A. Kharlamov^a

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

[#] *E-mail: aspivak100@gmail.com*

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

The results of the analysis of the data of instrumental observations of variations in the error of determining coordinates by the GPS navigation satellite system during periods of magnetic storms are presented. The initial data are the results of registration performed at the Mikhnevo Geophysical Observatory of IDG RAS. As an example, 50 events that occurred in the period 2016–2019 are considered. It is shown that magnetic storms (the geomagnetic activity index $K_p \geq 5$) cause a noticeable increase in the GPS positioning error. The obtained data can be used when considering the positioning error as an indicator of the disturbed state of the ionosphere and atmosphere during magnetic storms, as well as as a parameter that characterizes the degree of disturbance of the environment and the conditions for the propagation of GPS signals.

Keywords: GPS, magnetic storm, coordinate data, positioning error

УДК 30.348.423:550.343

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОЙ ОЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОСТИ УГЛЕВОДОРОДНОГО КОЛЛЕКТОРА

© 2021 г. И. Я. Чеботарева¹, *, Э. Д. Роде², академик РАН А. Н. Дмитриевский¹

Поступило 16.04.2021 г.

После доработки 04.07.2021 г.

Принято к публикации 07.07.2021 г.

Представлены результаты дистанционной оценки локальной продуктивности коллектора на территории месторождения углеводородов с применением термодинамического индикатора состояния геологической среды. В качестве входных данных использованы записи сейсмического фона с регистрацией на поверхности. Экспериментально выявлена монотонная зависимость, близкая к линейной, между значением термодинамического индикатора и суммарной толщиной продуктивных пластов в скважинах вблизи точек регистрации сейсмического фона.

Ключевые слова: сейсмический фон, месторождения углеводородов, горные породы, нелинейный анализ временных рядов

DOI: 10.31857/S2686739721100066

Целью данной работы была проверка гипотезы о возможности выявления нефте(газо)насыщенности пород и оценки эффективной продуктивной толщины залежи с применением термодинамического индикатора состояния геологической среды. Оценка состояния среды проводится с использованием записей сейсмического фона, зарегистрированного на поверхности. Естественный сейсмический шум Земли (сейсмический фон) наблюдается в широчайшем диапазоне частот. Фоновое поле на поверхности имеет сложный волновой состав. В него вносят вклад многочисленные источники локальные и удаленные, природные и индустриальные, поверхностные и глубинные. Геофизическую среду можно рассматривать как сложный нелинейный фильтр, сигнал на выходе которого содержит информацию не только об источниках входного сигнала, но и о параметрах среды, с которыми связана линейная и нелинейная трансформация составляющих волнового поля при его распространении в горных породах.

В сейсмическом фоне часто присутствует эндогенная компонента, связанная с глубинными геофизическими процессами, с зонами структурной и петрофизической неоднородности, с обла-

стью дробления пород, с тектоническими разломами, с флюидной активностью [1]. Источники эмиссии активизируются при изменении напряженно-деформированного состояния пород под действием природных или антропогенных процессов. Эмиссионная компонента может быть очень слабой, неразличимой на единичных записях и полностью погребенной в поверхностном сейсмическом шуме. Однако ее можно выявить и даже восстановить детальное трехмерное изображение излучающей области, например, методом эмиссионной сейсмической томографии [1]. Для эмиссионной томографии требуется дорогостоящая площадная многоканальная система наблюдений. Ранее мы предложили другой способ с простой и легко реализуемой системой одноканальной регистрации [2–4], который, тем не менее, обладает высокой чувствительностью к наличию и особенностям эндогенной эмиссионной составляющей сейсмического фона. При этом подходе рассчитываются значения термодинамического индикатора состояния геологической среды, которые дают количественную оценку изменения состояния среды во времени или в пространстве. Разработанные ранее методики [2–4] позволили локализовать подземный объект (камеру грязевого вулкана) и четко отследить закономерные изменения состояния среды при внешнем воздействии (подготовка сильного землетрясения, гидро-разрыв пласта, трехмерное нагружение керна).

Эффект появления аномалий в спектре сейсмического фона в диапазоне частот 1–10 Гц (локальных максимумов) хорошо известен и исполь-

¹ Институт проблем нефти и газа

Российской академии наук, Москва, Россия

² Marmot Passive Monitoring Technologies SA, Morges, Switzerland (VD)

*E-mail: irinache@inbox.ru

зается в ряде методов поиска и разведки залежей углеводородов. Однако относительно природы наблюдаемого эффекта существуют различные точки зрения [5–9]. Все существующие модели являются в основном качественными. Рассматриваются механизмы генерации излучения углеводородным коллектором, механизмы нелинейной трансформации некоторых компонент сейсмического фона внутри залежи, механизмы фильтрации сейсмического фона средой, вмещающей залежь как отражающую границу. Более того, существуют исследования [10], подвергающие сомнению само наличие каких-то особых спектральных аномалий в низкочастотном диапазоне, связанных с углеводородной залежью. Мы полагаем, что невозможность обнаружить в некоторых случаях низкочастотные спектральные аномалии над залежью может объясняться не отсутствием явления, а сильным затуханием слабого сигнала от залежи. При этом глубинный сигнал маскируется интенсивной поверхностной помехой. Поэтому более универсальным подходом являются не алгоритмы с поиском пиков и оценкой их параметров, а анализ изменчивости формы всего спектра сейсмического фона.

Наш подход базируется на том, что углеводородный коллектор и матрица породы являются областью проявления существенной нелинейности. Этому способствуют структурная неоднородность коллектора и его флюидная насыщенность. Известно, что по контурам многопластовых залежей происходят перетоки нефти и газа, к которым приурочены геохимические, температурные, барические и электрические аномалии [7, 11, 12]. Можно полагать, что адекватной моделью нефтяной залежи является нелинейная открытая динамическая система, которая формируется на потоках энергии и вещества. В зависимости от состояния вмещающих пород и мощности потоков [13, 14] здесь может происходить сквозной транзит или обмен энергии и веществом между потоками и вмещающей средой, сопровождающийся физико-химическими превращениями вещества потоков и вмещающей среды. Внешние потоки различной физической природы играют роль управляющего параметра. Информация о происходящих в окрестности и внутри залежи процессах содержится, в частности, в сейсмической эмиссии. Она является экстремально слабой аддитивной составляющей сейсмического фона на поверхности. Наши предыдущие исследования показывают, что термодинамический индикатор позволяет успешно работать с такими слабыми сигналами. В частности, ранее нам удалось четко локализовать грязевую вулканическую камеру, расположенную на глубине 0.8–1.5 км [3]. Известная связь грязевого вулканизма с миграцией углеводородных флюидов является серьезным основанием для попытки дистанционного выявления

углеводородного насыщения коллектора на территории месторождения.

Алгоритм расчета значений термодинамического индикатора базируется на теореме Климонтовича и S -энтропии [15]. Земля относится к классу динамических систем, реализующих режимы колебаний. Режимом сейсмических осцилляций со сложной структурой, которые существуют постоянно и повсеместно, является сейсмический фон. Он переносит богатую информацию о параметрах геофизической среды. Характеристики этих колебаний могут использоваться для диагностики динамической системы, которая генерирует эти сигналы. Одной из таких характеристик является степень хаотичности (упорядоченности) колебаний. В теореме Климонтовича доказывается, что именно S -энтропия является корректной количественной мерой сложности режимов колебаний в открытых нелинейных динамических системах. По структуре она похожа на энтропию Больцмана–Шеннона, но с дополнительной нормировкой, позволяющей выровнять средние энергии системы в двух сравниваемых состояниях. При анализе сейсмического фона распределение вероятностей состояний оценивается по экспериментальным данным. Это можно сделать различными способами. В данной работе использованы спектральные представления временных реализаций (спектры Фурье), которые характеризуют распределение энергии колебаний по частоте $X(f, a)$, где f – спектральная частота, a – управляющий параметр. Подробный алгоритм расчета термодинамического индикатора изложен в работах [2, 4]. В результате решения интегрального уравнения по распределению наиболее хаотичной выборки $X_0(f)$ пересчитываются распределения $X_0^*(f)$, перенормированные к средней эффективной энергии текущего состояния $X_1(f)$. Количественной мерой относительной степени упорядоченности при сравнении состояния 0 и состояния 1 является разность энтропий. Таким образом, термодинамический индикатор состояния среды определяется формулой

$$\begin{aligned}
 TI &= \Delta S^* = S_1 - S_0^* = \\
 &= -\int X_1 \ln X_1 df + \int X_0^* \ln X_0^* df.
 \end{aligned}$$

Согласно экспериментальным результатам [2–4], фоновое состояние горных пород характеризуется определенной стабильной полосой значений величины TI – локальной нормой упорядоченности фоновых сейсмических колебаний. При природных и техногенных воздействиях происходит отклонение от нормы упорядоченности в сторону увеличения или уменьшения [2, 4]. Также значение TI изменяется по площади при наличии глубинных локализованных объектов [3, 4]. Увеличение значений TI свидетельствует об

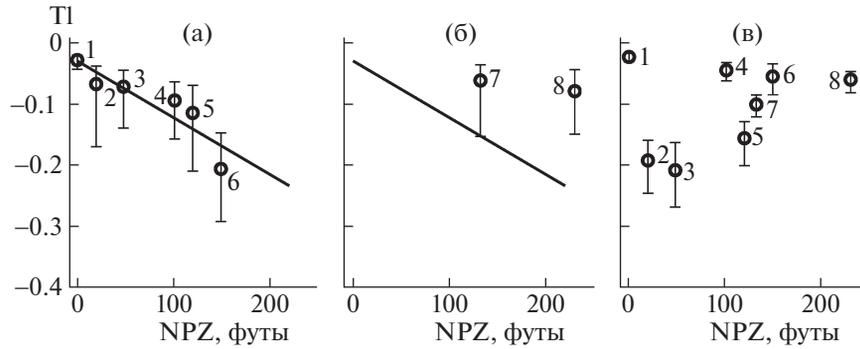


Рис. 1. Зависимости термодинамического индикатора TI от параметра продуктивности NPZ , рассчитанные в диапазоне частот 0–6 Гц (а, б) и 0–12 Гц (в), на рисунках показана линия регрессии, рассчитанная по точкам с одновременной регистрацией (1–6).

увеличении хаотизации режима функционирования системы, а уменьшение значений TI свидетельствует о росте упорядоченности и возможном развитии процесса самоорганизации [15].

В данной работе анализировались полевые данные и геофизическая информация, предоставленные Marmot Passive Monitoring Technologies SA. Записи сейсмического фона получены с использованием высокочувствительных широкополосных сейсмометров Marmot Signal Converter на месторождении углеводородов в Объединенных Арабских Эмиратах. Частота опроса 100 sps, чувствительность сейсмометров 30000 В с/м. Анализировался набор из 8 40-минутных записей сейсмического фона. Семь точек регистрации располагались непосредственно на продуктивной залежи, а одна точка регистрации вблизи сухой скважины. В качестве оценки локальной продуктивности использовался параметр NPZ . Он оценивался следующим образом. По данным стандартного каротажа вблизи расположенных скважин выделялись продуктивные интервалы. Затем рассчитывался параметр NPZ как суммарная толщина продуктивных интервалов. Значение термодинамического индикатора в каждой точке определялось как медиана мгновенных значений, рассчитанных по соответствующей записи сейсмического фона в скользящем окне. Статистический разброс определялся как средние абсолютные отклонения в большую и меньшую сторону. Оценка параметров линейной регрессии получена методом наименьших квадратов.

На рис. 1 показаны зависимости термодинамического индикатора TI от суммарной толщины продуктивной зоны NPZ . Регистрация сейсмического фона в точках 2–6 проводилась почти одновременно, с разницей по времени не более 12 дней. Запись в точке 7 сделана 5 мес спустя, а в точке 8 измерения проведены 19 мес спустя. Тогда же сделана запись в точке 1. Так как точка 1 соответствует положению “сухой” скважины, то на состо-

яние среды в этой точке процесс разработки месторождения не повлиял. Анализ данных показал, что запись фона в точке 1 является наиболее хаотичной выборкой. С увеличением толщины продуктивной зоны NPZ растет степень упорядоченности фоновых колебаний. Оказалось, что для точек 1–6 в диапазоне частот 0–6 Гц зависимость между TI и NPZ близка к линейной (рис. 1а). Значения TI для точек 7 и 8 существенно отклоняются от регрессионной зависимости, рассчитанной по точкам 1–6 (рис. 1б). Это может быть связано с тем, что измерения в этих точках проводились с большой задержкой по времени, и состояние среды на интенсивно разрабатываемом месторождении могло сильно измениться. Точки 7 и 8 смещены в сторону значений термодинамического индикатора, которые соответствуют меньшим значениям параметра продуктивности, чем предсказывает исходная регрессионная зависимость. Причем большей временной задержке соответствует большее смещение. С учетом многомесячного различия во времени полевых наблюдений этот результат отражает реальное уменьшение углеводородного потенциала среды вследствие разработки месторождения.

Графики TI (NPZ) рассчитывались в различных частотных диапазонах. Оказалось, что при расширении диапазона линейная ассоциация TI и NPZ разрушается. В качестве примера на рис. 1 в показана зависимость, рассчитанная для диапазона частот 0–12 Гц. Из проведенных результатов следует, что на месторождении углеводородов продуктивные зоны коллектора являются источниками эмиссионного излучения в диапазоне менее 6–8 Гц. Это не исключает того, что при дополнительном внешнем воздействии может возникнуть эмиссия и на более высоких частотах. Например, имеются сообщения о наличии эмиссии из продуктивных зон на частоте первых десятков герц в хвостовой части сейсморазведочных записей [16]. Но в фоновом состоянии в месте прове-

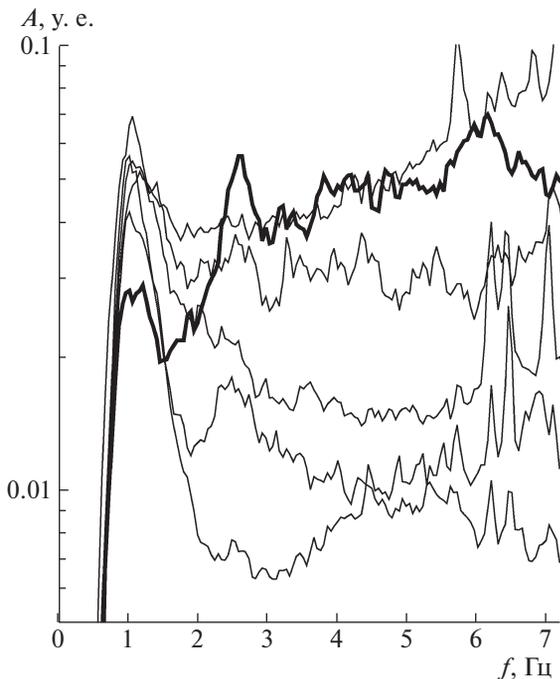


Рис. 2. Примеры медианных спектров сейсмического фона в диапазоне частот 0–7 Гц, тонкие кривые соответствуют измерениям на территории продуктивной залежи, толстая кривая — измерениям у сухой скважины.

дения данных полевых работ преобладала эмиссия на частотах менее 6–8 Гц.

Нижний диапазон частот полезного глубинного излучения по имеющемуся набору данных оценить нельзя. Хорошо известно, что в сейсмическом фоне в диапазоне 0.4–0.06 Гц доминируют микросейсмы, связанные с штормовой активностью [17]. В зависимости от погодных условий амплитуда этой составляющей фона может быстро возрастать более чем на порядок. Регистрация сейсмических записей проводилась в разные дни. Чтобы убрать влияние неконтролируемого фактора на результат, перед расчетом термодинамического индикатора низкочастотная составляющая фона ниже 1 Гц подавлялась с использованием фильтра Баттерворта. На рис. 2 показаны спектры сейсмических записей после фильтрации в диапазоне 0–7 Гц в разных точках регистрации. Для получения более устойчивых оценок сначала в скользящем окне рассчитывались мгновенные спектры для всей временной выборки. Затем получалась оценка медианного спектра как медиана значений мгновенных спектров на каждой частоте. Локальные максимумы наблюдаются на всех спектрах. Однако сравнение не позволяет выявить характерные различия в форме спектров фона у сухой скважины и на территории продуктивной залежи. При этом термодинамический индикатор позволяет эффективно исполь-

зовать информацию, содержащуюся в этих спектрах и четко отличить положение сухой скважины и продуктивных пластов (рис. 1).

Характер зависимости, приведенной на рис. 1а, показывает, что увеличению углеводородного потенциала соответствует рост степени упорядоченности фоновых колебаний. Этот результат хорошо согласуется с другим нашим результатом, полученным при локализации камеры грязевого вулкана горы Карabetова на Северном Кавказе [3]. Измерения проводились по профилю, пересекающему вулкан. Термодинамический индикатор рассчитывался для диапазонов 0.04–1 и 0.4–10 Гц. Для обоих диапазонов характер изменения значений термодинамического индикатора вдоль профиля оказался очень похожим. Он четко показывает увеличение степени упорядоченности колебаний сейсмического фона по мере приближения к грязевулканической камере. На основании результата работы [3] можно заключить, что полезная информация об углеводородном потенциале залежи содержится не только в диапазоне 1–6 Гц, но и на частотах менее 1 Гц. Однако при анализе частот менее 1 Гц измерения сейсмического фона в разных точках должны проводиться с небольшой разницей по времени и с контрольной точкой измерения на всем интервале работ, по записям в которой можно отслеживать временные вариации амплитуд низкочастотного излучения. Использование частот менее 1 Гц позволит анализировать состояние пород на больших глубинах.

Полученные результаты показывают, что термодинамический индикатор позволяет эффективно анализировать информацию о локальной продуктивности коллектора, содержащуюся в естественном сейсмическом фоне. Зависимость значений термодинамического индикатора от параметра продуктивности NPZ близка к линейной. Для корректной оценки параметров регрессии моменты регистрации сейсмического фона в разных точках должны не сильно отличаться по времени. После калибровки на скважинах с известными параметрами продуктивности термодинамический индикатор можно использовать для построения карт эффективных нефтенасыщенных толщин пласта, оценки границ распространения коллектора, выявления наиболее продуктивных зон, оценки запасов месторождения и определения точек заложения буровых скважин. Расчет значений термодинамического индикатора по площади месторождения через определенные интервалы времени позволит отследить изменение распределения потенциала продуктивности в процессе разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chebotareva I. Ya.* Emission Seismic Tomography – the Tool to Study Fracturing and Fluidodynamics of the Earth Crust // *Georesources*. 2018. № 20 (3). Part 2. P. 238–245.
2. *Chebotareva I. Ya., Volodin I. A.* Criterion of the Order Degree for Self-Oscillating Regimes in the Analysis of Geophysical Medium Dynamics // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 432. Part 1. P. 618–621.
3. *Chebotareva I. Ya., Volodin I. A.* A Method for Localizing Seismic Sources Whose Signals are Separated by an Order of Difference from the Background Noise // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 437. Part 1. P. 428–431.
4. *Чеботарева И.Я., Дмитриевский А.Н.* Диссипативная сейсмика // *Физическая мезомеханика*. 2020. Т. 23. № 1. С. 14–2.
5. *Сунцов А.Е., Графов Б.М.* Капельно-пузырьковая модель излучающей залежи // *Технологии сейсморазведки*. 2010. № 5. С. 9–17.
6. *Биряльцев Е.В., Вильданов А.А., Еронина Е.М., Рыжов В.А., Рыжов Д.А., Шабалин Н.Я.* Моделирование эффекта анчар в методе низкочастотного сейсмического зондирования // *Технологии сейсморазведки*. 2010. № 5. С. 31–40.
7. *Makhous M., Rode E. D. (Paul), Kaya S.* Application of the Infrasonic Passive Differential Spectroscopy (IPDS) for Hydrocarbon Direct Detection and Reservoir Monitoring in fields of the North-Caspian Basin: Achievements and Challenges / Abstracts. SPE 125385. Reservoir Characterization and Simulation Conf. Abu Dhabi, UAE, 19–21 October 2009.
8. *Holzner R., Eschle P., Zurcher H., Lambert M., Graf R., Dangel S., Meier P.F.* Applying Microtremor Analysis to Identify Hydrocarbon Reservoirs // *First Break*. 2005. V. 23. P. 42–46.
9. *Goloshubin G.M., Korneev V.A., Vingalov V.M.* Seismic Low-frequency Effects from Oil-saturated Reservoir Zones // SEG Technical Program Expanded Abstracts: 1813–1816. 72nd Ann. Int. Meeting, SEG, Salt Lake City, Utah. October 6–11, 2002.
10. *Green A.G., Greenhalgh S.* Comment on ‘Low-frequency Microtremor Anomalies at an Oil and Gas Field in Voitsdorf, Austria’ by Marc-Andr e Lambert, Stefan Schmalholz, Erik H. Saenger and Brian Steiner, *Geophysical Prospecting* 57, 393–411 // *Geophysical Prospecting*. 2010. № 58. P. 335–339.
11. *Pirson S.J.* Significant Advances in Magneto-electric Exploration // *Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas*. Proc. Symp. II-1979. Gottlieb, B.M. (Ed.). Southern Methodist University Press, Dallas, Texas, 1981. P. 169–196.
12. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.
13. *Дмитриевский А.Н., Каракин А.В., Баланюк И.Е.* Концепция флюидного режима в верхней коре (гипотеза корового волновода) // *ДАН*. 2000. Т. 374. № 4. С. 534–536.
14. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
15. *Климонтович Ю.Л.* Статистическая теория открытых систем. М: Янус, 1995. 622 с.
16. *Ведерников Г.В., Жарков А.В., Максимов Л.А.* Опыты по регистрации геодинамических шумов от нефтегазовых залежей // *Геофизика*. Спец. выпуск “30 лет ОАО “Сибнефтегеофизика”. 2001. С. 96–98.
17. *Aki K., Richards P.G.* Quantitative Seismology. Second Edition. 2002. University Science Books, Sausalito, California. 700 p.

THERMODYNAMIC INDICATOR FOR REMOTE ESTIMATION OF THE PRODUCTIVITY OF A HYDROCARBON COLLECTOR

I. Ya. Chebotareva^{a, #}, E. D. Rode^b, and Academician of the RAS A. N. Dmitrievskiy^a

^a*Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Marmot Passive Monitoring Technologies SA, Morges, Switzerland (VD)*

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

The results of remote assessment of the local productivity of a reservoir on the territory of a hydrocarbon field using a thermodynamic indicator of the state of the geological medium are presented. Records of seismic background with registration on the surface were used as input data. Experimentally revealed a monotonic dependence close to linear between the value of the thermodynamic indicator and the total thickness of the productive layers in the wells near the points of seismic background recording.

Keywords: seismic background, hydrocarbon deposits, rocks, nonlinear time series analysis

УДК 551.5

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ АТМОСФЕРНЫЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В РОССИЙСКИХ РЕГИОНАХ: СВЯЗЬ С ТИХООКЕАНСКОЙ ДЕСЯТИЛЕТНЕЙ ОСЦИЛЛЯЦИЕЙ

© 2021 г. Академик РАН И. И. Мохов¹, *

Поступило 15.06.2021 г.

После доработки 25.06.2021 г.

Принято к публикации 28.06.2021 г.

Представлены оценки региональных особенностей формирования экстремальных атмосферных и гидрологических, климатических и экологических режимов в связи с проявлениями Тихоокеанской десятилетней осцилляции (ТДО) на фоне общего потепления последних десятилетий. В том числе формированию рекордного амурского наводнения в 2013 г. и камчатского “красного прилива” в 2020 г. способствовали положительные аномалии температуры в западной части Тихого океана в Северном полушарии, соответствующие отрицательной фазе ТДО. С режимами ТДО связаны крупномасштабные климатические вариации типа “климатического сдвига” во второй половине 1970-х годов, отмечена связь с особенностями атмосферных блокирований. В частности, повторяемость летних атмосферных блокирований, наибольшая над европейской территорией России, особенно велика в отрицательной фазе ТДО. Рекордный по продолжительности период атмосферного блокирования над европейской территорией России летом 2010 г. с рекордной жарой и пожарами был отмечен именно в отрицательной фазе ТДО.

Ключевые слова: Тихоокеанская десятилетняя осцилляция, Эль-Ниньо, региональные аномалии, атмосферные блокирования, амурское наводнение, “красный прилив”

DOI: 10.31857/S2686739721100121

Последние десятилетия характеризуются значимыми региональными и глобальными изменениями климата, наиболее заметные изменения проявляются в повторяемости и интенсивности экстремальных региональных явлений и процессов [1, 2]. Количество опасных метеорологических явлений в России по данным Росгидромета (<http://www.meteorf.ru/>) за последние два десятилетия с конца XX века увеличилось примерно втрое на фоне быстрого потепления для России в целом – со скоростью примерно 0.5°C за десятилетие (в два с половиной раза быстрее глобально). При этом в ряде российских регионов, в частности в арктических и субарктических широтах, скорость потепления достигала и даже превышала 1°C за десятилетие. Существенно, что наибольшее количество гидрометеорологических аномалий отмечается в России в теплые месяцы – чаще летом. По данным метеорологических на-

блюдений количество опасных явлений в России с 1998 по 2019 г. увеличивалось в среднем на 21 событие в год, при этом число экстремальных явлений летом (составляющих 40% общего количества за год) увеличивалось в среднем почти на 10 событий в год.

Отмеченные тенденции связаны с тем, что при потеплении растет влагоемкость атмосферы (согласно уравнению Клапейрона–Клаузиуса), что способствует увеличению вероятности более мощных осадков. В случае ослабления тропосферной циркуляции при потеплении (и уменьшении меридионального градиента температуры) это способствует большей пространственной неоднородности осадков в летние месяцы и увеличению вероятности как избыточных осадков (наводнений), так и дефицита осадков (засух) в сопредельных регионах. В числе рекордных аномалий последних лет на территории России экстремально жаркое лето 2010 г. в европейских регионах, сильнейшее наводнение в бассейне Амура в 2013 г. В 2020 г. у полуострова Камчатка была выявлена массовая гибель морских животных при неестественном цвете океана. Это было связано с сильными положительными аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) в

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской академии наук,
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: mokhov@ifaran.ru

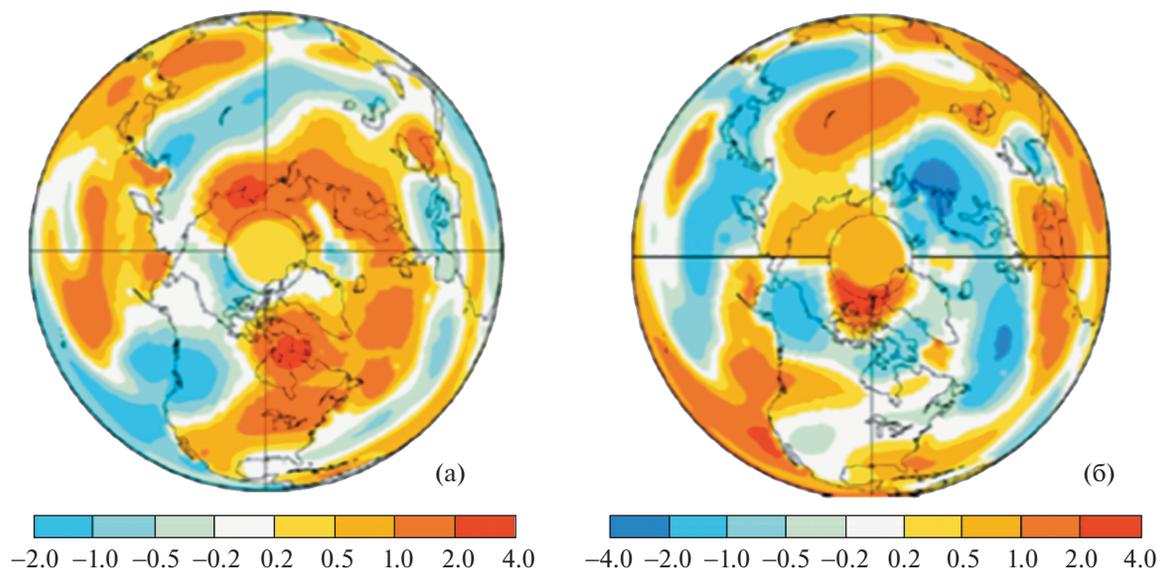


Рис. 1. Разница летних значений температуры поверхности [K] между 2020 и 2015 г. (а) и между 2015 и 2013 г. по данным GISS.

этом регионе в летне-осенние месяцы, что способствовало формированию так называемого “красного прилива” с вредоносным цветением водорослей, ответственных за гибель гидробионтов в прибрежных зонах у полуострова Камчатка [3].

Повышенному риску формирования региональных экстремальных режимов способствует ряд факторов, включая особенности квазициклических процессов в климатической системе, на фоне общего потепления, в том числе Тихоокеанской десятилетней осцилляции (ТДО). ТДО — ключевая мода климатической изменчивости в Северном полушарии, в частности в тихоокеанском бассейне и сопредельных областях. Значимо проявляется ТДО в изменениях Алеутского центра действия в атмосфере [4]. С режимами ТДО наряду с климатическими вариациями колебательного характера связываются и более резкие вариации типа “климатического сдвига” во второй половине 1970-х годов [5–7]. В [8, 9] среди причин формирования рекордного наводнения в бассейне реки Амур в 2013 г. в результате атмосферного блокирования над Тихим океаном в муссонный сезон (август–сентябрь) отмечался режим отрицательной фазы ТДО, характеризующейся положительными аномалиями температуры поверхности в западной части Тихого океана у азиатских побережий, на фоне многолетней значимой тенденции глобального и регионального потепления. Отмечена также роль явлений Эль-Ниньо и процессов, характеризующихся Западно-Тихоокеанским индексом.

Значимость региональных температурных аномалий в различных фазах ТДО иллюстрирует рис. 1, на котором представлена разница значе-

ний температуры у поверхности между годами в отрицательной фазе ТДО (2013 и 2020 г.) и в положительной фазе ТДО (2015 г.). В положительной фазе ТДО, в частности в 2015 г., аномалии температуры у поверхности в западной части Тихого океана отрицательные. На фоне общего потепления значительные положительные аномалии ТПО в западной части Тихого океана, связанные с отрицательной фазой ТДО, как и в 2020 г. (см. рис. 1), увеличивают риск образования “красных приливов” в прибрежных зонах Дальнего Востока. Как отмечено в [10], антропогенные воздействия и изменения климата привели к тому, что проявление “красных приливов”, связанных с вредоносным цветением водорослей, приобрело глобальный характер. Связь с ТДО “красных приливов” проявляется и в других регионах, в частности в прибрежных зонах Северной Америки [11–13].

Результаты, полученные в [8, 9], свидетельствуют о влиянии ТДО на формирование экстремального стока реки Амур в период муссонной активности. На рис. 2 представлены результаты вейвлет-анализа межгодовой изменчивости стока Амура в августе и сентябре, когда сток Амура максимален в годовом ходе, по данным Государственного гидрологического института для периода 1900–2013 гг. Наиболее значимые вариации стока Амура в августе–сентябре отмечены с периодичностью около 2–3 десятилетий. Подобная периодичность характерна для ТДО (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>). Проявляются также вариации с периодичностью в несколько лет, характерной для явлений Эль-Ниньо/Ла-

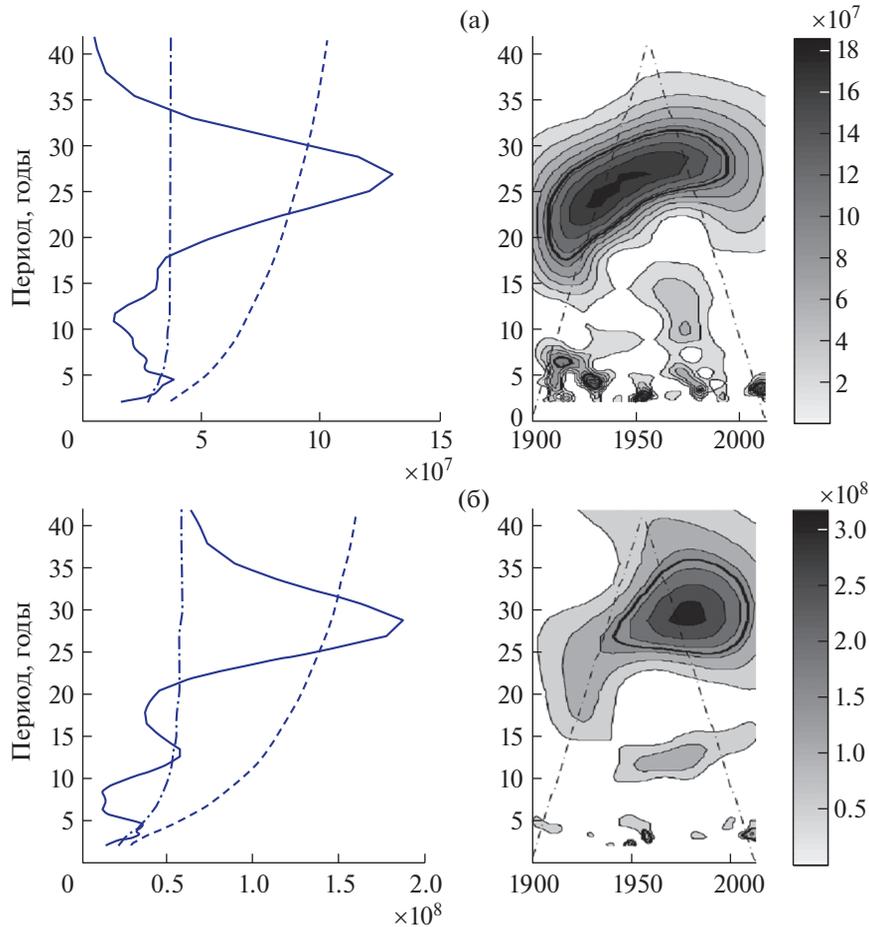


Рис. 2. Интегральные (слева) и локальные (справа) вейвлет-спектры для стока Амура [$\text{м}^3/\text{с}$] в августе (а) и сентябре (б) по данным для периода 1900–2013 гг. Ось ординат – периоды в годах, ось абсцисс – время в годах. На локальных спектрах штрихпунктирные линии отделяют области краевых эффектов, а жирные линии ограничивают области, где мощность сигнала больше, чем ожидается для модели стационарного красного шума на уровне значимости $p = 0.05$. На интегральных спектрах штриховые линии характеризуют 95%-й квантиль значений мощности для модели стационарного красного шума, а штрихпунктирные – ее среднее значение.

Нинья. Отмечаются и вариации с периодом около 10 лет.

В 2013 г. отмечались значительные положительные аномалии (относительно 1971–2000 гг.) температуры поверхности Тихого океана (ТПО) в его северной части. В частности, летом 2013 г. аномалии ТПО в области Японского и Охотского моря были рекордными за период инструментальных наблюдений с 1870 г. [9]. При этом существенный вклад в изменчивость ТПО северной части Тихого океана связан с ТДО. В [9] отмечено, что 8 из 10 лет с максимальным расходом реки Амур в августе с 1900 г. соответствовали отрицательной фазе ТДО. На рис. 3 приведены оценки вероятности превышения стока реки Амур в августе различных уровней по данным наблюдений с 1900 г. для всего периода и отдельно для положительной и отрицательной фаз ТДО. Согласно полученным оценкам при относительно малых значениях сто-

ка Амура (меньше 15 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$) различия вероятности для разных фаз ТДО незначительны. При этом в отрицательной фазе ТДО оценки вероятности значений стока около 20 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$ примерно вдвое, а экстремальных значений стока более 25 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$ втрое и более превышают соответствующие оценки вероятности в положительной фазе ТДО.

Значительная роль в формировании экстремальных климатических явлений, таких как экстремальная жара с пожарами летом 2010 г. на европейской территории России, амурское наводнение 2013 г., наводнение и пожары в сопредельных регионах в Сибири в 2019 г., связана с атмосферными блокировками [14, 15]. Рисунок 4 характеризует долготную зависимость частоты атмосферных блокировок (на основе данных для 1969–2013 гг.), которая над западной частью Тихого океана и восточной частью Азии в Северном

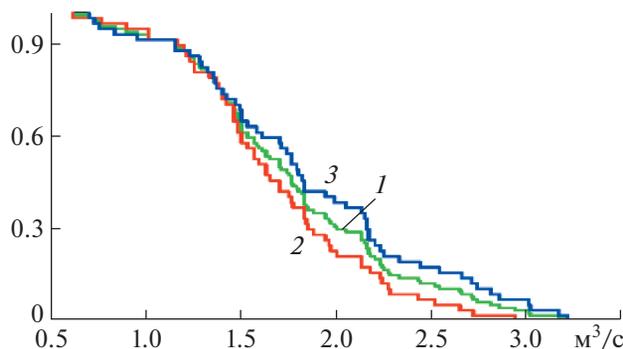


Рис. 3. Вероятность превышения стока реки Амур [$\text{м}^3/\text{с}$] в августе различных уровней по наблюдениям для периода 1900–2013 гг. (1, зеленая кривая) и отдельно для положительной (2, красная кривая) и отрицательной (3), синяя кривая) фазы ТДО.

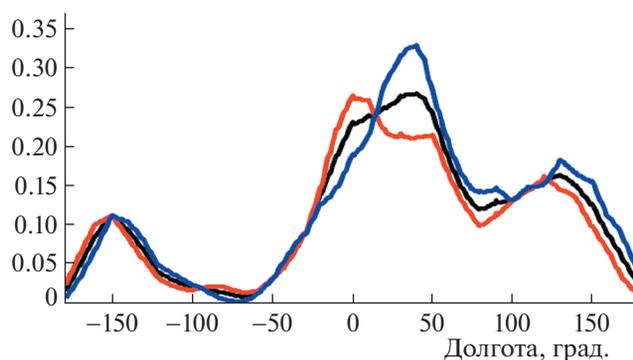


Рис. 4. Частота летних атмосферных блокирований в зависимости от долготы в Северном полушарии для периода 1969–2013 гг. (черная кривая) и отдельно для отрицательной (синяя кривая) и положительной (красная кривая) фаз ТДО.

полушарии летом наиболее высока в отрицательной фазе ТДО [9]. Еще больший эффект проявляется над европейской территорией России, с максимумом частоты летних блокирований в атмосфере. Рекордный по продолжительности период атмосферного блокирования над европейской территорией России летом 2010 г. [9, 16], результатом которого была рекордная жара с пожарами, был отмечен именно в отрицательной фазе ТДО.

Согласно [17], атмосферные блокирования, особенно в июле–августе–сентябре, в Северном полушарии в целом по данным за последние десятилетия более часты и интенсивны в отрицательной фазе ТДО.

Следует отметить, что на фоне значимых междесятилетних квазициклических вариаций климата в регионах тихоокеанского бассейна с проявлением и влиянием ТДО, в частности для стока Амура с периодичностью около 2–3 десятилетий, существенны более короткопериодные вариации со средней периодичностью около 4–5 лет, характерной для явлений Эль-Ниньо (см. рис. 2). С явлениями Эль-Ниньо с положительными аномалиями ТПО в восточной и центральной экваториальных областях

Тихого океана (Е-фаза) связаны сильнейшие межгодовые вариации глобальной приповерхностной температуры. Согласно [18] самый большой сток Амура в августе по данным наблюдений с начала XX века был отмечен в отрицательной фазе ТДО в нейтральной фазе Эль-Ниньо (N). При этом максимальный сток отмечался при фазовом переходе $N \rightarrow N$, когда год начинается и заканчивается в нейтральной фазе Эль-Ниньо, как в 2013 г. (более 32 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$). На втором и третьем месте по экстремальности стока Амура в отрицательной фазе ТДО – годы, начинающиеся в фазе Ла-Нинья (L), как 2021 г., – для переходов $L \rightarrow E$ (более 30 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$) и $L \rightarrow L$ (около 29 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$). При переходе $L \rightarrow N$ максимальный сток Амура в августе заметно меньше (хотя и больше 24 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$). Согласно прогностическим оценкам CPC/IRI (<https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/enso/current/>), полученным к началу лета, вероятность продолжения L -фазы до конца 2021 г. (переход $L \rightarrow L$) около 50%, соответствующая вероятность перехода $L \rightarrow N$ к N -фазе более 40% и менее 10% при переходе $L \rightarrow E$ к E -фазе. Следует отметить, что средние значения стока Амура в августе по данным с начала XX века наибольшие (из

всех фазовых переходов Эль-Ниньо и обеих фаз ТДО) именно для наиболее вероятного перехода $L \rightarrow L$ для 2021 г. при отрицательной фазе ТДО (22 тыс. м³/с). Немного меньшее среднее значение стока Амура в августе (более 21 тыс. м³/с) отмечено для перехода $L \rightarrow E$, а для перехода $L \rightarrow N$ значительно меньшее (менее 15 тыс. м³/с). Согласно оценкам для 2021 г. достаточно высока вероятность значительного стока Амура.

Полученные оценки свидетельствуют о потенциале предсказуемости межгодовых и междесятилетних особенностей региональных климатических режимов при учете квазипериодических климатических процессов с полужарным и глобальным влиянием типа явлений Эль-Ниньо и ТДО. При этом следует отметить, что при глобальных изменениях климата следует ожидать изменений режимов ключевых климатических мод [18, 19]. Как следствие, следует ожидать изменений потенциала предсказуемости климатических аномалий в связи с этими модами. В частности, согласно оценкам [20], предсказуемость аномалий, связанных с ТДО, существенно уменьшается при потеплении.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (№ 19-17-00240). Особенности режимов блокирования анализировались при поддержке Минобрнауки России (соглашение о предоставлении гранта № 075-15-2020-776).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.) // Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2013. 1535 p.
- Мохов И.И. Российские климатические исследования в 2015–2018 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 1–21.
- Бондур В.Г., Замишин В.В., Чверткова О.И. Исследование из космоса экологического происшествия у полуострова Камчатка в сентябре–октябре 2020 г., связанного с красным приливом // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 83–90.
- Мохов И.И., Чернокульский А.В., Осипов А.М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // Метеорология и гидрология. 2020. № 11. С. 5–23.
- Miller A.J., Cayan D.R., Barnett T.P., Craham N.E., Oberhuber J.M. The 1976–77 Climate Shift of the Pacific Ocean // Oceanography. 1994. V. 7. P. 21–26.
- Latif M., Barnett T.P. Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America—Dynamics and Predictability // J. Clim. 1996. V. 9. P. 2407–2423.
- Wills R.C., Schneider T., Wallace J.M., Battisti D.S., Hartmann D.L. Disentangling Global Warming, Multidecadal Variability, and El Niño in Pacific Temperatures // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 2487–2496.
- Мохов И.И. Гидрологические аномалии и тенденции изменения в бассейне реки Амур в условиях глобального потепления // ДАН. 2014. Т. 455. № 5. С. 585–588.
- Мохов И.И., Хон В.Ч., Тимажев А.В., Чернокульский А.В., Семенов В.А. Гидрологические аномалии и тенденции изменения в бассейне реки Амур в связи с климатическими изменениями / В: “Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации”. М.: Росгидромет. 2014. С. 81–120.
- Орлова Т.Ю. Красные приливы и токсические микроводоросли в дальневосточных морях России // Вестник ДВО РАН. 2005. № 1. С. 27–31.
- Hooff R.C., Peterson W.T. Copepod Biodiversity as an Indicator of Changes Inocean and Climate Conditions of the Northern California Current Ecosystem // Limnol. Oceanogr. 2006. V. 51 (6). P. 2607–2620.
- McKibben S.M., Peterson W., Wood A.M., Trainer V.L., Hunter M., White A.E. Climatic Regulation of the Neurotoxin Domoic Acid // Proc. N.A.S. 2017. V. 114 (2). P. 239–244.
- Corters-Altamirano R., Alonso-Rodriguez R., Salas-de-Leorn D.A. Historical Observations of Algal Blooms in Mazatlan Bay, Sinaloa, Mexico (1979-2014) // PLoS ONE. 2019. V. 14 (1). e0210631. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0210631>
- Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 г. и тенденции 20-летних изменений // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 99–106.
- Мохов И.И., Бондур В.Г., Ситнов С.А., Воронова О.С. Космический мониторинг природных пожаров и эмиссий в атмосферу продуктов горения на территории России: связь с атмосферными блокированиями // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 61–66.
- Мохов И.И., Акперов М.Г., Прокофьева М.А., Тимажев А.А., Луно А.Р., Ле Трет Э. Блокинг в Северном полушарии и Евро-Атлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчетам // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 582–586.
- Lupo A.R., Jensen A.D., Mokhov I.I., Timazhev A., Eichler T., Efe B. Changes in Global Blocking Character during Recent Decades // Atmosphere. 2019. V. 10 (2). P. 92. <https://doi.org/10.3390/atmos10020092>
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Хворостьянов Д.В. Эволюция характеристик климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 741–751.
- Mokhov I.I., Khvorostyanov D.V., Eliseev A.V. Decadal and Longer Term Changes in El Niño—Southern Oscillation Characteristics // Intern. J. Climatol. 2004. V. 24. P. 401–414.
- Li S., Wu L., Yang Y., Geng T., Cai W., Gan B., Chen Z., Jing Z., Wang G., Ma X. The Pacific Decadal Oscillation Less Predictable under Greenhouse Warming // Nature Clim. Change. 2020. V. 10. P. 30–34.

EXTREME ATMOSPHERIC AND HYDROLOGICAL PHENOMENA IN RUSSIAN REGIONS: RELATIONSHIP WITH THE PACIFIC DECADAL OSCILLATION

Academician of the RAS **I. I. Mokhov**^{a, #}

^a *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation Lomonosov
Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

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

The estimates of the regional features of the formation of extreme atmospheric and hydrological, climatic and ecological regimes in connection with the manifestations of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) against the background of the general warming of recent decades are presented. In particular, the formation of the record Amur flood in 2013 and the Kamchatka “red tide” in 2020 were facilitated by the positive temperature anomalies in the western Pacific Ocean in the Northern Hemisphere, corresponding to the negative PDO phase. Large-scale climatic variations like “climatic shift” in the second half of the 1970s are associated with the PDO regimes, and a connection with the peculiarities of atmospheric blockings is noted. In particular, the recurrence of summer atmospheric blockings, which is highest over the European territory of Russia, is especially high in the negative phase of the PDO. The record-breaking period of atmospheric blockings over the European territory of Russia in the summer of 2010 with record heat and fires was noted exactly in the negative phase of the PDO.

Keywords: Pacific Decadal Oscillation, El-Niño, regional anomalies, atmospheric blockings, Amur River flood, “red tide”

УДК 551.435

ВЗАИМОСВЯЗИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЛОЩАДЕЙ ОЗЕР И ХАСЫРЕЕВ В ЛАНДШАФТАХ ЭРОЗИОННО-ТЕРМОКАРСТОВЫХ РАВНИН

© 2021 г. А. С. Викторов¹, Т. В. Орлов¹, О. Н. Трапезникова¹,
В. Н. Капралова¹, М. В. Архипова¹, *

Представлено академиком РАН В.И. Осиповым 13.05.2021 г.

Поступило 13.05.2021 г.

После доработки 15.06.2021 г.

Принято к публикации 16.06.2021 г.

Целью проведенных исследований было изучение взаимосвязей количественных характеристик площадей озер и площадей хасыреев в пределах эрозионно-термокарстовых равнин. Согласно развитой ранее модели морфологической структуры эрозионно-термокарстовых равнин при условии асинхронного старта термокарстовых процессов в условиях слабых климатических изменений и длительного времени развития, территория оказывается в состоянии динамического равновесия; при этом распределение площадей озер должно подчиняться интегрально-экспоненциальному распределению. Отсюда аналитически можно получить, что отношение среднего квадрата площади термокарстовых озер к их средней площади равно средней площади хасыреев. Для экспериментального исследования были выбраны 11 ключевых участков в различных регионах разнообразные в гео-криологическом и физико-географическом отношении, на которых на базе космических снимков высокого разрешения была проведена проверка обоснованной зависимости. В результате получено, что на однородных участках эрозионно-термокарстовых равнин, находящихся в состоянии динамического равновесия, в подавляющем большинстве случаев указанная зависимость находит эмпирическое подтверждение.

Ключевые слова: хасырей, термокарстовое озеро, эрозионно-термокарстовая равнина, математическая модель морфологической структуры ландшафта, взаимосвязь площадей озер и хасыреев, интегрально-экспоненциальное распределение, динамическое равновесие

DOI: 10.31857/S2686739721100182

Ландшафт эрозионно-термокарстовых равнин представляет собой слабоволнистую субгоризонтальную поверхность с преобладанием тундровой растительности с вкраплениями многочисленных озер и хасыреев, которые имеют изометричную, часто округлую форму и беспорядочно разбросаны по равнине, а также местами развита нечастая эрозионная сеть (рис. 1). Это – типичный ландшафт севера Западной и Восточной Сибири, Канады, Аляски. Исследование термокарстовых озер и хасыреев проводилось значительным количеством исследователей ([1–7] и др.), в то же время не производилось изучение взаимосвязей количественных характеристик площадей озер и площадей хасыреев.

Цель настоящих исследований – изучение взаимосвязей количественных характеристик площадей озер и площадей хасыреев в пределах эрозионно-термокарстовых равнин.

Согласно развитой ранее модели морфологической структуры эрозионно-термокарстовых

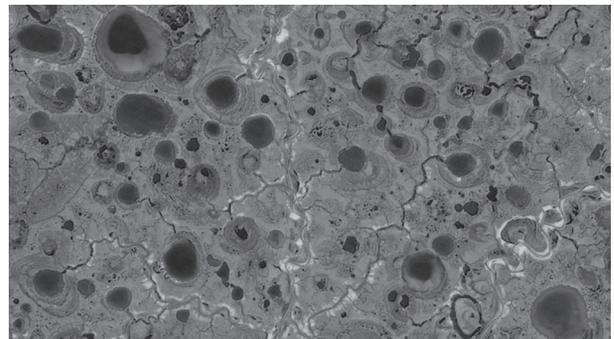


Рис. 1. Типичное изображение эрозионно-термокарстовой равнины на космическом снимке.

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: masha-a@yandex.ru

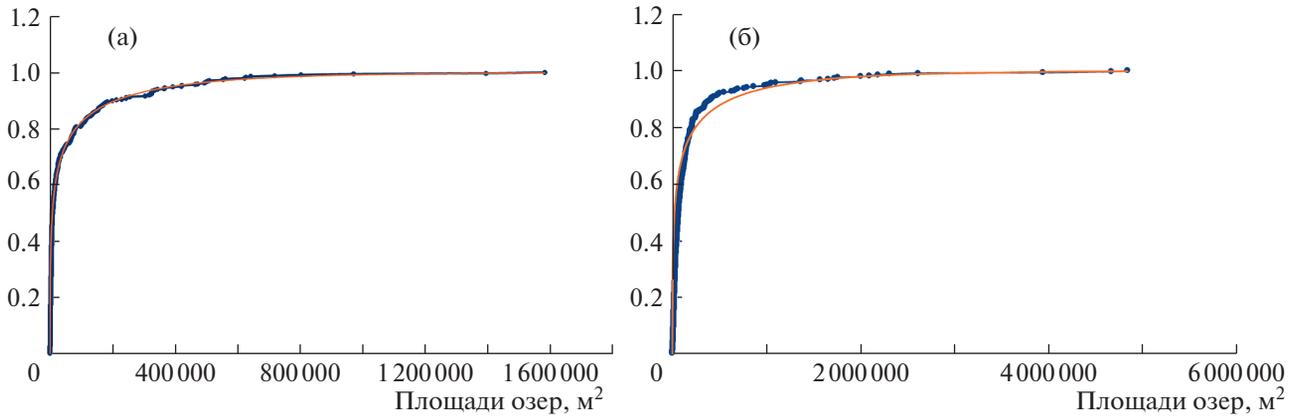


Рис. 2. Пример соответствия эмпирического распределения (синяя линия) площадей озера теоретическому интегрально-экспоненциальному распределению (рыжая линия) (а – участок 24, б – участок 21).

равнин [2] при условии асинхронного старта термокарстовых процессов в условиях слабых климатических изменений и длительного времени развития некоторых слабых условий, территория оказывается в состоянии динамического равновесия; при этом распределение площадей озера должно подчиняться специальному виду распределения, которое было названо интегрально-экспоненциальным [3] (рис. 2) с плотностью распределения, отвечающей выражению

$$f_{sl}(x, \infty) = -\frac{1}{x \text{Ei}(-\gamma \epsilon)} e^{-\gamma x}, \quad x \geq \epsilon, \quad (1)$$

со средней площадью озера (математическим ожиданием) и моментом второго порядка соответственно

$$s_l = -\frac{1}{\gamma \text{Ei}(-\gamma \epsilon)} e^{-\gamma \epsilon} \quad (2)$$

$$\text{и } M_l^2 = -\frac{1}{\gamma \text{Ei}(-\gamma \epsilon)} e^{-\gamma \epsilon} \left(\epsilon + \frac{1}{\gamma} \right),$$

где ϵ – начальный размер термокарстового озера, γ – средняя плотность расположения истоков эрозионных форм, $\text{Ei}(-x)$ – интегрально-экспоненциальная функция.

Распределение площадей хасыреев при этих же условиях должно подчиняться экспоненциальному распределению [2], плотность вероятности которого, с учетом минимального размера первичного термокарстового очага, дается выражением

$$f_{sh}(x, \infty) = \gamma e^{-\gamma(x-\epsilon)}, \quad x \geq \epsilon \quad (3)$$

со средней площадью хасырея

$$s_h = \epsilon + \frac{1}{\gamma}. \quad (4)$$

Из приведенного следует, что для эрозионно-термокарстовых равнин при условии асинхрон-

ного старта термокарстовых процессов, относительно слабых климатических изменений и длительного времени развития при широком спектре условий должна существовать следующая зависимость между количественными характеристиками площадей термокарстовых озера и площадей хасыреев

$$s_h = \frac{M_l^2}{s_l}. \quad (5)$$

Иначе говоря, средняя площадь хасырея должна быть равна (с учетом статистических колебаний) отношению среднего квадрата площади термокарстового озера к средней площади озера.

Для экспериментального исследования были выбраны ключевые участки в различных регионах, разнообразные в геокриологическом и физико-географическом отношении (рис. 3). Они представляют собой равнинные участки тундры, приуроченные к морским и речным террасам и сложенные с поверхности среднечетвертичными отложениями с различным содержанием льда.

В качестве исходных данных были использованы материалы современной космической съемки с разрешением на местности 0.5–5 м (снимки со спутников IKONOS, QuickBird, Worldview 2, Geoeye-1, Pleidas, SPOT-5, SPOT-6). Методика обработки включала выбор эталонных участков, на основе анализа генетической, ландшафтной и геологической однородности, по снимкам и дополнительным источникам геологической информации, выделение озера и хасыреев, определение их площадей и проверка соответствия распределения площадей разным типам распределений, в том числе интегрально-экспоненциальному с использованием критерия Пирсона. Для участков, где было обнаружено соответствие интегрально-экспоненциальному распределению (данные приведены в [3]), были получены значения сред-

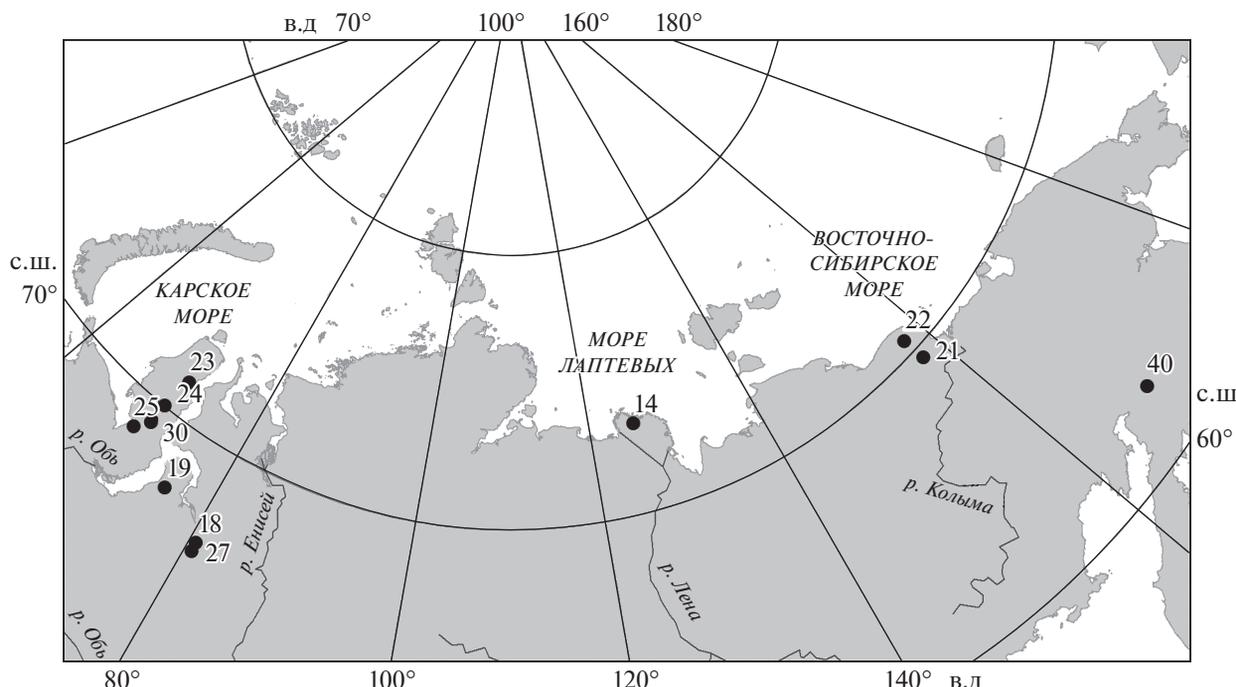


Рис. 3. Схема расположения ключевых участков эрозионно-термокарстовых равнин.

ней площади озера, среднего квадрата площади озера и их отношения, а также средней площади хасырея.

В обработку не включались остаточные озера, сохранившиеся в хасыреях и не до конца в настоящий момент спущенные эрозией. Эти озера на начальном этапе спуска повторяют форму хасырея, имеют совпадающий с ним центр и чуть меньшие размеры, а на позднем этапе отличаются неопределенными очертаниями и размытыми границами. В то же время вторичные термокар-

стовые озера, образовавшиеся внутри хасыреев, учитывались, их отличают, как правило, четкие очертания и несовпадение центра с существующим хасыреем.

Выборки включали от 140 до 535 озер и от 50 до 278 хасыреев

Анализ результатов (табл. 1) показывает, что фактические данные в значительной мере соответствуют теоретически полученной закономерности. Коэффициент корреляции между расчетным и фактическим значением равен 0.94, это го-

Таблица 1. Соответствие расчетной и фактической средней площади хасырея

Участок	Площадь, км ²	Объем выборки озер	Объем выборки хасыреев	Средняя площадь озера, км ²	Средний квадрат площади озера, км ⁴	Средняя площадь хасырея (расчетная), км ²	Средняя площадь хасырея (измеренная), км ²
14	420	209	95	0.356	0.982	2.758	1.489
18	97	140	50	0.031	0.008	0.252	0.446
19	207	161	113	0.049	0.016	0.314	0.456
21	1157	395	206	0.248	0.358	1.446	1.046
22	2867	257	278	0.390	1.333	3.422	3.136
23	123	271	100	0.036	0.007	0.200	0.125
24	153	346	187	0.075	0.036	0.486	0.187
25	202	293	171	0.078	0.023	0.290	0.286
27	158	455	87	0.030	0.003	0.099	0.364
30	441	519	223	0.051	0.016	0.308	0.298
40	670	535	214	0.027	0.005	0.182	0.291

ворит о высокой степени связи, близкой к линейной, что соответствует приведенному выше аналитическому выводу.

ВЫВОДЫ

1. На однородных участках эрозионно-термокарстовых равнин, находящихся в состоянии динамического равновесия, в подавляющем большинстве случаев существует зависимость количественных характеристик термокарстовых озер и хасыреев – отношение среднего квадрата площади термокарстовых озер к их средней площади равно средней площади хасыреев.

2. Названная зависимость количественных характеристик термокарстовых озер и средней площади хасыреев носит общий характер – справедлива для подобных участков с различными физико-географическими условиями.

3. Равенство на участке отношения среднего квадрата площади термокарстовых озер к их средней площади и средней площади хасыреев, возможно, может выступать критерием наличия состояния динамического равновесия эрозионно-термокарстовой равнины.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ № 18-17-00226.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Викторов А.С.* Математическая модель термокарстовых озерных равнин как одна из основ интерпретации материалов космических съемок // Исследования Земли из космоса. 1995. № 5. С. 42–50.
2. *Викторов А.С.* Основные проблемы математической морфологии ландшафта. М.: Наука, 2006. 252 с.
3. *Викторов А.С., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н., Капралова В.Н., Архипова М.В.* Закономерности распределения площадей озер эрозионно-термокарстовых равнин // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 1–4.
4. *Днепровская В.П., Брыксина Н.А., Полищук Ю.М.* Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Исследования Земли из космоса. 2009. № 4. С. 1–9.
5. *Кравцова В.И., Быстрова А.Г.* Изучение изменений распространения термокарстовых озер России по разновременным космическим снимкам // Криосфера Земли. 2009. Т. 15. № 2. С. 16–26.
6. *Burn C.R., Smith M.W.* Development of Thermokarst Lakes During the Holocene at Sites Near Mayo, Yukon Territory // Permafrost and Periglacial Processes. 1990. V. 1. P. 161–176.
7. *Grosse G., Jones B.M., Nitze I., Lindgren P.R., Walter A.K.M., Romanovsky V.E.* Massive Thermokarst Lake Area Loss in Continuous Ice-rich Permafrost of the Northern Seward Peninsula, Northwestern Alaska, 1949–2015 / XI. Int. Conf. on Permafrost. Book of Abstracts. 20–24 June, 2016. Potsdam. Germany. Bibliothek Wissenschaftspark Albert Einstein. 2016. P. 739–740.
<https://doi.org/10.2312/GFZ.LIS.2016.001>

RELATION OF QUANTITATIVE CHARACTERISTICS FOR LAKE AND KHASYREI AREAS WITHIN THERMOKARST PLAINS WITH FLUVIAL EROSION

A. S. Victorov^a, T. V. Orlov^a, O. N. Trapeznikova^a, V. N. Kapralova^a, and M. V. Arkhipova^{a, #}

^a *Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

Presented by Academician of the RAS V.I. Osipov May 13, 2021

The research aims to study a relationship between lake and khasyrei areas within thermokarst plains with fluvial erosion. According to the previously developed model of the landscape morphological patterns, the thermokarst plains with fluvial erosion come to the state of the dynamic balance in case of asynchronous start of the thermokarst with slight climate change and a long period of development; at that the lake area distribution should be the integral exponential one. From this, we can analytically obtain that the ratio of the average squared thermokarst lake area to their average area is equal to the average area of the khasyreis. Eleven key sites for empirical testing are taken in different regions with various permafrost and natural characteristics. The validation of the dependence is carried out using high-resolution satellite imagery. As a result, we found that for homogeneous areas of the thermokarst plains with fluvial erosion in the state of dynamic balance, the dependence of quantitative characteristics for the thermokarst lakes and khasyreis existed in the overwhelming majority of cases and the mentioned dependence is empirically proved.

Keywords: khasyreis, thermokarst lake, thermokarst plain with fluvial erosion, mathematical model of the landscape morphological pattern, relationship between lake and khasyreis areas, integral exponential distribution

УДК 551.79

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2021 г. В. С. Зыкина^{1, *}, В. С. Зыкин^{1, 2}, Н. Е. Вольвах¹, А. О. Вольвах¹, Э. С. Мюррей³,
Н. А. Таратунина^{4, 5}, Р. Н. Курбанов^{4, 5}

Представлена академиком РАН Н.П. Похиленко 26.05.2021 г.

Поступило 26.05.2021 г.

После доработки 16.06.2021 г.

Принято к публикации 17.06.2021 г.

Рассмотрено современное состояние хроностратиграфического расчленения лёссово-почвенной формации юга Западной Сибири и результаты люминесцентного датирования опорного разреза в низкогорьях Горного Алтая у пос. Красногорское, в котором выделяется полная серия средне- и позднеплейстоценовых уровней почвообразования. Для разреза методами оптически стимулированной люминесценцией (ОСЛ) и инфракрасно стимулированной люминесценцией (ИКСЛ) датирования получено 6 новых датировок, для двух образцов выполнено параллельное измерение по кварцу и полевым шпатам для контроля степени засвечивания и надежности определения абсолютного возраста. Полученные результаты указывают на время формирования нижней бердской почвы в последнее межледниковье, что соответствует морской изотопной стадии (МИС) 5e, а две даты из подстилающего лесса 127 и 149 тыс. лет назад (л.н.), подтверждают его возраст коррелятивный МИС 6. Возрастной интервал формирования, залегающего выше искитимского педокомплекса и горизонта ельцовского лесса, также обоснован полученными четырьмя ОСЛ-датами (48–39 и 39–25 тыс. л.н.). Итоговая хронология подтверждает разработанную ранее хроностратиграфическую схему лёссово-почвенной формации юга Западной Сибири, которая основана на детальной морфологической характеристике палеопочв.

Ключевые слова: четвертичный период, палеопедология, геохронология, лессы, палеопочвы, ОСЛ-датирование

DOI: 10.31857/S2686739721100200

ВВЕДЕНИЕ

Лёссово-почвенные серии являются уникальным архивом палеогеографических условий четвертичного периода суши. В чередующихся горизонтах лессов и почв сохранена запись глобальных и региональных изменений ландшафтов и климата. В последние годы изучение лёссово-почвенных серий (ЛПС) приобретает особое зна-

чения в связи с разработкой целого ряда методов детальных реконструкций климатических характеристик различных эпох плейстоцена, в том числе параметров увлажнения территории, летних и зимних температур, господствующих направлений ветра [1, 2].

Применение современных методов выдвигает ЛПС в ряд важнейших архивов, ввиду их широкого распространения, значительного хронологического охвата и полноты отражения глобальных событий. В последние годы на основе изучения ЛПС различных районов лёссового пояса Евразии разработаны детальные палеогеографические реконструкции. Отмечается лавинообразный рост эмпирических данных по ЛПС Китая, Дунайской лёссовой области, Иранского лёссового плато, юга Восточно-Европейской равнины. В этой связи особое значение приобретают ЛПС юга Западной Сибири, расположенные в центре Евразийского континента и являющиеся важнейшим звеном для межрегиональных хроностратиграфических корреляций и палеоклиматических

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

² Новосибирский государственный университет,
Новосибирск, Россия

³ Орхусский Университет, Орхус, Дания

⁴ Институт географии Российской академии наук,
Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

реконструкций. ЛПС юга Западной Сибири отличаются значительной мощностью (до 100 м), большим количеством уникальных по своей полноте разрезов и динамичным развитием почвенного покрова прошлых эпох. К настоящему времени для региона на основе палеопедологического, палеонтологического, литологического, радиоуглеродного и климатостратиграфического методов разработана детальная хроностратиграфическая схема. Помимо этого, проведена корреляция с ЛПС соседних регионов и важнейшими региональными и глобальными палеоклиматическими архивами, осуществлена реконструкция условий формирования лессовых и почвенных горизонтов, показано, что строение ископаемых педокомплексов в полных разрезах соответствует структуре нечетных стадий МИС (морской изотопной стадии) [3, 4].

Однако важнейшими проблемами в изучении ЛПС Западной Сибири остаются острая нехватка данных абсолютного датирования опорных разрезов за пределами возможности радиоуглеродного метода и отсутствие современной хроностратиграфической схемы, основанной на комплексе методов абсолютного датирования. К настоящему моменту имеются серия радиоуглеродных датировок верхних горизонтов и единичные люминесцентные датировки. Наиболее полно датированным объектом региона является обнажение у пос. Куртак, расположенное в южной части Красноярского вдхр. [5, 6]. Для решения этой проблемы в ИГМ СО РАН совместно с МГУ им. М.В. Ломоносова начата программа массового датирования опорных разрезов ЛПС юга Западной Сибири, в первую очередь в наиболее изученных районах Новосибирского Приобья и Предалтайской равнины. Первым объектом исследования стал разрез Ложок [7], являющийся стратотипом бердского педокомплекса, нижняя почва которого, согласно классическим представлениям [4, 8], формировалась в последнее межледниковье, т.е. в МИС 5e. Однако полученные результаты люминесцентного датирования оказались весьма дискуссионными: возраст этого педокомплекса в основании разреза составил 180–220 тыс. л.н., что соответствуют МИС 7. Верхние, слабо развитые интерстадиальные палеопочвы, которые ранее коррелировались с искитимским педокомплексом, т.е. с МИС 3, по данным люминесцентного метода оказались датированными в интервале 89–110 тыс. л.н. Помимо этого, в разрезе по данным ОСЛ отмечается значительный временной hiatus, составивший по меньшей мере 70 тыс. лет. Всего для разреза получена серия из 15 датировок, все они соответствуют современным стандартам, принятым в ведущих ОСЛ-лабораториях [9, 10], а параллельное датирование по кварцу и калиевым полевым шпатам (КПШ) показало высокую сходимость результатов.

Дискуссионность результатов люминесцентного датирования определяется не только сложностью геологической интерпретации новых данных, но и соответствием нижней почвы бердского педокомплекса разреза Ложок по целому ряду палеопедологических характеристик последнему межледниковью. Так, составляющая педокомплекс, нижняя почва характеризуется высокой интенсивностью педогенеза, максимальной мощностью профиля, характерной для сибирских межледниковий, значительным количеством кротовин, содержанием органического вещества. Особенно важным критерием отнесения этой палеопочвы к МИС 5e является наличие следов значительного развития криогенных процессов в виде криотурбаций и грунтовых жил, соответствующих МИС 5d, являющейся одной из самых холодных в Сибири [11]. С этого времени в Сибири начинается раннезырянское (ермаковское) оледенение [12]. Нижняя почва бердского педокомплекса с характерными для нее морфотипическими признаками и отчетливым стратиграфическим положением в многочисленных разрезах ЛПС прослежена на значительные расстояния на юге Средней и Западной Сибири. Кроме того, почвы искитимского педокомплекса, так же, как и верхняя почва бердского педокомплекса, являются маломощными и слабо развитыми, соответствующими по генетическим признакам и условиям теплообеспеченности их образования относительно прохладному климату интерстадиалов и не могут отвечать климатическим особенностям длительного и теплого последнего межледниковья. Залегающий ниже бердского педокомплекса в разрезе Ложок койнихинский педокомплекс состоит из двух почв, из которых верхняя почва несколько мощнее нижней, что отчетливо соответствует строению теплой МИС 7 [3]. Это единственный в среднем и верхнем плейстоцене Сибири педокомплекс, в котором верхняя почва несколько мощнее нижней.

Для решения проблемы несоответствия данных абсолютного датирования материалам комплексного изучения погребенных почв ЛПС юга Западной Сибири, нами выполнено изучение другого уникального по своей полноте разреза Красногорское (рис. 1), расположенного в низкогорьях Горного Алтая [13]. Здесь отмечаются значительная мощность ЛПС, достигающая 24.5 м, наличие в разрезе пяти педокомплексов, в интервале верхнего и частично среднего плейстоцена. Два педокомплекса — бердский и искитимский — выделены в верхнем плейстоцене.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение возраста горизонтов ЛПС-разреза Красногорское выполнено двумя вариантами люминесцентного датирования: ОСЛ для зерен

кварца и ИКСЛ для полевых шпатов в Скандинавской люминесцентной лаборатории (университет Орхуса, Дания, лабораторный индекс RISØ). Отбор 15 образцов, покрывающих верхнюю часть разреза, выполнен в светонепроницаемые пакеты. Предварительная обработка проведена по стандартной методике с целью выделения зерен кварца и КПШ [10]. Скорость накопления дозы рассчитана по результатам гамма-спектрометрических измерений активности образцов. Определение эквивалентной дозы проведено по принятым протоколам SAR [14]. Люминесцентное датирование выполнялось по современной методике, которая включает в себя получение хронологии по трем протоколам: ОСЛ со стимуляцией голубым светом по кварцу, ИКСЛ с нагревом до 50°C (IR₅₀) и 290°C (pIRIR₂₉₀) для КПШ. Определение возраста одного образца по трем протоколам позволяет выявить степень засветки образца в ходе процесса седиментации. Полученные датировки соответствуют современным стандартам ОСЛ (тесты температуры преднагрева и регенерации дозы), что позволяет считать итоговую хронологию надежной.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерений, рассчитанные эквивалентные дозы и мощность дозы представлены в табл. 1. Мощность дозы для измеренных образцов находится в диапазоне 2.40–2.63 Гр/тыс. лет, что характерно для лессовых отложений. Эквивалентные дозы почти всех образцов закономерно увеличиваются с увеличением глубины отбора. Начиная с сузунского лесса (образец 186126), кварц находится в полном насыщении.

Верхний образец (186122) отобран из отложений ельцовского лесса, залегающего над искитимским педокомплексом, и имеет возраст 25.4 ± 1.6 тыс. л.н., что соответствует времени его формирования, коррелятное МИС 2 (рис. 2). Три последующих даты (186123, 186124, 186125), укладываются в диапазон 39.7 ± 2.7–48.4 ± 3.3 тыс. л.н., отобраны из горизонта лесса, разделяющего верхнюю и нижнюю почвы искитимского педокомплекса и сформировавшегося в холодный интервал каргинского интерстадиала. Возраст данного горизонта лесса хорошо согласуется со временем осадконакопления в стадию МИС 3 [15]. Из верхней и нижней части горизонта сузунского лесса, являющегося материнской породой для нижней почвы бердского педокомплекса, сформировавшейся по современным представлениям в последнее межледниковье, т.е. стадии МИС 5e, по фракции полевого шпата получены две даты (186126, 186127) возрастом 127.5 ± 7.2 и 149.4 ± 9.0 тыс. л.н. Обе даты (верхняя с учетом доверительного интервала) подтверждают возраст вышележающего бердского педокомплекса, соот-

Таблица 1. Результаты люминесцентного датирования разреза Красногорское

№ образца (RISØ)	Слой	Глубина, м	Эквивалентная доза, Грей и кол-во аликвот		Мощность дозы, кварц, Грей/тыс.л.	Возраст, тыс.л.***	
			КПШ, ИКСЛ pIRIR ₂₉₀	Кварц, ОСЛ		КПШ, ИКСЛ pIRIR ₂₉₀	Кварц, ОСЛ
186122	el	1.8	*	63.1 ± 2.9	16	2.48 ± 0.10	* 25.4 ± 1.6
186123	лесс между is ₂ -	2.4	*	96.8 ± 4.6	17	2.44 ± 0.10	* 39.7 ± 2.7
186124	is ₁	3.2	8	112.0 ± 10.0	15	2.40 ± 0.10	47.9 ± 6.1 46.6 ± 4.7
186125		3.7	7	178.88 ± 8.9	16	2.54 ± 0.12	50.1 ± 6.8 48.4 ± 3.3
186126	sz	4.7	10	459.4 ± 13.6	**	2.66 ± 0.11	** 127.5 ± 7.2
186127	sz	3.0	8	533.3 ± 65.1	**	2.63 ± 0.11	** 149.4 ± 9.0

Примечание. * Достаточной навески зерен КПШ для проведения измерений в образце не находится в полном насыщении (более 200 Гр).
*** Жирным выделены приоритетные даты.

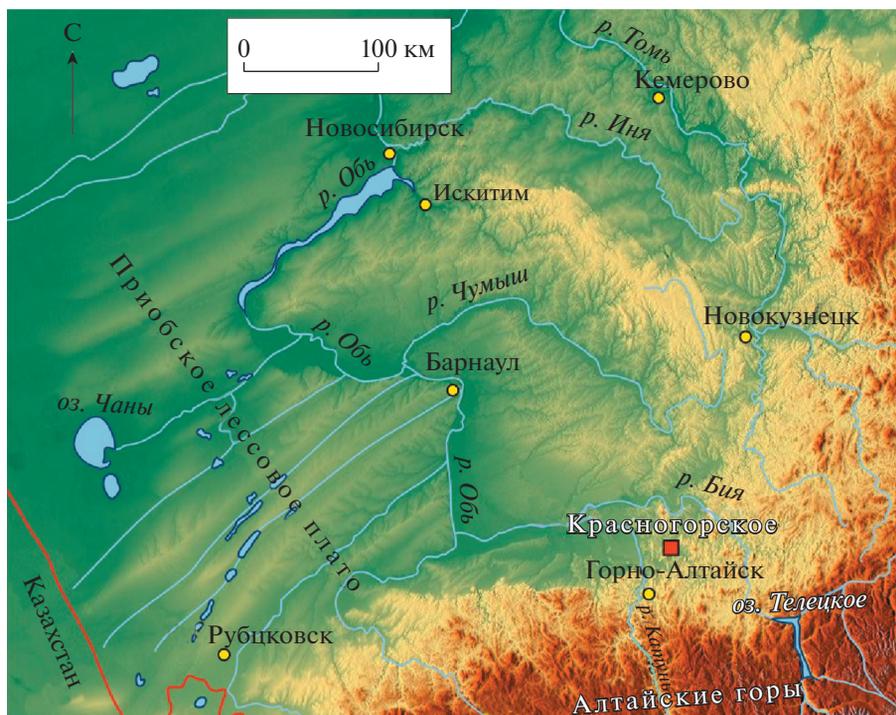


Рис. 1. Расположение разреза Красногорское.

ветствующему МИС 5e и 5c. По результатам комплексного изучения разреза Красногорское [13] в совокупности с полученными новыми люминесцентными датами предлагается уточненная схема хроностратиграфического расчленения лессово-почвенной серии верхнего плейстоцена Западной Сибири.

1. Горизонт баганского лесса, являющегося материнской породой для современного чернозема, и нижележащий, перекрывающий искимитский педокомплекс горизонт ельцовского лесса, имеющий дату 25.4 ± 1.6 тыс. л.н., сопоставляются с МИС 2.

2. Искимитский педокомплекс, представлен двумя ископаемыми черноземами, имеющими по сравнению с современными черноземами слабо дифференцированные незначительной мощности профили, что было обусловлено кратковременностью и прохладным климатом времени их формирования в течение каргинского интерстадиала [4]. Верхняя почва развивалась на лессовидном суглинке, перекрывающем нижнюю искимитскую почву, из которого получено три ОСЛ-даты (39.7 ± 2.7 , 46.6 ± 4.7 , 48.4 ± 3.3 тыс. л.н.). По образцу из гумусового горизонта верхней искимитской почвы имеется радиоуглеродная дата $23\ 065 \pm 420$ л.н. (СОАН 9484) — калиброванная $27\ 955 \pm 445$ л.н. [13] и вторая радиоуглеродная дата, полученная по кости гигантского оленя (*Megaloceros antiquus*), найденной в гумусовом горизонте этой же почвы 22.1 ± 1.1 тыс. л.н.

(Gd-16386) [16] — калиброванная $26\ 328 \pm 1112$ лет. Подтверждением отнесения этих остатков к верхней почве педокомплекса являются наличие в ней обломков костей крупного млекопитающего и глубина их залегания от дневной поверхности. Таким образом, серия полученных дат позволяет рассматривать формирование искимитского педокомплекса в каргинский интерстадиал и подтверждает правомерность сопоставления педокомплекса со стадией МИС 3 [15]. Данный педокомплекс является четким стратиграфическим репером, хорошо прослеживаемым в лессово-почвенных сериях верхнего плейстоцена Западной и Средней Сибири. Его стратиграфический интервал, согласно люминесцентным датам настоящего исследования и предыдущим работам [3, 5, 6], определен в диапазоне от 26.0 до 57.2 ± 6.9 тыс. л.н.

3. Горизонт тулинского лесса расположен ниже искимитского педокомплекса, является материнской породой для нижней искимитской почвы и перекрывает характерный стратиграфический репер — бердский педокомплекс, залегающий в основании лессово-почвенной серии верхнего плейстоцена.

4. Бердский педокомплекс состоит из двух черноземов, верхний из которых имеет слаборазвитый, двухчленное строения профиль незначительной мощности, сходный с интерстадиальными профилями почв искимитского педокомплекса. Его формирование происходило в теплый интер-

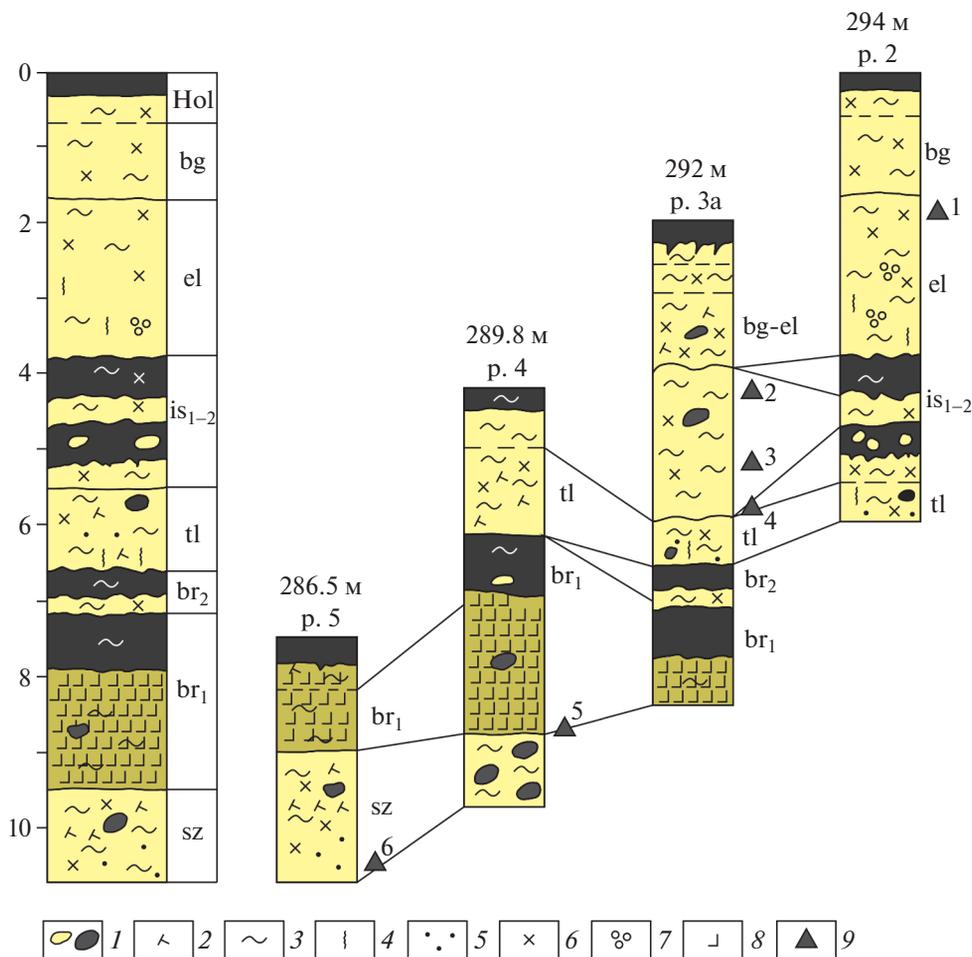


Рис. 2. Строение лессово-почвенной серии разреза Красногорское и результаты люминесцентного датирования. Условные обозначения: 1 – норы землероев; 2 – гипсовые новообразования; 3 – лёсс; 4 – ожелезнение; 5 – марганцовистый крап; 6 – карбонатные новообразования; 7 – оглеение; 8 – иллювиальный горизонт; 9 – места отбора проб для ОСЛ-датирования; Hol – голоцен; bg – баганский лёсс; el – ельцовский лёсс; is – искитимский педокомплекс; tl – тулинский лёсс; br – бердский педокомплекс; sz – сузунский лёсс, 294 м – абсолютная высота современной поверхности расчистки, p. 2 – номер расчистки в [13].

стадиал раннезырянской ледниковой эпохи, который по данным люминесцентного датирования соответствует подстадии МИС 5с [5]. Нижняя почва бердского педокомплекса (чернозем глинисто-иллювиальный) значительно отличается от интерстадиальных ископаемых почв верхнего плейстоцена высокой степенью зрелости и мощности почвенного профиля, обусловленными продолжительностью формирования, хорошей дифференциацией на генетические горизонты. Эти морфотипические признаки почвы и стратиграфическое положение свидетельствуют о формировании ее в последнее межледниковье, соответствующее МИС 5е. Характерным диагностическим признаком почв этого возрастного интервала является наличие криогенных деформаций в виде крупных гумусированных языков-затек в основании гумусовых горизонтов, проявившихся на равнинной территории юга Западной и Средней Сибири в МИС 5d. Нижняя

почва бердского педокомплекса является реперным корреляционным горизонтом лессово-почвенной серии верхнего плейстоцена юга Западной Сибири и низкогорий Горного Алтая и уверенно коррелируется с МИС 5е. Возрастной интервал формирования этой почвы, датированный в Средней Сибири в разрезе Куртак, находится в пределах $118 \pm 13 - 126 \pm 29$ тыс. л.н. [5].

5. Горизонт сузунского лесса является материнской породой для нижней бердской почвы. Полученные даты 127.5 ± 7.2 и 149 ± 9.0 тыс. л.н. подтверждают возраст его формирования, соответствующий МИС 6, а вышележащего бердского педокомплекса МИС 5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование лессово-почвенной серии разреза Красногорское с применением методов ОСЛ и ИКСЛ и радиоуглеродного датирования позво-

лило подтвердить правильность установленной хроностратиграфической последовательности ископаемых педокомплексов и горизонтов лессов верхнего плейстоцена Сибири и ее корреляции с глобальными записями климата [3, 4, 8]. Изученные бердский и искитимский педокомплексы [13], имеющие характерные морфотипические признаки ископаемых почв, своеобразии структуры педокомплексов, уверенно сопоставляемой со строением теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы (МИС 5 и МИС 3), позволяют использовать их как характерные хроностратиграфические реперы при корреляции разрезов лессово-почвенной серии низкогорий Горного Алтая с разрезами юга Западной и Средней Сибири, а также с глобальными записями палеоклимата. Результаты внутренних тестов, выполняемых при люминесцентном датировании, показали, что отложения ЛПС Предалтайской равнины юго-востока Западной Сибири являются надежным материалом для определения времени формирования современных элементов рельефа и времени становления различных ландшафтных условий в течение позднего плейстоцена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2019-0017) и ИГ РАН (0148-2019-0005), за счет средств Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 19-05-00513, № 20-05-00801 и 19-35-90040 Аспиранты).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stevens T., Marković S.B., Zech M., Hambach U., Sümeği P.* Dust Deposition and Climate in the Carpathian Basin over an Independently Dated Last Glacial–interglacial Cycle // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. Is. 5–6. P. 662–681.
2. *Li Y., Shi W., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G.* Loess Genesis and Worldwide Distribution. // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 201. P. 102947.
3. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2012. 477 с.
4. *Zykina V.S., Zysin V.S.* The Loess-soil Sequence of the Brunhes Chron from West Siberia and its Correlation to Global Climate Records // *Quaternary International*. 2008. V. 179. P. 171–175. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.010>
5. *Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W.* The Loess Record from the Section at Kurtak in Middle Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 228. P. 228–244.
6. *Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W.* Luminescence Chronology of the Upper Pleistocene Loess Record at Kurtak in Middle Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. P. 999–1010.
7. *Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хащевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С.* Первые результаты люминесцентного датирования лессово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // *Известия РАН. Серия Географическая*. 2021. Т. 85. № 2. С. 284–301. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>
8. *Zykin V.S., Zykina V.S.* The Middle and Late Pleistocene Loess-soil Record in the Iskitim Area of Novosibirsk Priobie, South-eastern West Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. P. 15–25. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.011>
9. *Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., Buylaert J.P., Jain M.* Identifying Well-bleached Quartz Using the Different Bleaching Rates of Quartz and Feldspar Luminescence Signals // *Radiation Measurements*. 2012. V. 47. P. 688–695. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.006>
10. *Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И.* Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. № 6. 2019.
11. *Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В.* Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и его корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.
12. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 106 с.
13. *Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Смолянинова Л.Г., Овчинников И.Ю.* Лессово-почвенная последовательность низкогорий северо-восточной части Горного Алтая в разрезе Красногорское // *Археология, этнография и антропология Евразии*. 2019. Т. 47. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.17746/1563-0102.2019.47.1.003-014>
14. *Murray A.S., Wintle A.G.* The Single Aliquot Regenerative Dose Protocol: Potential for Improvements in Reliability // *Radiation measurements*. 2003. V. 37. P. 377–381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
15. *Lisiecki L.E., Stern J.V.* Regional and Global Benthic $\delta^{18}\text{O}$ Stacks for the Last Glacial Cycle // *Paleoceanography*. 2016. V. 31. P. 1–27. <https://doi.org/10.1002/2016PA003002>
16. *Babek O., Chlachula J., Grygar T.M.* Non-magnetic Indicators of Pedogenesis Related to Loess Magnetic Enhancement and Depletion: Examples from the Czech Republic and Southern Siberia // *Quaternary Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 967–979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.009>

**NEW DATA ON THE CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER
PLEISTOCENE LOESS-SOIL SERIES IN THE SOUTH OF WESTERN SIBERIA****V. S. Zykina^{a, #}, V. S. Zykin^{a, b}, A. O. Volvakh^a, N. Ye. Volvakh^a, A. S. Murray^c,
N. A. Taratunina^{d, e}, and R. N. Kurbanov^{b, e}**^a *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*^b *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*^c *Aarhus University, Aarhus, Denmark*^d *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^e *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*[#] *E-mail: zykina@igm.nsc.ru*

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko May 26, 2021

The paper addresses the current state of the chronostratigraphic subdivision of the loess-paleosol series in the south of Western Siberia and describes new results of luminescence dating of the Krasnogorskoe reference section of Altay low-mountain relief. A complete series of the Middle and the Late Pleistocene levels of paleosol formation is distinguished. Absolute chronology created on the basis of the OSL and IRSL dating methods and 6 new ages; for two samples, parallel measurements from quartz and feldspars were obtained to control the degree of light exposure and the reliability of resulting the absolute age. The results obtained indicate the formation lower Berdsky paleosol during the last interglacial, which corresponds to MIS 5e, and two ages from the underlying loess, 127 and 149 ka BP, confirm age of this strata as MIS 6. The age of the overlying Iskitims pedocomplex and horizon of Eltsovskiy loess is also substantiated by four OSL dates (48–39 and 39–25 ka). The final chronology confirms the previously developed chronostratigraphic scheme of the loess-paleosol series of the southern Siberia, which is based on a detailed morphological characteristic of paleosols.

Keywords: Quaternary period, paleopedology, geochronology, loess, paleosols, OSL dating

УДК 551.588.7 551.525.2 551.507.362.2

ОСТРОВА ТЕПЛА МАЛЫХ ГОРОДОВ И ДЕРЕВЕНЬ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА

© 2021 г. М. А. Локощенко^{1, 2, *}, Е. А. Енукова²

Представил академик РАН Н.С. Касимов 10.06.2021 г.

Поступило 10.06.2021 г.

После доработки 10.06.2021 г.

Принято к публикации 07.07.2021 г.

По данным радиометрических измерений спутников Terra и Aqua на примере одного года впервые исследованы “поверхностные острова тепла” (тепловые аномалии в поле температуры поверхности) различных городов и деревень Московского региона и соседних областей. Интенсивность этого явления $\Delta T_{\text{П}}$ (разность средней температуры поверхности населенного пункта и окружающей сельской местности) меняется от слабоотрицательных значений в малых деревнях с учетом опушки окружающего их леса, близких к нулю для самых малых городов (Верея) и вплоть до 2.6°C для Москвы. По более точным данным спутника Landsat $\Delta T_{\text{П}} > 0^{\circ}\text{C}$ и в малых населенных пунктах. Зависимости интенсивности “поверхностных островов тепла” как от численности населения (в диапазоне от 10^1 до 10^7 чел.), так и от площади населенного пункта (в диапазоне от 10^{-1} до 10^3 км²) с высокой достоверностью описываются экспоненциальными функциями. Годовой ход $\Delta T_{\text{П}}$ в большинстве мест отмечен максимумом летом при активной вегетации растений и минимумом осенью или зимой. Различия в интенсивности “поверхностных островов тепла” между Москвой и малыми городами Московского региона статистически достоверны. Влияние краевых эффектов при разрешении данных спутников 1 км² может приводить к заметному занижению реальной интенсивности “острова тепла”, если площадь города составляет менее 20–25 км².

Ключевые слова: спутники, радиометрические измерения, интенсивность поверхностного острова тепла, географическая зональность, малые города

DOI: 10.31857/S268673972110011X

ВВЕДЕНИЕ

Городские “острова тепла” всесторонне изучены для большинства крупных городов мира, начиная с пионерской работы Л. Говарда, открывшего это явление в Лондоне [1, 3, 7]. Так, для Москвы “остров тепла” в приземном слое воздуха подробно рассмотрен, например, в [10]. Между тем известно, что “острова тепла” создают и небольшие населенные пункты, и даже отдельные городские дворы [3]. Однако, за исключением немногих примеров (например, Апатиты в [13]), малые города и деревни крайне редко становятся объектами исследований в городской климатологии. Обычно метеорологических станций в малых городах либо нет, либо только одна – как правило, на окраине города и отражающая промежу-

точные условия между фоновой и городской местностью. Для полноценного исследования “островов тепла” требуются для сравнения хотя бы две станции: в центре города и за его пределами. Маршрутные съемки в малых населенных пунктах дороги, проводятся редко и недолго. К их числу можно отнести и уникальные данные непрерывных измерений на передвижной железнодорожной лаборатории об “островах тепла” уральских и сибирских городов [2].

Применительно к Московскому региону маршрутные измерения авторам неизвестны. Широкие возможности для исследования “островов тепла” открыли радиометрические измерения температуры поверхности $T_{\text{П}}$ с борта спутников. Они регулярны и обладают высоким пространственным разрешением (1 км для спутников Terra и Aqua, и 30 м для спутников серии Landsat).

Задачей авторов явилось впервые исследовать “поверхностные острова тепла”, т.е. тепловые аномалии в поле температуры поверхности, в любых населенных пунктах от крупнейших городов (Москва) до малых деревень и выявить эмпирические зависимости интенсивности этого явле-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

² Государственный университет “Дубна”, Дубна, Московская область, Россия

*E-mail: loko@geogr.msu.ru

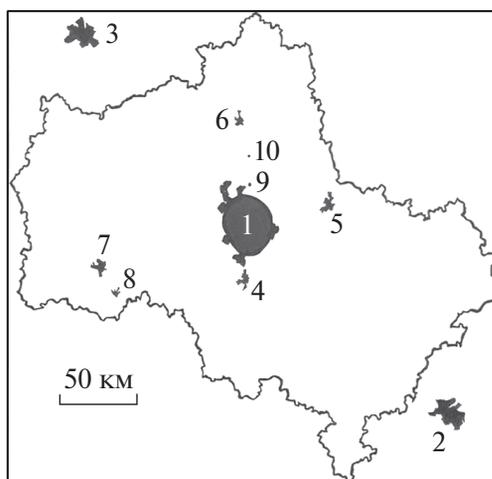


Рис. 1. Карта Московского региона с населенными пунктами, выбранными для анализа (цифровые обозначения – в табл. 1). Прямоугольник – область сравнения.

ния от числа жителей и площади населенного пункта. Подобные зависимости от численности населения применительно к “островам тепла” в приземном слое воздуха, аппроксимированные экспоненциальными функциями, приведены в [7] для городов США и Западной Европы, однако малые населенные пункты там не рассмотрены (исследован диапазон лишь от 10^3 до 10^7 чел.). В [6] показана довольно тесная связь (с коэффициентом корреляции $R = 0.87$) интенсивности не слишком слабых “островов тепла” с числом жителей для 27 крупных городов США с населением от 200 тыс. до 16 млн чел. Применительно к “поверхностным островам тепла” по данным спутников сходная зависимость, также близкая к экспоненте, получена в [9] для 28 городов Западной Сибири, но в еще более узком диапазоне населения: лишь от 4 до 332 тыс. чел. С площадью городов интенсивность их “островов тепла” сопоставляется реже. Заметим, что сами по себе связи населения и площади крупнейших городов неоднозначны и порой показывают большой разброс значений вследствие разной плотности населения городов и частой неопределенностью в оценках их площади [5].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Нами использованы данные дневных снимков спутников Terra и Aqua, оснащенных радиометрами MODIS, пролетающих над Московским регионом ежедневно друг за другом с промежутком в 1 ч 50 мин (Terra – с 11 до 12, Aqua – с 13 до 14 ч). Точность измерений $T_{\text{п}}$ этими радиометрами составляет над сушей $\pm 1^\circ\text{C}$ [12]. Заметим, что радиометры измеряют температуру поверхности на открытой местности, крон деревьев в лесах и преимущественно крыш зданий в районах плотной

застройки. Явление “поверхностного острова тепла” в Москве по данным этих спутников подробно исследовано авторами в [4]. Достоинством Terra и Aqua являются большие выборки их каждодневных снимков, тогда как спутники Landsat имеют более высокое разрешение, но пролетают гораздо реже: лишь раз в 16–18 дней.

В пределах Московского региона и примыкающих к нему районов соседних областей для анализа были выбраны 10 населенных пунктов: восемь городов и две деревни (см. рис. 1 и табл. 1). В своей совокупности они впервые охватывают максимально широкий спектр как численности населения (от 10^1 до 10^7 чел.), так и площади населенного пункта (от 10^{-1} до 10^3 км²). Векторные слои, т.е. шаблоны контуров всех выбранных населенных пунктов, созданы авторами с точностью ± 20 м на основе их формальных административных границ, содержащихся в картографической основе Google. Москва рассмотрена в ее традиционных границах до 2012 г. в форме черепахи (эллипса вдоль линии МКАД с шестью выходящими за нее “протуберанцами”), поскольку так называемая “новая Москва” пока слабо заселена и близка к условиям сельской местности.

Векторный слой Рязани составлен без учета отдельного городского анклава – поселка Солотчи, а Москвы – без анклава Зеленоград.

Для каждого из выбранных пунктов в табл. 1 приведены доли в общей их площади двух типов поверхности: плотной жилой застройки и зеленых зон (лесов и парков в пределах города). Эти оценки получены с помощью программного обеспечения СканЭкс методом двоичного кодирования поверхности снимков с использованием эталонных участков на примере Москвы – по пять участков для обоих типов. Для выявления первого типа выбранные участки отражали плотную не озелененную застройку и были полностью заполнены искусственными покрытиями крыш домов и асфальта (преимущественно в густонаселенном центре столицы). Участки второго типа представляли собой густой лес со сплошной сомкнутостью крон деревьев в центре крупных столичных лесопарков. Применение одних и тех же эталонных участков ко всем векторным слоям обеспечивает объективность анализа и сравнимость полученных оценок. Как видим, в самых малых пунктах (в Верее и обеих деревнях) плотной застройки не выявлено вовсе; зеленых зон меньше всего в Рязани и больше всего в Твери и Ногинске.

Область сравнения принята единой для всех выбранных пунктов. Как и в [4], ею стал прямоугольник площадью 94 851 км², описанный вокруг границ Московской области и включающий пограничные районы соседних областей, с выре-

Таблица 1. Населенные пункты, выбранные для анализа, и его результаты

Населенный пункт	Площадь, км ²	Население, тыс. чел.	Доли плотной застройки/лесов и парков / остальной поверхности в площади города, %	Окружающая местность	Количество снимков (в скобках – дней со снимками) в 2018 г.	$m \pm \sigma$, где m – средняя интенсивность “острова тепла”, σ – стандартное отклонение в 2018 г., °C
1. Москва	1081*	12678	20/13/67	Пригороды, поля, лес	118 (75)	2.6 ± 1.4
2. Рязань	224	539	3/4/93	Пригороды, поля	110 (71)	2.0 ± 2.3
3. Тверь	152	450	4/19/77	Пригороды, поля, лес	102 (68)	0.3 ± 2.8
4. Подольск	40	291	13/8/79	Москва и другие ее пригороды	115 (74)	2.2 ± 1.6
5. Ногинск	52	104	7/18/75	В основном – лес	113 (74)	0.7 ± 1.4
6. Дмитров	26	69	4/8/88	Поля, открытая местность	114 (73)	1.2 ± 2.0
7. Можайск	18	30	2/10/88	Поля, открытая местность	105 (71)	0.8 ± 2.3
8. Верея	5	5	0/12/88	Лес	103 (70)	-0.0 ± 1.5
9. Афанасово	1	0.336	0/6/94	Лес	94 (66)	-0.1 ± 1.3
10. Бяконтово	0.14	0.006	0/10/90	Лес	12 (12)	-0.4 ± 1.0

Примечание. *В традиционных границах (до 2012 г.)

занными из него площадями всех десяти исследованных объектов (рис. 1).

Общая область сравнения позволяет корректно сопоставить результаты, полученные для разных мест, поскольку разные города и деревни находятся в разном локальном окружении: это либо соседние пригороды Москвы (Подольск), либо открытая сельская местность (Можайск и Дмитров), либо лес (Верея, деревни Афанасово и Бяконтово). Основной характеристикой “поверхностных островов тепла” служит их интенсивность, т.е. разность средней температуры поверхности $\Delta T_{\text{П}}$ во всех ячейках площадью 1 км² внутри населенного пункта и за его пределами в области сравнения.

Очевидно, что выбранные для анализа населенные пункты должны:

- иметь по возможности цельную и компактную, геометрически простую форму;
- находиться в условиях равнинного рельефа и вдали от обширных водоемов;
- быть окруженными в основном сельской местностью, т.е. не иметь общих границ с другими сравнимыми или большими по размеру городами;
- не находиться слишком близко ни к Москве (во избежание влияния теплового следа столичного “острова тепла”), ни к границам области

сравнения (во избежание влияния географической зональности). Как известно, зональность в Московском регионе проявляется в общем росте температуры и поверхности, и воздуха в направлении с северо-запада на юго-восток [4].

Заметим, что два самых крупных после Москвы населенных пункта в выбранной части пространства – Тверь и Рязань – не отвечают последнему условию. Тверь находится вблизи северной границы этой области, так что интенсивность ее “острова тепла” может быть занижена (сравнительно холодная в силу зональности поверхность этого города соотносится в основном с более теплыми южными ячейками). Напротив, интенсивность “острова тепла” Рязани вблизи юго-восточной границы области сравнения может быть завышена, поскольку ее поверхность сравнивается главным образом с более холодными северными ячейками. С другой стороны, Подольск и дер. Афанасово находятся вблизи Москвы, так что в результатах анализа для этих пунктов нельзя полностью исключить влияние столичного “острова тепла”. Кроме того, для лучшей сравнимости во избежание влияния зональности желательна относительная близость населенных пунктов друг к другу (этому условию отвечают, с одной стороны, Можайск и Верея, а также Ногинск, Дмитров и обе деревни). Желательно также нали-

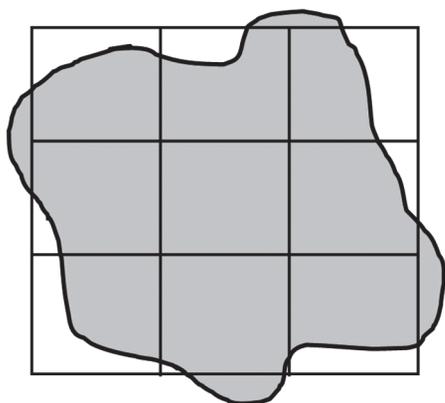


Рис. 2. Пример представления реальной площади условного города (серая фигура) в виде квадрата в сетке спутниковых данных.

чие в городе сетевой метеостанции (они есть в Москве, Рязани, Твери, Дмитрове и Можайске).

Серьезной проблемой при анализе спутниковых данных служит частая в нашем климате облачность, непроницаемая для приемников радиометров (при наличии облаков измеряется температура их верхней границы, нереально низкая для поверхности, что позволяет автоматически отсеивать такие значения). Как показали проведенные авторами численные эксперименты [4], пригодными для анализа “острова тепла” Москвы являются снимки, в которых облака, шлейфы дымов и прочие помехи занимают менее 50% площади Московского региона. При этом смещение оценок ΔT_{Π} сравнительно мало ($\leq \pm 20\%$), и его можно считать допустимым. На основе данного результата была получена выборка из 120 пригодных снимков обоих спутников в 2018 г.

ВЛИЯНИЕ КРАЕВЫХ ЭФФЕКТОВ

Ранее авторы на примере Москвы [4] подробно исследовали смещения оценок средней интенсивности “поверхностного острова тепла” вследствие пролета спутников в дневные часы (у ночных снимков качество хуже, и их мы не рассматриваем), а также в силу доступности этих данных только в антициклональных условиях, которые сами по себе усиливают “остров тепла”. Говоря же об “островах тепла” малых населенных пунктов, следует отметить еще один важный источник смещения оценок ΔT_{Π} – краевые эффекты вблизи границ исследуемых объектов. Допустим, температура поверхности во всех точках некоторого компактного по форме города $T_{\Pi} = a$, а за его пределами всюду $T_{\Pi} = b$, так что интенсивность “острова тепла” $\Delta T_{\Pi} = (a - b)$. Автоматическая программа распознавания объектов относит к ним все ячейки снимка, половина или более

площади которых находится в пределах объекта. Если по заданному векторному слою выявлено 9 городских ячеек в виде квадрата площадью $3 \times 3 \text{ км}^2$, то это означает, что в каждой из них доля города ≥ 0.5 , а вокруг везде < 0.5 (пример – на рис. 2). В пограничных ячейках, не полностью охваченных городом, температура поверхности окажется промежуточной соответственно доли города в их площади. При компактной и симметричной форме города центральная ячейка такого квадрата, скорее всего, полностью заполнена поверхностью города, а средняя доля города в каждой из смежных с ней ячеек на краях квадрата составляет 0.75.

Таким образом, средняя температура поверхности во всех девяти ячейках:

$$T_{\Pi} = (a + (a \times 0.75 + b \times 0.25) \times 8) / 9 = 0.78a + 0.22b. \quad (1)$$

При бесконечно большой внешней области сравнения вклад в ее температуру возможного выхода городской поверхности за пределы этих девяти ячеек пренебрежимо мал и, следовательно, средняя температура всех внешних ячеек вне города $T_{\Pi} \sim b$. Тогда интенсивность “поверхностного острова тепла” составляет:

$$\Delta T_{\Pi} = (0.78a + 0.22b) - b = 0.78(a - b). \quad (2)$$

Смещение оценок интенсивности тем меньше, чем больше площадь объекта и меньше доля пограничных ячеек по его периметру в общем их количестве. Очевидно, что для случая квадрата из 25 ячеек, почти точно равного площади Дмитрова, коэффициент перед разностью $(a - b)$ составит 0.84, для квадрата из 49 ячеек (близкого к площади Ногинска) – 0.88, для квадрата из 196 ячеек (площадь, промежуточная между Тверью и Рязанью) – 0.93. Наконец, для квадрата из 1089 ячеек (Москва) этот коэффициент возрастает уже до 0.97. Таким образом, данные спутников с разрешением 1 км^2 , очевидно, должны занижать реальную интенсивность “острова тепла” Дмитрова на 16%, Ногинска – на 12%, центров соседних областей – приблизительно на 7%, а Москвы – лишь на 3%. В реальности поверхность и города, и окружающая его местность неоднородна. Так, в Москве много лесопарков, представляющих собой локальные “острова холода” внутри городского “острова тепла” [8]. Четыре из пяти столичных метеорологических станций находятся в парковых зонах, и среднегодовая температура воздуха T в 2018 г. составила по их данным от 6.3°C в Тушино до 6.6°C в МГУ, в обсерватории Михельсона и на ВДНХ, тогда как на ст. Балчуг в зоне плотной застройки T достигла 7.8°C . С другой стороны, вокруг столицы расположен обширный пояс ее пригородов с довольно плотной городской застройкой. Благодаря этому в пограничных ячейках векторного контура Москвы вдоль линии МКАД доля поверхности с сельской

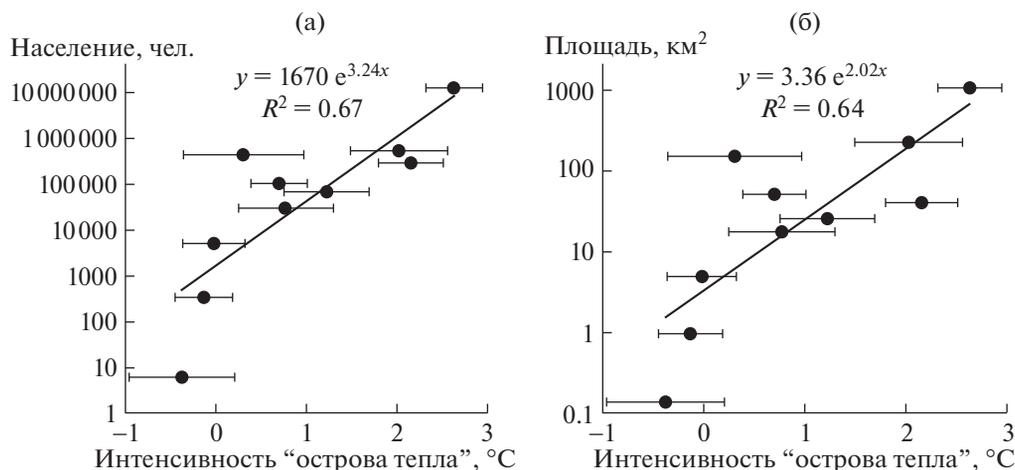


Рис. 3. Связи интенсивности “поверхностных островов тепла” городов и деревень Московского региона с их населением и площадью по данным спутников Terra и Aqua 2018 г. Доверительные интервалы рассчитаны с уровнем значимости 5% по выборке всех дней со снимками.

местностью крайне незначительна, так что занижение ΔT_{Π} для столицы пренебрежимо мало (<3%).

Исходя из условно допустимого порога смещения 20%, оценки величины ΔT можно считать близкими к реальным при площади города ~20–25 км² или более. Таким образом, занижение реальной интенсивности “поверхностного острова тепла” существенно в нашем случае для Вереи и обеих маленьких деревень — тем более с учетом окружения их густым лесом. Можайск в этом ряду занимает пограничное положение. Заметим, что, вообще говоря, знак ΔT_{Π} может быть различным в зависимости от географических условий: так, в сухих тропиках порой весь город-оазис оказывается “островом холода” в окружающей его пустыне — во всяком случае, в сухой сезон года (например, Эрбил [11]). Но в средних широтах городская поверхность почти всегда теплее сельской местности, так что смещение оценок интенсивности “островов тепла” из-за влияния краевых эффектов сводится к ее занижению.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Анализ осуществлен на примере данных спутников Terra и Aqua в 2018 г. В табл. 1 приведено как число всех снимков в условиях ясного или малооблачного неба, оказавшихся пригодными для анализа отдельных городов, так и число дней с такими снимками. Если пригодными были снимки обоих спутников в один и тот же день, к расчетам принималось среднее арифметическое значение интенсивности “островов тепла” на обоих снимках. Естественно, наибольший размер выборки значений в отдельные дни (75) присущ самому большому по площади объекту — Москве; в

остальных городах он немного меньше, поскольку на некоторых снимках они были закрыты облаками. Самый маленький из рассмотренных населенных пунктов — деревня Бяконтово — крайне редко выявлялась автоматической программой распознавания. Лишь на 12 снимках, когда часть ближайшей ячейки была закрыта облаками, площадь этой деревни ненамного превысила половину ее оставшейся открытой поверхности. Все средние значения ΔT_{Π} нормированы на годовой ход, т.е. рассчитаны с равными весами для каждого из месяцев.

На рис. 3 показаны полученные связи интенсивности “островов тепла” как с численностью населения, так и с площадью исследованных городов и деревень. Как видим, обе статистические зависимости близки к экспоненциальным функциям: корреляционное отношение (или коэффициент корреляции в полулогарифмических координатах) R равен 0.82 и 0.80 соответственно для численности населения и площади. Обе зависимости существенно нелинейны: при их аппроксимации линейными трендами коэффициенты корреляции меньше: лишь 0.60 и 0.65 соответственно. Разумеется, полученные зависимости можно аппроксимировать и степенными функциями разного порядка с гораздо более высокими значениями R : вплоть до 0.99–1.00 для полиномов 5-й и 6-й степени. Однако эти функции немонотонные; описание же обеих зависимостей экспонентами отражает общую тенденцию усиления “островов тепла” с ростом городов и потому более логично.

Отклонения отдельных точек от линий регрессии объясняются влиянием общей географической зональности, локальной неоднородностью фоновых условий, а также особенностями по-

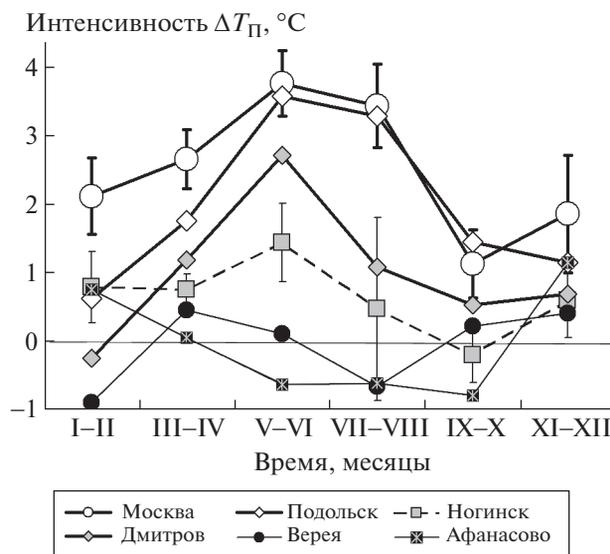


Рис. 4. Годовой ход интенсивности “поверхностных островов тепла” разных населенных пунктов Московского региона по данным спутников Terra и Aqua за 2018 год. Доверительные интервалы рассчитаны с уровнем значимости 5%.

верхности самих городов (разной плотностью городской застройки и разной долей зеленых насаждений в разных местах). Так, “поверхностный остров тепла” Твери, действительно, для данной области сравнения оказался намного слабее не только сравнимой с ней Рязани, но и почти всех малых городов Московской области, расположенных южнее. Причинами этого служат как проявление зональности (нахождение Твери вблизи северного края зоны сравнения), так и большие лесопарки в этом городе, являющиеся локальными “островами холода”. Очень теплая поверхность Подольска, видимо, объясняется как обширной плотной городской застройкой (ее доля в площади города больше только в столице), так и влиянием теплового следа “острова тепла” соседней Москвы. Заметим, что в Дмитрове ΔT_p оказалась намного больше, чем в Можайске, хотя среднегодовая T по данным метеостанций в этих городах оказалась в 2018 г. одинаковой: 5.7°C . Данный результат также вполне логичен, поскольку доля плотной застройки в Дмитрове почти вдвое больше.

Примечательно, что самый маленький город Подмосковья Верея показал почти нулевое, а обе деревни Мытищинского района — даже слабоотрицательные значения ΔT_p . С учетом их малой площади очевидно, что расчетные ячейки, распознанные программой по векторным слоям как Афанасово и Бяконтово, включают в себя окружающий обе деревни лес. Таким образом, если границу Бяконтово считать проходящей не по кромке леса, а на расстоянии ~ 300 м в его глубине, то эта деревня вместе с лесной опушкой является слабовыраженным “островом холода” в поле

T_p . Впрочем, с учетом величин σ в табл. 1 и доверительной вероятности на рис. 3, отрицательный знак ΔT_p не является статистически достоверным. Для получения более точных оценок интенсивности “островов тепла” столь малых населенных пунктов требуются данные спутников с высоким пространственным разрешением.

С этой целью к анализу был привлечен также снимок спутника Landsat, полученный в условиях ясной погоды в 08: 23 28 мая 2018 г. Расчет T_p по измеренной радиояркостной температуре выполнен согласно рекомендациям GIS-Lab: <https://gis-lab.info/qa/landsat-data-correction.html>. Дополнительно для сравнения приведены данные спутника Terra, пролетевшего в этот день над Московским регионом вслед за Landsat спустя 17 мин (в 08: 40). Область сравнения для расчетов ΔT_p на обоих снимках ограничена шириной полосы съемки спутником Landsat 185 км — поэтому в нее не попали ни Тверь, ни Рязань. Оказалось, что утром в этот день значение ΔT_p составило по данным Landsat 4.8°C и для Москвы, и для Дмитрова; 5.5°C для Можайска; 3.5°C для Вереи; 3.4°C для Афанасова и 1.4°C для Бяконтово. По данным Terra ΔT_p составило 4.7; 2.4; 5.8; 2.8 и -0.8°C соответственно для Москвы, Дмитрова, Можайска, Вереи и Афанасова. Как видим, в этот день в силу погодных условий все “поверхностные острова тепла” проявились сильнее обычного (применительно к Москве ΔT_p оказалась почти вдвое больше, чем в среднем за год). Оценки их интенсивности обоими спутниками почти совпали для Москвы и близки для Можайска, однако для Дмитрова сильно разошлись. Для малых населенных пунк-

тов получены положительные значения $\Delta T_{\text{П}}$ по данным Landsat, но гораздо меньшие (для Вереи) и даже отрицательные (для Афанасова) по данным Terra. Очевидно, оценки Landsat точнее вследствие близости расчетной области на мелкой сетке этого спутника к реальным границам населенных пунктов. Таким образом, занижение интенсивности “островов тепла” малых городов и деревень по спутниковым данным с низким разрешением из-за включения в расчеты окружающего эти пункты леса подтверждается данным примером.

Годовой ход интенсивности “поверхностного острова тепла” Москвы по многолетним данным отмечен максимумом при активной вегетации летом и минимумом поздней осенью [4]. Как видно на рис. 4, это подтверждает и отдельный расчет на примере 2018 г. Ввиду недостаточного размера выборки для отдельных месяцев годовой ход $\Delta T_{\text{П}}$ рассчитан для всех мест в среднем за каждые два месяца. Как видим, в большинстве пунктов за исключением самых малых (Вереи и Афанасова) максимум интенсивности также отмечается летом, а минимум – осенью или зимой. С учетом доверительных интервалов видно, что различия между крупнейшим мегаполисом Москвой и малыми городами (Ногинск) статистически достоверны во все сезоны. Для самых малых населенных пунктов однозначные закономерности годового хода не выявлены.

ВЫВОДЫ

1. Любые города, включая малые, создают в средних широтах “поверхностные острова тепла” в виде устойчивой тепловой аномалии в поле температуры поверхности. Величина этой аномалии составляет в среднем за год вплоть до 2.0–2.6°C для крупных городов.

2. Острова тепла самых малых населенных пунктов слабые, интенсивность их порядка 1°C; с учетом окружающей деревню лесной опушки она близка к нулю или является слабоотрицательной.

3. Связи интенсивности “поверхностных островов тепла” с численностью населения и площадью населенных пунктов с высокой достоверностью можно описать экспоненциальными функциями.

4. Годовой ход интенсивности “поверхностных островов тепла” большинства городов отмечен наибольшими значениями летом и наименьшими – осенью или зимой.

5. При соотношении площадей города и единичной ячейки расчетной сетки ~25: 1 и более занижение интенсивности его “острова тепла” $\Delta T_{\text{П}}$ вследствие влияния краевых эффектов сравнительно мало (<0.2 величины $\Delta T_{\text{П}}$).

6. Площадь плотной не озелененной жилой застройки составляет от 20% в Москве до нескольких сотых долей в малых городах и, в целом, убывает с уменьшением населенного пункта; в обеих деревнях она отсутствует вовсе. Лесопарковые территории занимают порядка 1/10 (от 6 до 19%) площади большинства городов и деревень.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы сердечно благодарят академика РАН Н.С. Касимова за ценные советы, а также М.В. Зимина и других сотрудников ИТЦ СканЭкс за предоставление программного обеспечения и большую помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В.Н. Климат больших городов (обзор). Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1975. С. 72.
2. Еланский Н.Ф., Лаврова О.В., Мохов И.И., Ракин А.А. Структура острова тепла над городами России по наблюдениям с передвижной лаборатории. // ДАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 366–371.
3. Ландсберг Г.Е. Климат города. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 248.
4. Локощенко М.А., Енукова Е.А. Остров тепла в Московском регионе по спутниковым данным. // Метеорология и гидрология. 2020. № 7. С. 50–63.
5. Мохов И.И. Взаимосвязь численности населения в городах с их размерами. // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 258–260.
6. Мохов И.И. Связь интенсивности “острова тепла” города с его размерами и количеством населения. // ДАН. 2009. Т. 427. № 4. С. 530–533.
7. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1982. С. 360.
8. Сорокина (Енукова) Е.А., Локощенко М.А. // Вестник Международного университета природы, общества и человека “Дубна” Серия “Естественные и инженерные науки”. 2017. 1 (37). С. 32–38.
9. Esau I., Miles V. // Exogenous Drivers of Surface Urban Heat Islands in Northern West Siberia // Geography, Environment, Sustainability. 2018. 11 (3). P. 83–99.
10. Lokoshchenko M.A. Urban ‘Heat Island’ in Moscow. // Urban Climate. 2014. V. 10. P. 3. P. 550–562.
11. Rasul A., Balzter H., Smith C. Spatial Variation of the Daytime Surface Urban Cool Island during the Dry Season in Erbil, Iraqi Kurdistan, from Landsat 8. // Urban Climate. 2015. V. 14 (2). P. 176–186.
12. Steitz D., et al. Terra: Flagship of the Earth Observing System. // NASA press kit, release. № 99–120. 1999. 26 p.
13. Varentsov M., Konstantinov P., Baklanov A., et al. // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 17573–17587.

HEAT ISLANDS OF SMALL TOWNS AND VILLAGES IN MOSCOW REGION

M. A. Lokoshchenko^{a, b, #} and Ye. A. Eukova^b

^a *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russian Federation*

^b *State University "Dubna", Dubna, Moscow region, Russian Federation*

[#] *E-mail: loko@geogr.msu.su*

Presented by Academician of the RAS N.S. Kasimov June 10, 2021

For the first time “surface urban heat islands” (thermal anomalies in the surface temperature field) of different towns and villages of Moscow region and neighboring regions have been studied by the data of radiometric measurements from Terra and Aqua satellites on the example of one year. An intensity of this phenomenon ΔT_S (a difference between average surface temperature inside inhabited locality and at surrounding rural zone) varies from weakly negative values at small villages including surrounding forest edge, close to zero values for the smallest towns (Vereya) and up to 2.6°C for the biggest city in the region (Moscow). According to the data of Landsat satellite, having higher spatial resolution, $\Delta T_S > 0^\circ\text{C}$ even at smallest localities. Dependencies of the “surface urban heat island” intensity on both the locality population (at a range from 10^1 до 10^7), and the locality area (at a range from 10^{-1} до 10^3 km²) may be approximated by exponential functions with great statistical significance. The ΔT_S annual course as a rule is noted by maximum in summer during intense vegetation by plants and minimum in autumn or in winter. Differences between ΔT_S in Moscow and small towns of Moscow region are statistically significant. An influence of edge effects for the satellite data spatial resolution 1 km² leads to a noticeable underestimation of real “heat island” intensity if town area is less than 20–25 km².

Keywords: satellites, radiometric measurements, “surface urban heat island” intensity, geographical zonality, small towns

УДК 543.37 + 556.531

О ДИНАМИКЕ РАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА В ГЛАВНОМ РУСЛЕ РЕКИ ЛЕНЫ В ИЮЛЕ 2017 Г.

© 2021 г. И. И. Пипко^{1,*}, С. П. Пугач¹, Ю. А. Моисеева^{1,2}, О. В. Дударев¹, И. А. Репина^{3,4}, академик РАН В. И. Сергиенко⁵, член-корреспондент РАН И. П. Семилетов¹

Поступило 27.05.2021 г.

После доработки 06.07.2021 г.

Принято к публикации 07.07.2021 г.

В июле 2017 г. исследована динамика форм растворенного углерода в водах главного русла р. Лены от среднего течения (г. Якутск) до придельтовой зоны моря Лаптевых. Показано, что в летний период речные воды являлись поставщиком CO_2 в атмосферу и на арктический шельф; интенсивность поступления CO_2 в атмосферу изменялась от 0.8 до 137.9 ммоль м^{-2} сутки⁻¹ при среднем значении 31.3 ммоль м^{-2} сутки⁻¹. Наибольшая пространственная изменчивость гидрохимических и гидрооптических характеристик наблюдалась в области среднего течения реки, что определялось вариациями расхода воды, а также влиянием притоков. Обнаруженные различия средних величин изучаемых параметров, рассчитанных на двух участках реки, сформировались на фоне высокого паводка в среднем течении и меженного характера стока — в нижнем. Анализ качественного состава растворенного органического вещества (РОВ), выполненный на основе его оптических характеристик, показал присутствие более лабильного РОВ в среднем течении реки по сравнению с нижним. Установлена связь оптических характеристик и состава РОВ с концентрациями растворенного CO_2 в главном русле р. Лены. Показано, что оптические параметры вод являются полезным инструментом для понимания динамики и качества речного РОВ, а также его взаимосвязи с потоками CO_2 в арктических реках.

Ключевые слова: арктические реки, растворенный углерод, карбонатная система, потоки CO_2 , мерзлота, климат

DOI: 10.31857/S2686739721100133

Реки являются важнейшим путем мобилизации и транспортировки растворенного углерода в океан, во многом определяя особенности углеродного цикла на арктическом шельфе и в Северном Ледовитом океане (СЛО) в целом. Высокие концентрации растворенного углерода в речных водах, а также интенсивный обмен углекислым газом (CO_2) с атмосферой обуславливают значимость речных вод не только в углеродном цикле,

но и в климатических изменениях. В настоящее время это влияние возрастает — в последние десятилетия документировано значительное увеличение стока великих сибирских рек в СЛО [1, 2].

Река Лена — одна из крупнейших сибирских рек, уступающая по объему стока только Енисею и поставляющая в СЛО ~1/5 часть от общего речного стока. Длина этой водной магистрали составляет 4410 км, а площадь водосборного бассейна, подстилаемого многолетней преимущественно сплошной мерзлотой, составляет 2490 тыс. км² [3]. Температура в Арктике растет наиболее высокими темпами, влияя на функционирование всей арктической экосистемы; интенсификация таяния многолетнемерзлых пород и мобилизация законсервированного в них органического вещества рассматривается как одно из важнейших проявлений изменения климата [4]. Однако вопрос о современных особенностях трансформации растворенных форм неорганического и органического углерода в водах реки Лены и процессах, их определяющих, остается малоизученным. Этой проблеме посвящены лишь несколько работ [5–9], а основная часть исследо-

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

² Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

³ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Институт химии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

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

Таблица 1. Характеристики комплексных станций

Ст.	Дата	Широта	Долгота	Глубина места, м
1	21.07.2017	62.20	129.89	15.0
2	21.07.2017	62.66	129.88	10.5
3	22.07.2017	62.97	129.70	8.7
4*	22.07.2017	63.44	129.62	4.0
5	22.07.2017	63.50	128.81	28.0
6	22.07.2017	63.63	128.09	11.3
7	23.07.2017	63.92	127.44	12.7
8	23.07.2017	64.12	126.94	9.3
9**	23.07.2017	64.36	126.41	5.0
10	23.07.2017	64.64	125.51	10.2
11	24.07.2017	65.06	124.82	7.0
12	24.07.2017	65.36	124.40	7.5
13	24.07.2017	65.70	124.35	8.7
14	24.07.2017	66.12	123.99	12.2
16	25.07.2017	66.43	123.70	15.2
17	25.07.2017	66.91	123.43	9.1
18	25.07.2017	67.35	123.18	9.5
19	25.07.2017	67.74	123.13	13.0
20	25.07.2017	67.99	123.21	15.3
22	26.07.2017	68.27	123.76	11.0
23	26.07.2017	68.70	123.98	11.0
24	26.07.2017	69.18	124.33	10.8
25	26.07.2017	69.76	125.09	12.0
26	27.07.2017	70.09	125.85	9.0
27	27.07.2017	70.52	126.01	14.8
28	27.07.2017	70.61	127.19	21.0
30	28.07.2017	71.65	127.27	21.0
31	28.07.2017	72.01	127.02	22.0
32	28.07.2017	72.38	126.76	22.0
33	29.07.2017	72.35	127.69	20.0
34	29.07.2017	72.07	128.41	8.0
35	29.07.2017	71.96	129.38	9.0

Примечание. * Алдан, ** Вилюй.

ваний динамики углерода проводилась только в нижнем течении и в дельте реки Лены ([3, 10] и приведенные в них ссылки). Кроме того, количественные оценки величин потоков CO_2 в системе речная вода—атмосфера в главном русле реки Лены ниже впадения правобережного притока Алдана ранее не выполнялись.

Цель исследования — оценить пространственную изменчивость форм растворенного углерода в среднем и нижнем течении реки Лены и идентифицировать процессы, ее определяющие; на основе оптических характеристик выявить из-

менчивость состава и свойств растворенного органического вещества (РОВ) в русле реки; количественно оценить интенсивность поступления CO_2 из среднего и нижнего участков русла реки Лены в атмосферу.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Комплексные исследования вод главного русла р. Лены в среднем и нижнем течении (граница между ними определена местом впадения левобережного притока Вилюя [11]) были проведены в июле 2017 г. (рис. 1). Работы выполнялись с борта маломерного судна (средняя скорость 30 км час^{-1}) в фарватере реки в диапазоне глубин 7–28 м (табл. 1); образцы воды отбирались с поверхностного и придонного горизонтов. Из 32 комплексных станций две (ст. 4 и 9) были выполнены в устьях притоков Алдана и Вилюя (в пяти и трех километрах от места впадения соответственно, рис. 1 а). Были проведены измерения pH, общей щелочности (A_T), растворенного органического углерода (РОУ), спектров абсорбции окрашенной фракции РОВ. На основе измеренных спектров были рассчитаны другие оптические характеристики РОВ — коэффициент поглощения (a_{254}), углы наклона спектра в интервалах длин волн 275–295 нм ($S_{275-295}$) и 350–400 нм ($S_{350-400}$), отношение углов наклона в этих интервалах длин волн (S_R), а также степень ароматичности (C_{Ar}). В речных водах также определялись температура, содержание взвешенного материала (ВМ) и растворенного кислорода. В приводном слое атмосферы регистрировались содержание CO_2 , скорость и направление ветра, давление и влажность воздуха. На основе измеренных параметров карбонатной системы (pH и A_T) рассчитывались концентрации растворенного CO_2 , растворенного неорганического углерода (C_T), величины парциального давления CO_2 ($p\text{CO}_2$) в речных водах, а также потоки CO_2 (F_{CO_2}) между водой и атмосферой. Методы измерения и расчетов подробно описаны в [6, 7, 12, 13].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Распределение растворенных форм углерода в поверхностных водах главного русла реки в июле 2017 г. демонстрировало значительную пространственную динамику (рис. 2, 3).

Наибольшие амплитуды величин были обнаружены в области среднего течения реки; в водах этого участка были определены экстремальные значения параметров карбонатной системы (pH, A_T , C_T , $p\text{CO}_2$), а также оптических характеристик РОВ (рис. 2, 3). Разброс значений pH составлял около 1 ед. pH, A_T и C_T изменялись более, чем в два раза, а $p\text{CO}_2$ — почти в три раза. При этом мак-

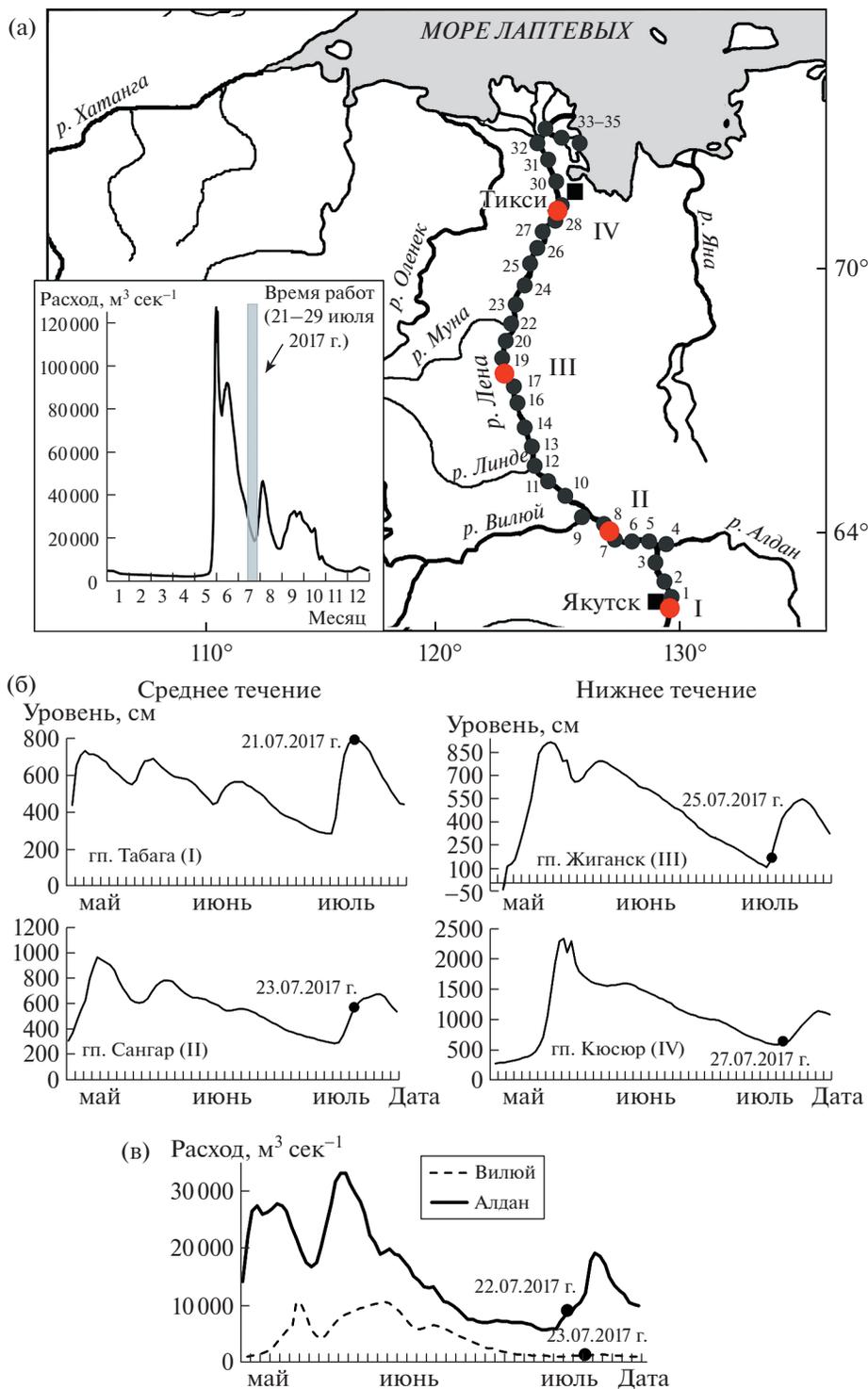


Рис. 1. Карта района исследований, положение комплексных станций и гидропостов (отмечены красным цветом), гидрограф реки в 2017 г. (гп Кюсюр, [2]) (а), уровень воды на различных гидропостах в главном русле р. Лены (<https://allrivers.info/region/russia/dvfo-sever>) (б), расход воды в притоках Алдан (гп Верхоянский перевоз) и Вилюй (гп Хатырык-Хомо) (<https://gmvo.skniivh.ru/>) (в) во время работ.

симальное содержание растворенного в речных водах CO_2 более, чем в три раза превышало атмосферные величины.

Работы на первых станциях (ст. 1–3) совпали с пиком летнего дождевого паводка, превосходящего по интенсивности весеннее половодье на

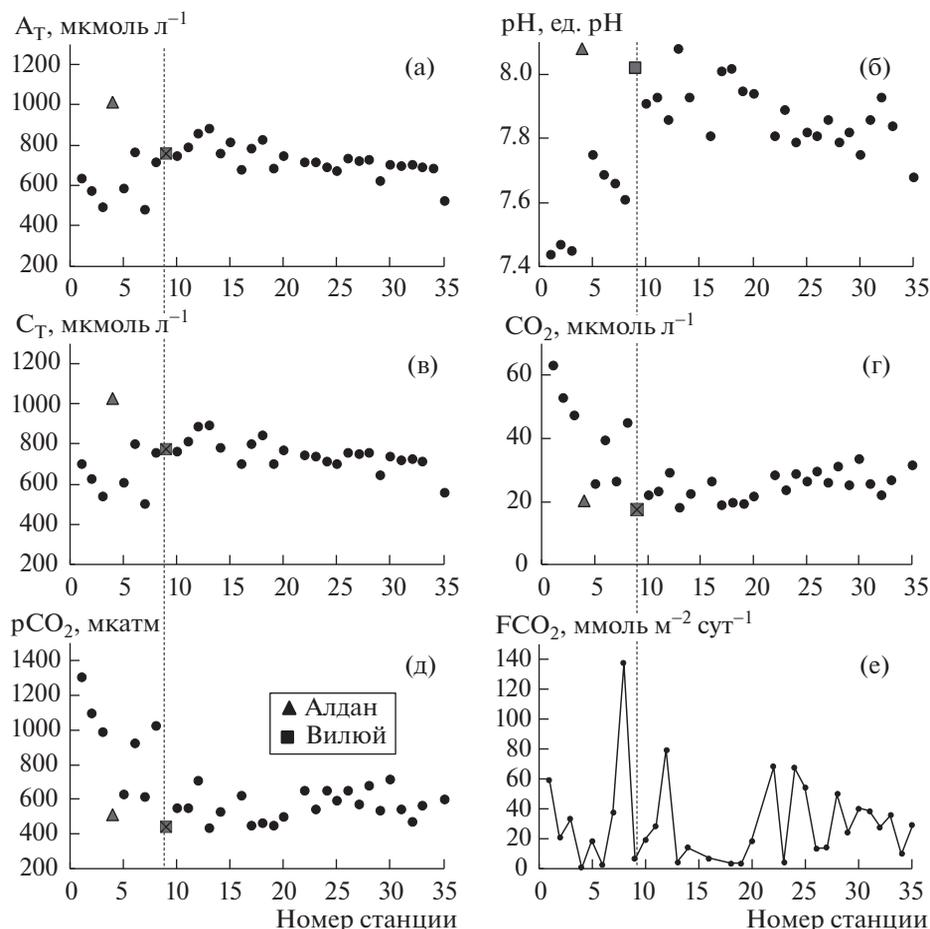


Рис. 2. Распределение общей щелочности, (а), $pH_{in\ situ}$ (б), растворенного неорганического углерода (в), растворенного CO_2 (г), парциального давления CO_2 (д) в поверхностных водах р. Лены, потоков CO_2 между водой и атмосферой (е). Граница между средним и нижним течениями показана пунктирной линией.

данном участке реки (рис. 1 б). Это обусловило наиболее значимое влияние почвенных вод, обогащенных органическим веществом и CO_2 , на распределение гидрохимических параметров в русле. Уровень воды на этих станциях почти в два раза превышал среднюю за последние 14 лет величину (470 см) и был близок к абсолютному максимуму за указанный период наблюдений (816 см, гп Табага, <https://allrivers.info/region/russia/dvfo-sever>). Следует отметить, что мощные летние паводки и сравнительно слабо выраженное весеннее половодье характерны для водного режима этого участка р. Лены, формирующегося под влиянием правобережных притоков Витима и Олекмы [14]. Влияние паводковых вод выражалось как в наименьших величинах pH и A_T , так и в высоких значениях pCO_2 и POU . Содержание POU на станциях 1–3 было наибольшим из измеренных в главном русле реки (9.3 мг $л^{-1}$ при диапазоне изменчивости 4.0–9.3 мг $л^{-1}$); распределение оптических характеристик (максимальные значения

a_{254} , C_{Ar} , минимальные величины $S_{275-295}$ и пониженные $S_{350-400}$) указывало на присутствие высокомолекулярного ароматического POV , способного к фото- и биоразложению [3, 15] (рис. 3). Паводковая волна сопутствовала исследованиям в русле реки на протяжении всего среднего течения, но на ст. 5–8 ее уровень еще не достиг максимума (рис. 1 б).

Неоднородность исследуемых величин в среднем течении реки определялась и водами Алдана, крупнейшего притока р. Лены и шестого по объему стока среди всех российских рек. Река протекает в гористой местности, дренируя комплексы кристаллических и метаморфических пород, и лишь в низовьях – по межгорной равнине. Воды Алдана по химическому составу гидрокарбонатно-кальциевые, почвы водосбора – нейтральные и слабощелочные. Подземное питание может достигать 20–30% от общего стока [11]. Во время работ расход воды в Алдане был низким, соответствующим периоду летней межени (рис. 1 в). Специфика дренируемых пород и режим питания

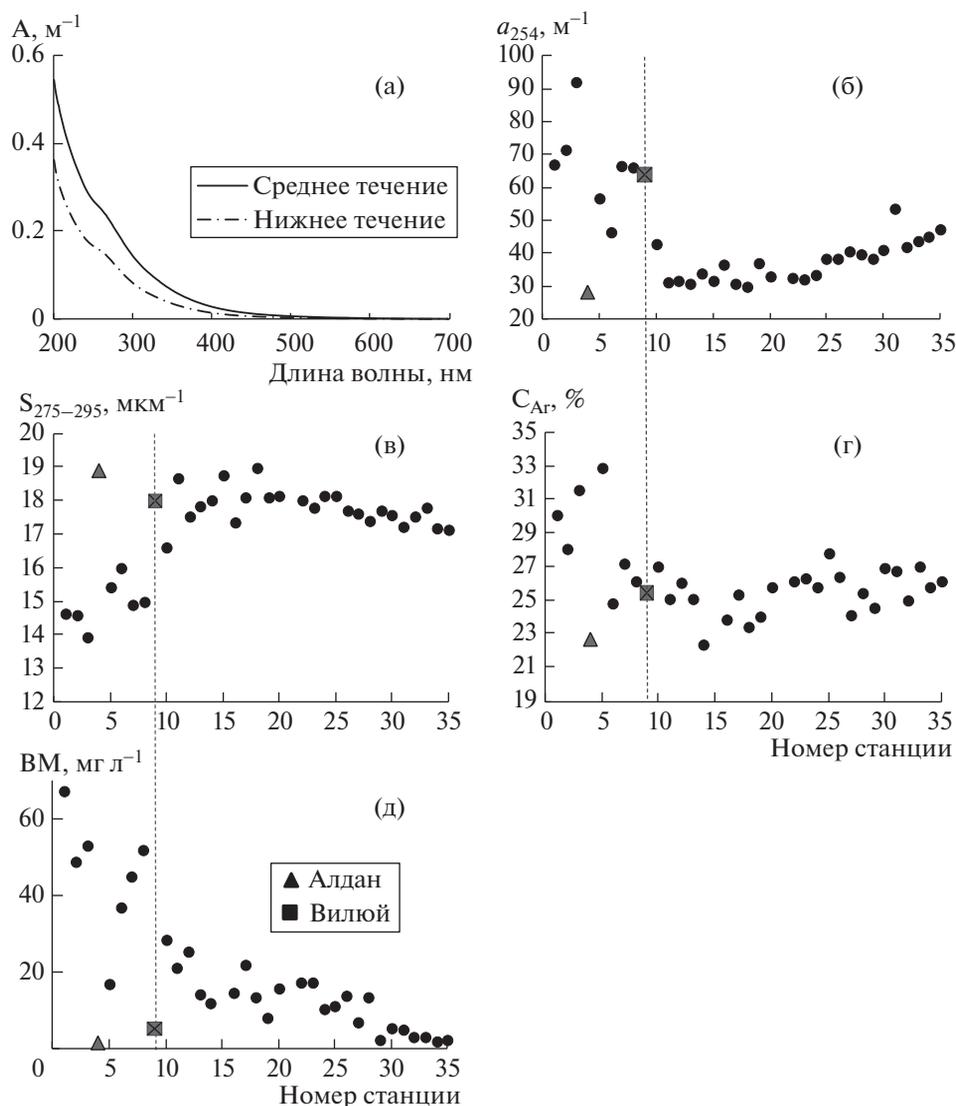


Рис. 3. Осредненные оптические спектры РОВ в поверхностных водах среднего и нижнего течения реки (а), распределение коэффициента абсорбции (б), угла наклона спектра в интервале длин волн 275–295 нм (в), степени ароматичности РОВ (г) и взвешенного материала (д). Граница между средним и нижним течениями показана пунктирной линией.

определяли повышенные A_T и рН, относительно низкие величины рСО₂ и минимальное для разреза содержание ВМ в водах реки (рис. 3). К характерным особенностям вод р. Алдана в июле 2017 г. можно отнести низкое содержание РОУ (4.2 мг л⁻¹), минимальные для района исследований величины a_{254} и C_{Ar} , а также максимальные значения $S_{275-295}$, что свидетельствует об ограниченном поступлении почвенного РОВ и/или о более высокой степени его фоторазложения. Это также могло быть одним из факторов, определяющих пониженные величины рСО₂ в устьевой области р. Алдана. Отметим, что измеренные здесь значения A_T оказались в 1.5 раза выше обнаруженных нами ранее величин [6, 7], в первую очередь, вследствие маловодности притока в исследуемый период.

В июле 2017 г. р. Вилюй также характеризовалась очень низкой водностью (рис. 1 в), что в данной гидрологической ситуации обусловило слабое влияние вод притока на распределение изучаемых параметров в главном русле р. Лены (рис. 2, 3).

В нижнем течении мы не наблюдали большой изменчивости исследуемых характеристик (рис. 2, 3). Это определялось как гидрографом реки — на данном участке мы исследовали не паводковые, а более “старые” воды, поступившие в реку в период летней межени, так и отсутствием крупных притоков (рис. 1). Отметим, что в экспедиции 2017 г. в нижнем течении реки не были обнаружены локальные участки с характеристиками, резко отличающимися от фоновых, аналогичные выявленным летом 2003 г. [6, 16].

Таблица 2. Средние величины гидрохимических и гидрооптических параметров в поверхностных водах главного русла р. Лены

Параметр, участок реки	A_T , МКМОЛЬ·Л ⁻¹	pH, ед. pH	C_T , МКМОЛЬ·Л ⁻¹	CO_2 , МКМОЛЬ·Л ⁻¹	pCO_2 , МКАТМ	POУ, МГ·Л ⁻¹	a_{254} , М ⁻¹	C_{Ar} , %	$S_{275-295}$, МКМ ⁻¹	$S_{350-400}$, МКМ ⁻¹	S_R
среднее течение, $n = 7$	608.9 ± 106.5	7.58 ± 0.13	651 ± 110	43 ± 13	944 ± 249	7.5 ± 1.3	66.6 ± 14.0	28.7 ± 2.9	14.9 ± 0.7	16.8 ± 0.8	0.9 ± 0.1
нижнее течение, $n = 23$	729.8 ± 74.2	7.87 ± 0.09	719 ± 169	25 ± 4	568 ± 60	4.9 ± 1.0	37.4 ± 6.1	25.5 ± 1.3	17.8 ± 0.5	18.1 ± 1.4	1.0 ± 0.1

Сопоставление средних величин изучаемых параметров, рассчитанных для двух участков реки, показало их существенное различие (табл. 2), что определялось, главным образом, изменением режима стока – высоким дождевым паводком в среднем течении и периодом летней межени в низовьях р. Лены (рис. 1). Так, концентрация растворенного CO_2 в среднем течении была в 1.5 раза выше по сравнению с нижним; величины POУ, pH, a_{254} и $S_{275-295}$ также статистически значительно отличались. Анализ оптических характеристик РОВ показал неидентичность его качественного состава на разных участках реки; осредненные оптические спектры РОВ имели специфические особенности (рис. 3 а). Высокая оптическая плотность вод в области коротких длин волн, пониженные величины $S_{275-295}$ и $S_{350-400}$ и повышенные C_{Ar} в водах среднего течения свидетельствовали о присутствии более лабильного РОВ, способного к фото- и биодеструкции, а также о более коротком времени пребывания этого органического вещества в речных водах [3, 15].

Поверхностные воды были пересыщены CO_2 относительно его содержания в атмосфере (рис. 2). Устойчивые корреляционные связи оптических параметров с концентрациями растворенного CO_2 в русле реки свидетельствовали о тесной взаимосвязи последних с составом РОВ (табл. 3). Содержание CO_2 было значительно выше в водах среднего течения (табл. 2), что было обусловлено более высокими концентрациями CO_2 и лабильного РОВ, вымываемых из почв. При этом, как было показано ранее, в нижнем течении РОВ бы-

Таблица 3. Коэффициенты корреляции оптических параметров РОВ с концентрациями растворенного CO_2 в поверхностных водах главного русла р. Лены

Параметр	a_{254} , М ⁻¹	$S_{275-295}$, МКМ ⁻¹	S_R	C_{Ar} , %
$r, n = 30$	0.75	-0.77	-0.37	0.52

ло в меньшей степени способным к био- и фото-разложению, что определялось как поступлением деградированного РОВ из более глубоких почвенных горизонтов в период летней межени, так и более длительным временем его пребывания в речных водах [3]. О более активных процессах деструкции органического вещества в водах среднего течения свидетельствовали и низкие концентрации растворенного кислорода, степень насыщения которым снижалась здесь до 84%, тогда как в дельте Лены вблизи устья Быковской протоки она возрастала до 98%.

Выполненные синхронно с гидрохимическими анализами метеорологические наблюдения позволили рассчитать потоки CO_2 (F_{CO_2}) в системе вода–атмосфера в главном русле реки Лены (рис. 2 е, табл. 4). Поток CO_2 на протяжении исследованной части русла был направлен в атмосферу, средняя скорость эвазии составила 31.3 ммоль м⁻² сутки⁻¹. Величины F_{CO_2} широко варьировали в соответствии с изменением pCO_2 и коэффициента газопереноса, однако статистически значимой разницы в средних значениях не наблюдалось (табл. 4). Повышенные значения pCO_2 в среднем русле в значительной степени компенсировались более высокими скоростями ветра на нижнем участке реки.

Полученные значения F_{CO_2} оказались сопоставимы с величинами потоков в системе вода–атмосфера в период летней межени в главном русле другой “мерзлотной” реки – Колымы [17] и более чем в три раза ниже потоков, рассчитанных для вод р. Оби в летний сезон 2016 г. (102.1 ммоль м⁻² сутки⁻¹, [12]). Такое различие в величинах F_{CO_2} определялось более высокой степенью пересыщения вод Оби CO_2 , обусловленной, в первую очередь, состоянием многолетнемерзлых пород в бассейне реки. В отличие от восточно-сибирских рек, подстилаемых, главным образом, сплошной многолетней мерзлотой, здесь преобладает прерывистая, массивно-островная и островная мерз-

Таблица 4. Средние величины скорости ветра (U), коэффициента газопереноса (k) и потоков CO_2 (F_{CO_2}) в водах главного русла р. Лены

Параметр, участок реки	U , м с ⁻¹	k , см час ⁻¹	F_{CO_2} , ммоль м ⁻² сутки ⁻¹
среднее течение, $n = 7$	5.0 ± 2.5	7.75 ± 7.08	39.8 ± 47.8
нижнее течение, $n = 23$	7.1 ± 2.2	15.05 ± 8.43	28.8 ± 22.7

лота, в большей степени подверженная влиянию климатических изменений. При этом, как показано в [12, 18], наиболее значимые биогеохимические последствия деградации многолетнемерзлых пород, приводящие, в том числе, к увеличению содержания CO_2 в наземных водах, наблюдаются в зоне распространения прерывистой мерзлоты. Значимым фактором формирования различий являлись и обширные торфяники в водосборе р. Оби, в частности, крупнейшее в мире Васюганское болото с огромными запасами лабильного органического вещества [19].

ВЫВОДЫ

Исследована динамика форм растворенного углерода в главном русле р. Лены от среднего течения (г. Якутск) до придельтовой зоны моря Лаптевых в июле 2017 г.; определены оптические характеристики РОВ речных вод. Для среднего и нижнего течений реки были рассчитаны скорости обмена CO_2 между водами главного русла р. Лены и атмосферой. Показано, что в летний период речные воды являлись поставщиком CO_2 в атмосферу и на арктический шельф, что определялось как протекающими непосредственно в них процессами деструкции лабильной части органического вещества, так и высокими концентрациями вымываемого из почв CO_2 . Интенсивность поступления CO_2 в атмосферу изменялась от 0.8 до 137.9 ммоль м⁻² сутки⁻¹ при среднем значении 31.3 ммоль м⁻² сутки⁻¹. В результате в июле 2017 г. с исследуемой части реки (1628 км русла при средней ширине 2 км) в атмосферу поступило порядка 3.8×10^4 т С в форме CO_2 , что лишь на порядок ниже среднемесячного выноса водами реки растворенного органического и неорганического углерода, рассчитанного для замыкающего створа (4.8×10^5 т С и 7.8×10^5 т С соответственно).

Наибольшая пространственная изменчивость и экстремальные величины изучаемых параметров зарегистрированы в зоне среднего течения, где исследования совпали по времени с пиком дождевого паводка, превосходящим по расходу и уровню воды весеннее половодье. Влияние паводковых вод с высоким содержанием органиче-

ского вещества и CO_2 модифицировалось в некоторой степени водами крупных притоков, фаза водного стока которых соответствовала периоду малой водности.

Значимые различия средних величин исследуемых параметров на двух участках реки определялись, в первую очередь, водным режимом – высоким дождевым паводком в среднем течении и периодом летней межени – в нижнем.

Анализ качественного состава РОВ, выполненный на основе его оптических характеристик, показал присутствие более лабильного РОВ в среднем течении реки по сравнению с нижним. Установлена связь оптических характеристик и состава РОВ с концентрациями растворенного CO_2 в главном русле р. Лены. Показано, что оптические параметры являются полезным инструментом для понимания динамики и качества речного РОВ, а также его взаимосвязи с потоками CO_2 в арктических реках.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ динамики гидрохимических параметров речных вод выполнен за счет гранта РНФ № 21-17-00027, оптических характеристик – гранта РФФИ № 20-05-00545, обобщение биогеохимических данных и подготовка к публикации – за счет гранта РНФ № 21-77-30001. Экспедиционные исследования были организованы при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (тема № 121021500057-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shiklomanov A., Déry S., Tretiakov M., Yang D., Magritsky D., Georgiadi A., Tang W.* River Freshwater Flux to the Arctic Ocean. In: Yang D., Kane D.L. (eds) Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems. Springer, Cham. 2021. P. 703–738, https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9_24
2. *Shiklomanov A.I., Holmes R.M., McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M.* Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset, 2021. Version 20210527. <https://www.arcticrivers.org/data>
3. *Walker S.A., Amon R.M.W., Stedmon C.A.* Variations in High-latitude Riverine Fluorescent Dissolved Organic Matter: A Comparison of Large Arctic Rivers // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2013. V. 118. P. 1689–1702.
4. *Lim A.G., Loiko S.V., Kuzmina D.M., Krickov I.V., Shirokova L.S., Kulizhsky S.P., Vorobyev S.N., Pokrovsky O.S.* Dispersed Ground Ice of Permafrost Peatlands: Potential Unaccounted Carbon, Nutrient and Metal Sources // *Chemosphere.* 2021. V. 266. 128953.
5. *Кузьмин М.И., Тарасова Е.Н., Бычинский В.А., Карabanov Е.Б., Мамонтов А.А.* Составляющие гидрохимического режима вод р. Лены // *Водные ресурсы.* 2009. Т. 36. № 4. С. 440–451.
6. *Пипко И.И., Пугач С.П., Дударев О.В., Семилетов И.П., Чаркин А.Н.* Карбонатные параметры вод реки Лены: характеристики и распределение // *Геохимия.* 2010. Т. 48. №11. С. 1206–1213.

7. Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Dudarev O.V., Pugach S.P., Charkin A.N., McRoy C.P., Kosmach D., Gustafsson Ö. Carbon Transport by the Lena River from its Headwaters to the Arctic Ocean, with Emphasis on Fluvial Input of Terrestrial Particulate Organic Carbon vs. Carbon Transport by Coastal Erosion // *Biogeosciences*. 2011. V. 8. P. 2407–2426.
8. Георгиади А.Г., Тананаев Н.И., Духова Л.А. Гидрохимический режим реки Лены в августе 2018 г. // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 881–884.
9. Vorobyev S.N., Karlsson J., Kolesnichenko Y.Y., Koretz M., Pokrovsky O.S.: Fluvial Carbon Dioxide Emission from the Lena River Basin during Spring Flood // *Biogeosciences Discuss.*, <https://doi.org/>, in review, 2021. <https://doi.org/10.5194/bg-2021-109>.
10. Juhls B., Overduin P.P., Hölemann J., Hieronymi M., Matsuoka A., Heim B., Fischer J. Dissolved Organic Matter at the Fluvial–marine Transition in the Laptev Sea Using in situ Data and Ocean Colour Remote Sensing // *Biogeosciences*. 2019. V. 16. P. 2693–2713.
11. Региональная оценка подземного питания рек СССР / Под ред. А.И. Чеботарева, О.В. Попова. Л.: Гидрометеиздат, 1968, вып. 154, 175 с.
12. Пипко И.И., Пугач С.П., Савичев О.Г., Репина И.А., Шахова Н.Е., Моисеева Ю.А., Барсков К.В., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Динамика растворенного неорганического углерода и потоков CO₂ между водой и атмосферой в главном русле реки Обь // *ДАН*. 2019. Т. 484. № 6. С. 691–697.
13. Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson Ö., 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 Sci*. 2018, V. 14. P. 87–103.
14. Соколов А.А. Гидрография СССР. Гидрометеиздат, Ленинград, 1952. 472 с.
15. Hansen A.M., Kraus T.E.C., Pellerin B.A., Fleck J.A., Downing B.D., Bergamaschi B.A. Optical Properties of Dissolved Organic Matter (DOM): Effects of Biological and Photolytic Degradation // *Limnol. Oceanogr*. 2016. V. 61. P. 1015–1032.
16. Дударев О.В., Семилетов И.П., Чаркин А.Н. Масштабы неоднородностей состава взвеси в системе река Лена – море Лаптевых // *ДАН*. 2006. Т. 411, № 4. С. 527–534.
17. Denfeld B., Frey K.E., Sobczak W.V., Mann P.J., Holmes R.M. Summer CO₂ Evasion from Streams and Rivers in the Kolyma River Basin, North-east Siberia // *Polar Research*. 2013. V. 32. 19704.
18. Loiko S.V., Pokrovsky O.S., Raudina T.V., Lim A.G., Kolesnichenko L.G., Shirokova L.S., Vorobyev S.N., Kirpotin S.N. Abrupt Permafrost Collapse Enhances Organic Carbon, CO₂, Nutrient and Metal Release into Surface Waters // *Chem. Geol*. 2017. V. 471. P. 153–165.
19. Perminova I.V., Shirshin E.A., Zhrebker A., Pipko I.I., Pugach S.P., Dudarev O.V., Nikolaev E.N., Grigoryev A.S., Shakhova N., Semiletov I.P. Signatures of Molecular Unification and Progressive Oxidation Unfold in Dissolved Organic Matter of the Ob-Irtysh River System along its Path to the Arctic Ocean // *Sci. Reports*. 2019. V. 9. 19487.

ON DISSOLVED CARBON DYNAMICS IN THE MAIN STEM OF THE LENA RIVER IN JULY 2017

I. I. Pipko^{a, #}, S. P. Pugach^a, Yu. A. Moiseeva^{a, b}, O. V. Dudarev^a, I. A. Repina^{c, d}, Academician of the RAS V. I. Sergienko^e, and Corresponding Member of the RAS I. P. Semiletov^a

^a *Ilichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

^b *Tomsk National Research Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation*

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

^d *Research computing center, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

^e *Institute of Chemistry, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

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

The dynamics of dissolved carbon in the main stem of the Lena River from the middle reaches (Yakutsk) to the nearshore zone of the Laptev Sea was investigated during July 2017. It is shown that in the summer period river waters were a source of CO₂ to the atmosphere and the Arctic shelf. The rate of CO₂ out-gassing into the atmosphere varied from 0.8 to 137.9 mmol m⁻² day⁻¹ with an average value of 31.3 mmol m⁻² day⁻¹. Higher spatial variability of the studied hydrochemical and hydro-optical parameters was observed in the middle course, which was determined by the river hydrograph and the influence of the tributaries. The observed differences in the average values of the studied parameters, calculated for two sections of the river, were determined, first of all, by the phase of the river runoff – a high rainfall flood in the middle course and a period of summer dry season – in the lower one. The analysis of the qualitative composition of dissolved organic matter (DOM), based on its optical characteristics, showed the presence of more labile DOM in the middle stem of the river as compared to the lower one. A relationship has been established between the optical characteristics and composition of DOM with the concentrations of dissolved CO₂ in the Lena River's main stem. It is shown that optical parameters are a useful tool for understanding the dynamics and quality of river DOM and its relationship with CO₂ fluxes in Arctic rivers.

Keywords: Arctic rivers, dissolved carbon, carbonate system, CO₂ fluxes, permafrost, climate

УДК 528.88

КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЛОЩАДЕЙ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ И ЭМИССИЙ ВРЕДНЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРУ НА ТЕРРИТОРИИ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ РОССИИ ЗА 20-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

© 2021 г. Академик РАН В. Г. Бондур^{1,*}, О. С. Воронова^{1,**}, К. А. Гордо¹, А. Л. Зима¹

Поступило 14.06.2021 г.

После доработки 14.06.2021 г.

Принято к публикации 15.06.2021 г.

На основании результатов космического мониторинга проанализирована многолетняя изменчивость распределений площадей природных пожаров и вызываемых ими объемов эмиссий углеродсодержащих газовых примесей (CO, CO₂) и аэрозолей (PM_{2.5}) для крупных регионов Российской Федерации за 20-летний период (с 2001 по 2020 г.). Выявлена тенденция уменьшения площадей природных пожаров на территории Российской Федерации в целом, а также для Европейской части России и Уральского федерального округа в периоды времени с 2009 по 2020 г. и с 2012 по 2020 г. соответственно. Установлено, что вклад Сибирского федерального округа в общие объемы эмиссий CO, CO₂ и PM_{2.5} от природных пожаров был преобладающим начиная с 2011 г. Выявлено, что в 2020 г. объемы эмиссий от природных пожаров на территории Дальневосточного федерального округа превысили 55% от общероссийских.

Ключевые слова: космический мониторинг, дистанционное зондирование, природные пожары, углеродсодержащие газовые компоненты, аэрозоли, эмиссии

DOI: 10.31857/S2686739721100042

ВВЕДЕНИЕ

Природные пожары существенно влияют на состояние региональных экосистем и биоразнообразии, угрожают населенным пунктам и объектам инфраструктуры [1, 2]. Они являются важным источником поступления вредных газовых примесей и аэрозолей в атмосферу, угрожая здоровью населения и оказывая влияние на климат планеты [2–7]. Для оперативного обнаружения и анализа последствий природных пожаров, особенно на больших и труднодоступных территориях, наиболее эффективно использование космических методов и технологий [1–3, 5–10]. Развитие и практическое использование методов спутникового мониторинга пожаров и их последствий создало технологическую основу для качественного повышения уровня достоверности информации об этих опасных природных процессах на огромной территории России [2, 3, 6, 7] и ее от-

дельных регионов [1, 5, 8], а также на территориях других стран [9–12].

В настоящей работе приводятся результаты космического мониторинга изменчивости пространственно-временных распределений количества и площадей природных пожаров, а также вызываемых ими объемов эмиссий углеродсодержащих газовых примесей (CO, CO₂) и мелкодисперсных аэрозолей (PM_{2.5}) для территории Российской Федерации и ее отдельных регионов в пожароопасные периоды с апреля по октябрь за 20 лет с 2001 по 2020 г.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Мониторинг природных пожаров и выявление изменений границ площадей, пройденных огнем, осуществлялись по методике, описанной в работах [2, 7, 9]. Данные о площадях, пройденных огнем в результате природных пожаров на исследуемых территориях, были получены с помощью спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Terra и Aqua. В качестве основного использовался продукт MOD14 2-го уровня обработки с пространственным разрешением 1 км

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

*e-mail: vgbondur@aerocosmos.info

**e-mail: v_olya86@mail.ru

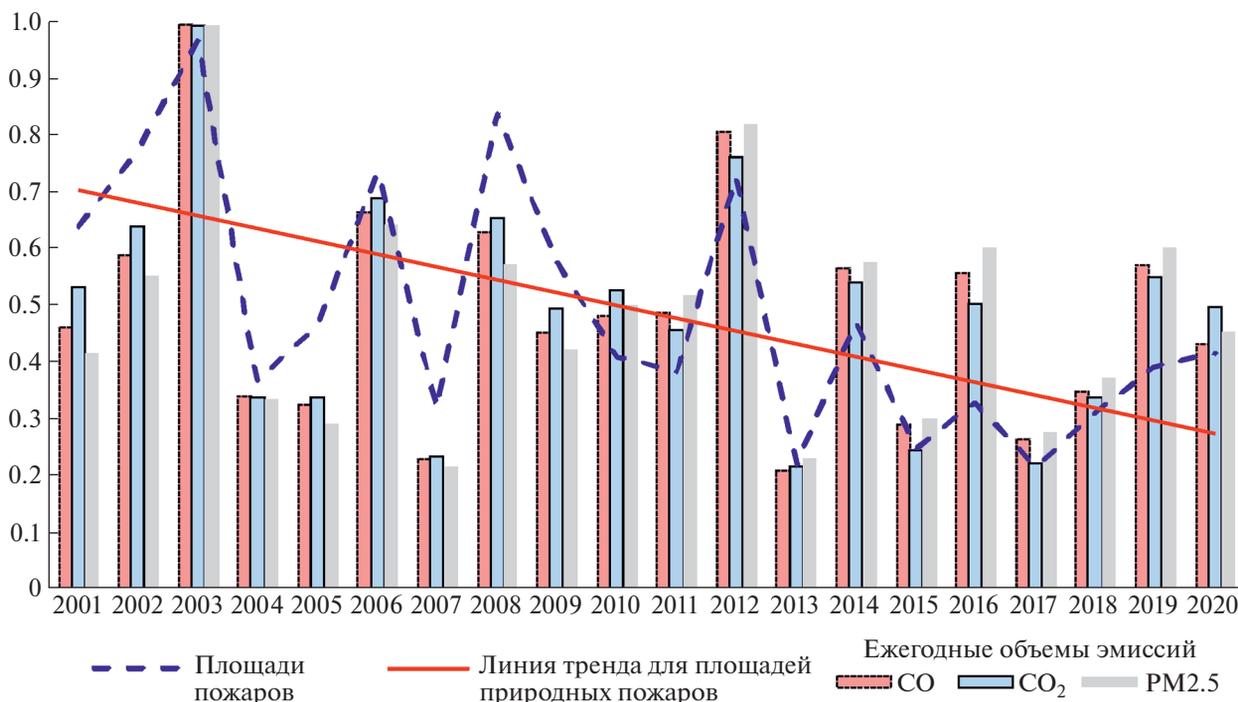


Рис. 1. Нормализованные значения ежегодных площадей природных пожаров и связанных с ними суммарных объемов эмиссий CO, CO₂ и PM_{2.5} на территории Российской Федерации для периода времени с 2001 по 2020 г. Прямая характеризует линейный тренд, пунктирной линией отмечены нормализованные значения площадей, пройденных огнем, гистограммой показаны нормализованные значения ежегодных объемов эмиссий CO, CO₂ и PM_{2.5}.

[13]. Данные обрабатывались за пожароопасный период с апреля по октябрь, характерный для России, в период времени с 2001 по 2020 г. В процессе обработки учитывалась фактически выгорающая территория за год без учета повторяемости горения одного и того же участка для пожароопасного сезона. Анализ полученных значений площадей, пройденных огнем, осуществлялся путем нормализации данных с использованием среднеквадратического отклонения данных текущего года по сравнению с данными других лет в период с 2001 по 2020 г.

Для оценки объемов эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей от природных пожаров был применен модифицированный метод Сейлера-Крутцена [14], который учитывает площади, пройденные огнем, с введением поправочного коэффициента, полученного по данным более высокого пространственного разрешения [2, 7], а также плотность распределения биомассы на данной площади и долю сгоревшей биомассы. В настоящем исследовании была проведена оценка объемов эмиссий малых газовых компонент (CO, CO₂) и мелкодисперсных аэрозолей (PM_{2.5}) от природных пожаров в пожароопасный период для интервала времени с 2001 по 2020 г.

В ходе проведения исследований была проведена оценка ежегодной динамики плотностей и

площадей природных пожаров, а также обусловленных ими объемов эмиссий для всей территории Российской Федерации и четырех ее крупных регионов: Европейской части России (ЕЧР), а также Уральского федерального округа (УрФО), Сибирского федерального округа (СФО) и Дальневосточного федерального округа (ДФО). Это позволило оценить вклад каждого региона в общие объемы выбросов углеродсодержащих газов (CO, CO₂) и мелкодисперсных аэрозолей (PM_{2.5}) на территории Российской Федерации.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

При проведении исследований на основании результатов космического мониторинга были получены данные о распределениях площадей природных пожаров и обусловленных ими объемов эмиссий CO, CO₂ и PM_{2.5} для территорий Российской Федерации, осуществлена нормализация значений с использованием среднеквадратического отклонения данных текущего года по сравнению с данными других лет в период с 2001 по 2020 г. (рис. 1).

В результате анализа полученных данных (рис. 1) выявлена тенденция к снижению ежегодных площадей природных пожаров на территории России, однако ежегодные объемы эмиссий CO, CO₂

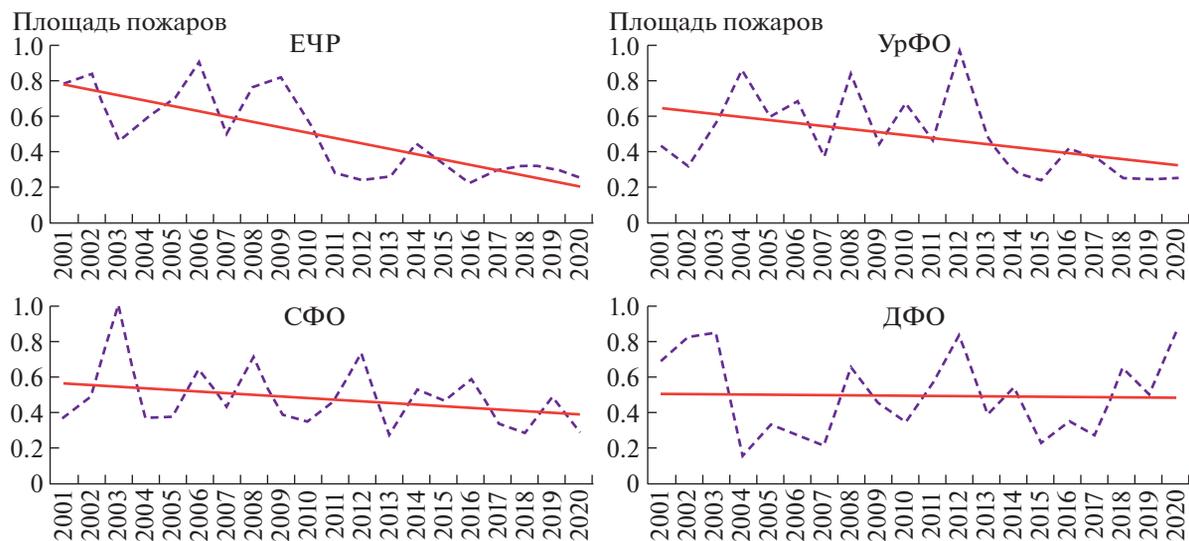


Рис. 2. Значения ежегодных площадей природных пожаров на территориях крупных регионов Российской Федерации (ЕЧР, УрФО, СФО, ДФО), нормализованные значения площадей, пройденных огнем, с использованием среднеквадратического отклонения данных текущего года по сравнению с данными других лет в период с 2001 по 2020 г.

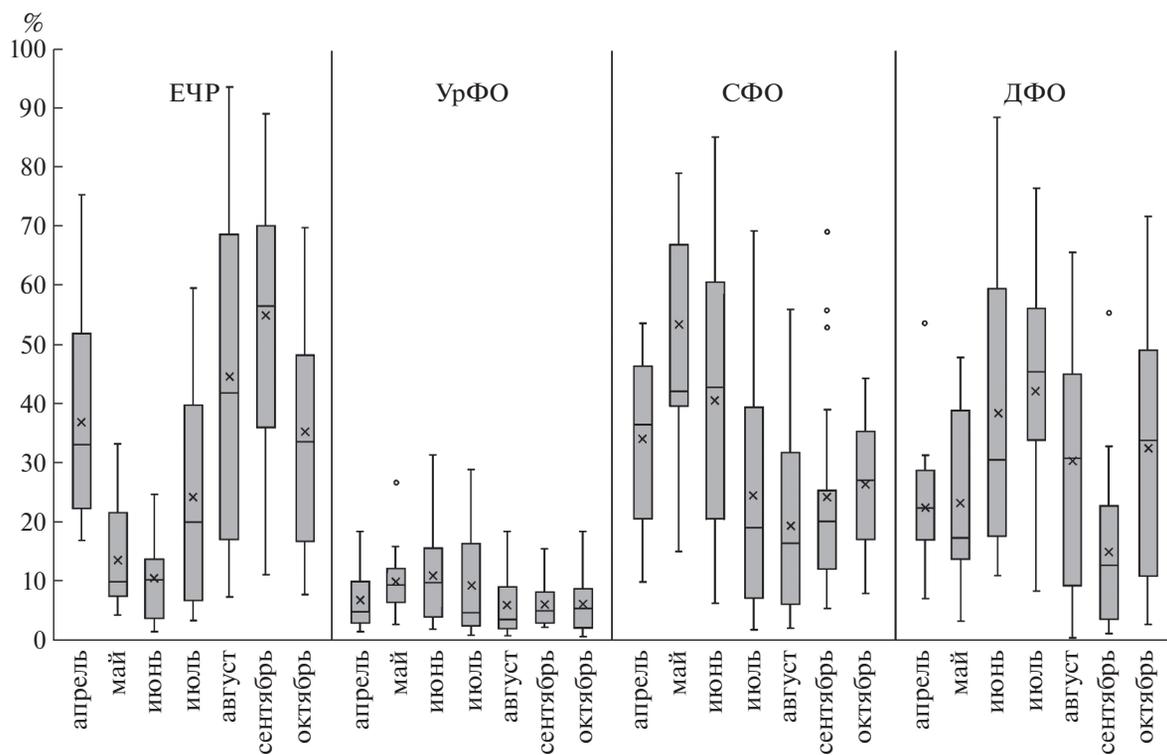


Рис. 3. Распределение площадей природных пожаров, зафиксированных на территории крупных регионов России с 2001 по 2020 г. (в период апрель-май) и представленных в процентном соотношении относительно общероссийских.

и PM2.5 при этом остаются достаточно высокими. Это вероятно связано с тем, что после 2010 г. значительные площади, пройденные огнем, были выявлены на территории СФО и ДФО, где основная доля выгораний приходится на леса (81%) [8].

На рис. 2 представлен результат нормализации значений площадей природных пожаров, зафиксированных в период с 2001 по 2020 г. на территории крупных регионов Российской Федерации: ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО.

Таблица 1. Ежегодные удельные плотности очагов пожаров (количество очагов, отнесенное к общей площади региона, шт./км²) на территориях крупных регионов России с 2001 по 2020 г.

Год	Ежегодные удельные плотности очагов пожаров ($\times 10^{-3}$ шт./км ²)			
	ЕЧР	УрФО	СФО	ДФО
2001	17	6.2	6.2	12.9
2002	31.8	7.4	11.5	27.6
2003	20	20.9	63.5	30.5
2004	25.2	31.2	13.2	4.3
2005	30.3	27.1	13.4	9.8
2006	42.5	23.7	27.3	7.6
2007	20.9	16.1	17.4	5.8
2008	33.6	25.1	27.6	21.2
2009	37.1	14.1	13.9	15
2010	31.6	19.2	12.1	13.9
2011	11.2	14.6	18.9	18.7
2012	9.9	39.6	35.1	30.2
2013	10.6	18.7	13.7	14.1
2014	19.8	7.1	21.4	19.4
2015	13.7	5.8	23	7.4
2016	8.4	15.7	32.5	9.9
2017	12.7	12.6	15.4	10.4
2018	14.3	7.3	13.8	19.8
2019	13.4	7.4	33.7	20.1
2020	10.5	8.3	14	30.3

Анализ представленных на рис. 2 нормализованных значений площадей природных пожаров для 20-летнего периода времени показывает, что по результатам космического мониторинга выявлена явно выраженная тенденция к их уменьшению для территорий ЕЧР и УрФО. Для территории СФО прослеживается постепенное снижение площадей, пройденных огнем. В то же время динамика колебаний площадей территорий, пройденных огнем, для территории ДФО (рис. 2) носит циклический характер то понижаясь, то увеличиваясь с примерной периодичностью в 10 лет (2002 и 2003 г., затем 2011 и 2012 г., далее 2019 и 2020 г.). Это подтверждают и данные работы [15].

В табл. 1 представлены удельные ежегодные плотности очагов природных пожаров (количество очагов, отнесенное к общей площади региона, шт./км²), обнаруженных из космоса, для исследуемых регионов Российской Федерации в период времени с 2001 по 2020 г.

Из анализа табл. 1 следует, что наибольшее количество очагов природных пожаров на единицу площади было выявлено в 2003 г. в СФО, когда их удельная плотность составила 63.5×10^{-3} шт./км². Для территории ЕЧР выявлен характерный максимум в 2006 г. (42.5×10^{-3} шт./км²). В УрФО наибольшая удельная плотность очагов природных пожаров была обнаружена в 2012 г. и составила 39.6×10^{-3} шт./км². Для территории ДФО максимумы плотности очагов приходятся на 2003, 2012 и 2020 г.

симум в 2006 г. (42.5×10^{-3} шт./км²). В УрФО наибольшая удельная плотность очагов природных пожаров была обнаружена в 2012 г. и составила 39.6×10^{-3} шт./км². Для территории ДФО максимумы плотности очагов приходятся на 2003, 2012 и 2020 г.

Кроме того, по полученным среднемесячным значениям площадей природных пожаров [15] было проанализировано их процентное распределение на территории крупных регионов (ЕЧР, УрФО, СФО, ДФО) относительно общероссийских в период апрель-октябрь с 2001 по 2020 г. (рис. 3).

Из анализа табл. 1 следует, что наибольшее количество очагов природных пожаров на единицу площади было выявлено в 2003 г. в СФО, когда их удельная плотность составила 63.5×10^{-3} шт./км². Для территории ЕЧР выявлен характерный максимум в 2006 г. (42.5×10^{-3} шт./км²). В УрФО наибольшая удельная плотность очагов природных пожаров была обнаружена в 2012 г. и составила 39.6×10^{-3} шт./км². Для территории ДФО максимумы плотности очагов приходятся на 2003, 2012 и 2020 г.

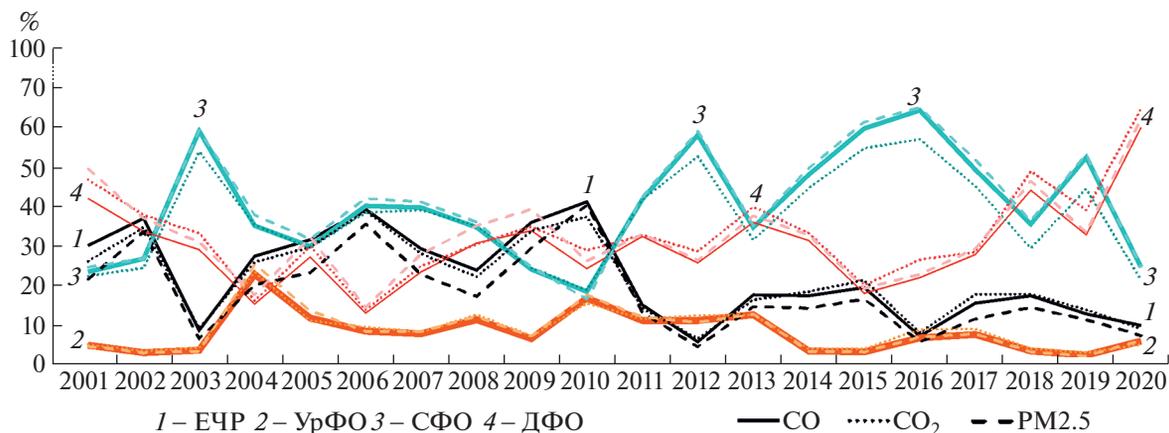


Рис. 4. Распределение вкладов объемов эмиссий CO , CO_2 , $\text{PM}_{2.5}$, обусловленных природными пожарами на территориях ЕЧР (1), УрФО (2), СФО (3) и ДФО (4), в общероссийские объемы эмиссий в период с 2001 по 2020 г.

В эти месяцы доля пожаров составляла за 20-летний период 60% и более от общероссийских (рис. 3). Значительная доля природных пожаров приходилась на территорию ДФО в летние месяцы (июнь, июль, август), а также в октябре. Максимальная доля пожаров, приходящаяся на территорию ДФО, зафиксирована в 2020 г. 88% – в июне, 76% – в июле и 65% – в августе, а также в октябре 2016 г. (71%).

На основании анализа ежегодных оценок объемов эмиссий углеродосодержащих примесей и мелкодисперсных аэрозолей, связанных с природными пожарами, полученных с использованием данных космического мониторинга, был исследован вклад каждого региона с оценкой изменений за 20 лет.

На рис. 4 представлен вклад регионов ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО в общероссийские объемы эмиссий CO , CO_2 и $\text{PM}_{2.5}$, обусловленные природными пожарами, в пожароопасные периоды с 2001 по 2020 г.

В результате анализа рис. 4 выявлено, что в 2010 г. вклад в эмиссии CO , CO_2 и $\text{PM}_{2.5}$ для ЕЧР достигал 40% от суммарных объемов эмиссий для всей территории Российской Федерации, когда на этой территории происходили аномальные природные пожары [1]. Начиная с 2011 и до 2020 г. наблюдалось существенное снижение объемов эмиссий для территории ЕЧР до уровней 10–20% от общероссийских.

Вклад СФО в объемы эмиссий CO , CO_2 и $\text{PM}_{2.5}$ был преобладающим в 2003, 2004, 2006–2008, 2011, 2012, 2014–2017, 2019 г., а в 2003, 2012, 2015, 2016 г. этот вклад достигал 60% от общероссийских.

Согласно рис. 4 наблюдалась постепенная тенденция к усилению роста влияния выбросов CO , CO_2 , $\text{PM}_{2.5}$ на территории ДФО, начиная с 2017 г.

Максимальный вклад ДФО в общие объемы эмиссий был выявлен в 2020 г. и составил 65% от общероссийских.

Выявленный вклад в общероссийские объемы эмиссий от регионов СФО и ДФО (рис. 4) наглядно объясняет причину превышения значений объемов эмиссий, наблюдаемую после 2010 г. на рис. 1.

Таким образом, основываясь на представленных результатах, можно сделать вывод об эффективности использования спутниковых данных и применения различных методов и средств космического мониторинга для исследования динамики природных пожаров и оценки их последствий на различных территориях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Были проанализированы результаты космического мониторинга природных пожаров для территории Российской Федерации за период с 2001 по 2020 г. Проведенный анализ позволил выявить динамику пространственно-временных вариаций площадей территорий, пройденных огнем, и обусловленных ими объемов эмиссий углеродсодержащих газов (CO , CO_2) и аэрозоля ($\text{PM}_{2.5}$) за прошедшие 20 лет для всей территории Российской Федерации и ее отдельных регионов. Выявлена тенденция уменьшения площадей природных пожаров на территории Российской Федерации, а также обнаружено превышение общих объемов эмиссий CO , CO_2 и $\text{PM}_{2.5}$ в период с 2010 по 2020 г.

Согласно результатам анализа региональной динамики природных пожаров следует, что для территорий ЕЧР и УрФО прослеживается тенденция к снижению площадей выгоревших территорий после 2009 г. и 2012 г. соответственно.

Для территории СФО наблюдается постепенное уменьшение площадей, пройденных огнем.

Циклические распределения площадей природных пожаров характерны для территории ДФО, что, вероятно, связано с влиянием природных факторов, таких как блокирующие антициклоны, аномалии осадков, температуры. При этом максимальные значения площадей природных пожаров на территории СФО были выявлены в 2003 и 2012 г. Максимальные значения площадей природных пожаров на территории ДФО были выявлены в 2002, 2003, 2012 и 2020 г.

В ходе настоящего исследования была проведена оценка объемов эмиссий углеродсодержащих газов (СО, СО₂) и аэрозоля (PM_{2.5}) на региональном уровне. Анализ полученных результатов показал, что наибольший вклад в ежегодные объемы выбросов вносят эмиссии, обусловленные природными пожарами, происходящими на территории СФО и ДФО. Вклад данных регионов в общие объемы эмиссий в отдельные годы достигал 65%, что обусловлено особенностями растительного покрова, значительные площади которого занимают лесные территории. Сгорание лесной биомассы в свою очередь приводит к большим объемам эмиссий, в сравнении с другими типами растительности.

Таким образом, исследование многолетней динамики природных пожаров на территории Российской Федерации позволило выявить тенденции пространственно-временных распределений площадей выгоревших территорий и объемов эмиссий, обусловленных сгоранием биомассы. Полученные результаты свидетельствуют об эффективности применения описанного подхода и важности использования спутниковых данных для мониторинга природных пожаров и их последствий. Продолжением полученных результатов может стать дальнейший более детальный анализ региональных и внутрисезонных особенностей, связанных с возникновением природных пожаров, в том числе оценка взаимосвязи этих явлений с различными климатическими факторами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондур В.Г.* Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары 2010 г. // Исследование Земли из космоса. 2011. № 3. С. 3–13.
2. *Бондур В.Г.* Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исследование Земли из космоса. 2015. № 6. С. 21–35. <https://doi.org/10.7868/S0205961415060032>
3. *Бондур В.Г., Гинзбург А.С.* Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга // ДАН. 2016. Т. 466. № 4. С. 473–477. <https://doi.org/10.7868/S0869565216040186>
4. *Andreae M.O., Merlet P.* Emission of Trace Gases and Aerosols from Biomass Burning // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2001. V. 15. № 4. P. 955–966. <https://doi.org/10.5194/acp-19-8523-2019>
5. *Мохов И.И., Бондур В.Г., Ситнов С.А., Воронова О.С.* Космический мониторинг природных пожаров и эмиссий в атмосферу продуктов горения на территории России: связь с атмосферными блокировками // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 1–5. <https://doi.org/10.31857/S2686739720120087>
6. *Швиденко А.З., Шепашенко Д.Г., Ваганов Е.А., Сухинин А.И., Максюттов Ш.Ш., МкКалум И., Лакида И.П.* Влияние природных пожаров в России 1998–2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет // ДАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 544–548.
7. *Бондур В.Г., Гордо К.А.* Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исследование Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55. <https://doi.org/10.7868/S020596141803003X>
8. *Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Черепанова Е.В.* Космический мониторинг воздействия природных пожаров на состояние различных типов растительного покрова в федеральных округах Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 3. С. 13–32. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019313-32>
9. *Бондур В.Г., Гордо К.А., Кладов В.Л.* Пространственно-временные распределения площадей природных пожаров и эмиссий углеродсодержащих газов и аэрозолей на территории северной Евразии по данным космического мониторинга // Исследование Земли из космоса. 2016. № 6. С. 3–20. <https://doi.org/10.7868/S0205961416060105>
10. *Bondur V.G., Gordo K.A., Voronova O.S., Zima A.L.* Satellite Monitoring of Anomalous Wildfires in Australia // *Frontiers Earth Science*. 2021. 8:617252. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.617252>
11. *Vasileva A., Moiseenko K.* Methane Emissions from 2000 to 2011 Wildfires in Northeast Eurasia Estimated with MODIS Burned Area Data // *Atmospheric Environment*. 2013. V.71. P. 115–121. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.02.001>
12. *Wei X., Wang G., Chen T., Hagan D.F.T., Ullah W.* A Spatio-Temporal Analysis of Active Fires over China during 2003–2016 // *Remote Sens*. 2020. V. 12. P. 1787. <https://doi.org/10.3390/rs12111787>
13. *Giglio L., Schroeder W., Justice C.O.* The Collection 6 MODIS Active Fire Detection Algorithm and Fire

- Products // Remote Sensing of Environment. June 2016. V. 178. № 1. P. 31–41.
14. *Seiler W., Crutzen P.J.* Estimates of Gross and Net Fluxes of Carbon between the Biosphere and Atmosphere from Biomass Burning // *Clim. Change*. 1980. V. 2. No. 3. P. 207–247.
15. *Бондур В.Г., Воронова О.С., Черепанова Е.В., Цидилина М.Н., Зима А.Л.* Пространственно-временной анализ многолетних природных пожаров и эмиссий вредных газов и аэрозолей в России по космическим данным // *Исследование Земли из космоса*. 2020. № 4. С. 3–17.
<https://doi.org/10.31857/S0205961420040028>

SATELLITE MONITORING OF VARIABILITY OF WILDFIRE AREAS AND HARMFUL TRACE GAS EMISSIONS INTO THE ATMOSPHERE FOR VARIOUS REGIONS OF RUSSIA OVER A 20-YEAR PERIOD

Academician of the RAS **V. G. Bondur^{a,#}, O. S. Voronova^{a,##}, K. A. Gordo^a, and A. L. Zima^a**

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

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

^{##}*e-mail: v_olya86@mail.ru*

A multiyear variability of wildfire areas and carbon-bearing trace gas (CO, CO₂) and aerosol (PM_{2.5}) emissions for large Russian regions over the 20-year period (between 2001 and 2020) has been analyzed on the base of the satellite monitoring results. A tendency towards a decrease in the areas of wildfires for the territory of the Russian Federation as a whole and for the European part of Russia and the Ural Federal District particularly is revealed for the periods of 2009–2020 and 2012–2020, respectively. It has been established that the contribution of the Siberian Federal District into total CO, CO₂, and PM_{2.5} emissions due to wildfires was prevailing since 2011. It is revealed that in 2020 the volumes of emissions due to wildfires within the Far East Federal district exceeded 55% of total emissions in Russia.

Keywords: satellite monitoring, remote sensing, wildfires, carbon-bearing gas components, aerosols, emissions

УДК 556.11

МЕТОДОЛОГИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО НОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. И. Данилов-Данильян^{1,*,**}, О. М. Розенталь¹

Поступило 02.07.2021 г.
После доработки 02.07.2021 г.
Принято к публикации 05.07.2021 г.

Исследованы источники существенных погрешностей при установлении основных экологических нормативов природных вод – предельно допустимых концентраций (ПДК) загрязняющих веществ. Показано, что такие погрешности неизбежны при детерминистской трактовке экологических нормативов. Предложена методика упрощенной оценки и учета совокупности погрешностей при установлении ПДК. В рамках риск-ориентированного подхода разработаны схема вероятностной оценки соблюдения установленных требований водопользования и методика исчисления ущерба из-за нарушения экологических норм.

Ключевые слова: экологический норматив, качество природных вод, загрязняющие вещества, предельно допустимая концентрация, исчисление экологического ущерба

DOI: 10.31857/S2686739721100078

ВВЕДЕНИЕ

Управление охраной окружающей среды зиждется на установлении экологически безопасных предельно допустимых уровней состава и свойств воды, воздуха, почв, других природных объектов. Однако нередки случаи, когда действующие нормативы заведомо завышены или занижены, причем значительно, что неизбежно повлечет ошибки в управлении. Таковы примеры процветания гидробионтов при превышении предельно допустимой концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в воде или их угнетения при водопользовании с соблюдением ПДК [1].

Недостоверность ПДК – результат неадекватности модели, с помощью которой устанавливается этот показатель, объекту и цели моделирования, нечеткой дефиниции измеряемой величины, ее ограниченной, неполной детализации [2] и низкой воспроизводимости результатов и выводов токсикологических экспериментов [3–6]. Согласно ([7], с. 82–103), например, потенциальная опасность воздействия токсичных веществ на организмы и экосистемы может варьировать в 2–3 раза “даже в случае полной сопоставимости условий проведения эксперимента” вследствие влияния многочисленных факторов, “не поддаю-

щихся учету и контролю”. В [8] подобные выводы были получены при гигиеническом нормировании 155 соединений в природной воде.

Недостатки токсикологических исследований приводят к тому, что нормативы систематически корректируются. Так, в новом документе [9] ПДК кремния в воде вдвое повышена, а хлороформа – вдвое понижена. Еще более резкое изменение нормативов случилось при введении правил [10] вместо [11]. За четыре года, разделяющие принятие этих документов, ПДК бенз(а)пирена, цианидов и ряда других веществ увеличилась почти в 10 раз, а ПДК бензола и других – так же уменьшилась. О разбросе значений нормативов свидетельствуют и их заметные межстрановые различия. Так, в США ПДК солей меди и марганца ниже российских, а свинца, алюминия и ряда других металлов – заметно выше.

Известна и несогласованность требований, предъявляемых к составу сточных вод, принимаемых в городскую канализацию (табл. 1).

Далее в рамках риск-ориентированного подхода обосновано, что нормативы (в частности ПДК), будучи характеристиками, устанавливаемыми по результатам статистической обработки исследований токсичности объектов природной среды, не могут быть корректно определены как однозначные детерминированные величины. Тем не менее вопрос о количественном вероятностно-статистическом оценивании нормативов, насколько авторам известно, ранее не ставился, хотя он

¹ Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия

*e-mail: vidd38@yandex.ru

**e-mail: vidd@iwp.ru

Таблица 1. Нормативы содержания меди в сточных водах в некоторых городах РФ, мг/л

Москва	Казань	Новомосковск	Дубна	Ижевск	Тюмень	Выборг
0.5	0.08	0.023	0.0095	0.23	0.0718	0.005

должен играть основополагающую роль при регулировании эколого-экономических отношений.

Следует отметить, что ПДК используются для нормирования качества как природных вод, так и антропогенных загрязненных стоков. Во втором случае при управлении водопользованием имеется альтернативный применению ПДК подход – концепция наилучших доступных технологий, переход к которой осуществляется в РФ в настоящее время [12]. В первом случае никаких альтернатив ПДК неизвестно; широко применяемые методы биоиндикации не заменяют нормирования посредством установления ПДК, а являются дополнительными по отношению к нему.

ИСТОЧНИКИ ПОГРЕШНОСТИ НОРМИРОВАНИЯ

Перечень источников и причин завышения/занижения ПДК широк. Среди наиболее очевидных – погрешность измерений, несоблюдение условий репрезентативности выборок тест-организмов, участвующих в трофических системах, репрезентативности уровней токсичности среды обитания этих организмов, округление результатов нормирования и т.д.

Действующими правилами [13] установлены шесть отдельных стадий при обосновании ПДК загрязняющих веществ в воде: 1) принятие предварительного решения, 2) ускоренная оценка, 3) экспресс-эксперимент, 4) проведение хронического опыта, 5) специальные исследования, 6) эпидемиологические исследования. На каждой стадии неизбежны некоторые ошибки. Например, уже на первой предусмотрен “расчет DL_{50} , $ПД_{хр.}$ ($ПК_{хр.}$), $МНД$ ($МНК$) по физико-химическим и известным токсиметрическим параметрам, по ПДК в других объектах окружающей среды”¹ ([13], раздел 3.2), и все эти величины определяются неточно. В лучшем случае на каждой стадии можно ограничиться уровнем ошибки 0.05, регламентированным документами [13, 14]. Обозначим p_i , $i = 1, 2, \dots, 6$, ошибку на стадии i . Накопленную вероятность ошибки p_{Σ} легко оценить

¹ Здесь DL_{50} – доза, вызывающая гибель 50% подопытных животных при определенном способе введения в течение двух недель, $ПД_{хр.}$ – пороговая доза при хроническом воздействии, $ПК_{хр.}$ – пороговая концентрация при хроническом воздействии, $МНД$ – максимальная недеиствующая доза, $МНК$ – максимальная недеиствующая концентрация.

из соотношения: $(1 - p_{\Sigma}) = (1 - p_1)(1 - p_2)\dots(1 - p_6)$, откуда при $p_i = 0.05$ следует $p_{\Sigma} = 0.265$.

Таким образом, даже при строгом следовании правилам [14] более четверти установленных нормативов не гарантируют, что их выполнение обеспечит экологическую безопасность или что их нарушение окажется опасным. Удовлетворительное же установление норматива в данном случае равно $1 - p_{\Sigma} = 0.735$, поэтому число случаев m успешного нормирования при проведении n независимых исследований определяется биномиальным распределением:

$$p[m/n, (1 - p_{\Sigma})] = \frac{n!}{m!(n - m)!} (1 - p_{\Sigma})^m (p_{\Sigma})^{n - m}.$$

В частности, при $n = 5, 10, 16$ наиболее вероятное количество удовлетворительных результатов нормирования $M = n(1 - p_{\Sigma})$ возрастает в последовательности (округлено): 4; 7; 12 (рис. 1). Одновременно среднеквадратическое отклонение $\sqrt{np_{\Sigma}(1 - p_{\Sigma})}$ для этих значений n увеличивается: 0.97; 1.95; 2.34, снижая эффективность повышенного количества измерений.

Из представленных токсикологами данных следует, что среднеквадратическое отклонение σ при определении максимально допустимой концентрации (МДК) для отдельных популяций достигает $\pm 20\%$ и более. В частности, МДК антисептического средства “метиленовый синий” для дафний *Daphnia magna* Straus составляет 0.02 мг/дм^3 при среднеквадратическом отклонении $\sigma = \pm 10\%$, т.е. норматив для данной популяции $C_N = 0.02 \pm 0.002 \text{ мг/дм}^3$. Эта величина вызывает доверие потому, что ее значение совпадает с величиной допустимого отклонения массы навески отдельных лекарственных средств из документа [15].

Таким образом, погрешность измерения МДК в данном случае $\Delta_{\text{МДК}} = \pm \sigma u_p \approx \pm 0.004 \text{ мг/дм}^3$, поскольку квантиль u_p гауссовой функции при доверительной вероятности 0.95 равен 1.96.

ПДК обычно устанавливаются как наиболее низкую МДК для двух–четырех тест-организмов (продуцентов, редуцентов, зоопланктона, зообентоса, рыб, индексы 1, 2, ...), вследствие чего погрешность измерения ПДК возрастает: $\Delta_{\text{ПДК}} = \pm \sqrt{\Delta_{\text{МДК},1}^2 + \Delta_{\text{МДК},2}^2 + \dots}$.

Если принять все погрешности измерения МДК равными вышеприведенному значению

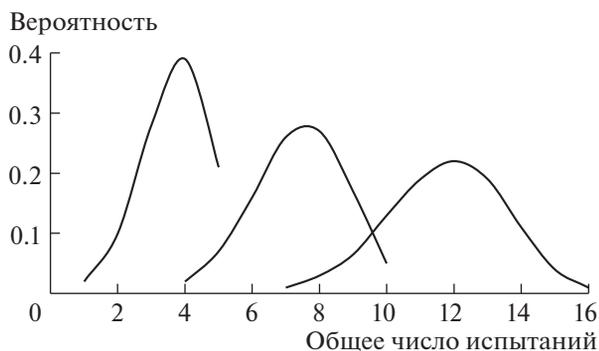


Рис. 1. Вероятность удовлетворительного нормирования при проведении 5 (левая линия), 10 (средняя), 16 (правая) испытаний.

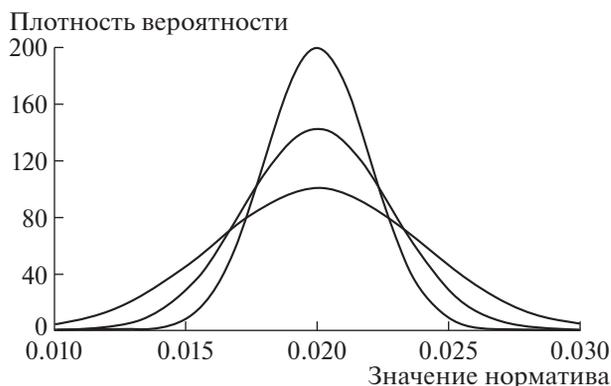


Рис. 2. Функция распределения норматива в случае погрешности токсикометрии ± 0.002 (высоковершинная кривая), 0.0028 (промежуточная), 0.004 мг/дм³ (низковершинная).

$\Delta_{\text{МДК}} = \pm 0.004$ мг/дм³, то для 2 или 4 видов тест-организмов погрешность повысится в 1.4 и в 2 раза, а статистический разброс норматива C_N увеличится. Это иллюстрирует рис. 2, предусматривающий нормальную функцию распределения вероятностей $p_{\Sigma} = \Phi\left(\frac{C_N - \bar{C}_N}{\sigma}\right)$, где $\bar{C}_N = 0.02$ мг/дм³ – среднее арифметическое значение исследуемого норматива.

Приведенную на рис. 2 функцию распределения вероятностей трудно принять за окончательную вследствие отмечаемого токсикологами неучтенного влияния многочисленных факторов [3–8]. Поэтому представляется актуальной задача упрощения учета разнообразных составляющих погрешности измерений.

УПРОЩЕННАЯ ОЦЕНКА СУММАРНОЙ ПОГРЕШНОСТИ НОРМИРОВАНИЯ

Риск ложно завышенных/заниженных нормативов зависит от всех составляющих погрешности, накапливающейся в процессе установления норматива, но не в одинаковой степени. Те составляющие, которые обусловлены недостаточной четкостью дефиниций части измерительных токсикологических операций, нередко можно считать пренебрежимо малыми по сравнению с другими, по меньшей мере на уровне регламентированного уровня значимости 0.05 [13]. Конечно, при этом и результат токсикометрии не может рассматриваться как “единственное истинное” значение искомой величины [16].

Пусть, например, имеются две неравные погрешности: вышеприведенная $\Delta_{\text{ПДК}}$ и погрешность измерения токсичности лабораторных растворов Δ_M , так что $\Delta_{\text{ПДК}} = k\Delta_M$, где $0 < k < 1$. Тогда общая погрешность $\Delta = \sqrt{\Delta_M^2 + \Delta_{\text{ПДК}}^2}$, при

этом $\frac{\Delta}{\Delta_{\text{ПДК}}} = \sqrt{1 + \frac{1}{k^2}}$. Очевидно, отношение $\frac{\Delta}{\Delta_{\text{ПДК}}}$ резко увеличивается при снижении k , что свидетельствует о возможности пренебречь погрешностью $\Delta_{\text{ПДК}}$, если она заметно меньше Δ_M .

Количественную оценку условия незначимости меньшей погрешности по сравнению с большей нетрудно сделать, если, например, общая их сумма округляется до двух значащих цифр. Тогда изменение $\sqrt{\Delta_M^2 + \Delta_{\text{ПДК}}^2}$ менее чем на 5% вообще не повлияет на округленное значение Δ . Отсюда получаем $\sqrt{\Delta_M^2 + \Delta_{\text{ПДК}}^2} < 1.05\Delta_{\text{ПДК}}$. Следовательно, $\Delta_M^2 < 0.1025\Delta_{\text{ПДК}}^2$, так что $\Delta_M < 0.32\Delta_{\text{ПДК}}$.

Таким образом, если две погрешности измерения отличаются более чем в 3 раза, меньшей из них можно пренебречь, что практически не отразится на суммарной погрешности. Таков критерий ничтожных погрешностей [17], позволяющий упростить результаты достоверного нормирования.

В задаче оценки риска ложно завышенных/заниженных нормативов могут сравниваться не 2, а большее число различных погрешностей. Представим сумму их квадратов в виде $\Delta_{\Sigma}^2 = \Delta_1^2 + \Delta_2^2 + \dots + \Delta_n^2 = \Delta_1^2(1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n)$, полагая $\alpha_i = \frac{1}{\Delta_i^2}$. Примем, что погрешность Δ_1 больше других, так что $\alpha_2, \alpha_3, \dots, \alpha_n < 1$. Тогда $\frac{\Delta_{\Sigma}}{\Delta_1} = \sqrt{1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n}$, это показано на рис. 3 для случая $\alpha_2 = \alpha_3 = \dots = \alpha_n$. Из рис. 3 видно, что предельное значение малых (по сравнению с Δ_1) погрешностей, которые можно отбрасывать, снижается от $0.3\Delta_1$ до $0.2\Delta_1$ и да-

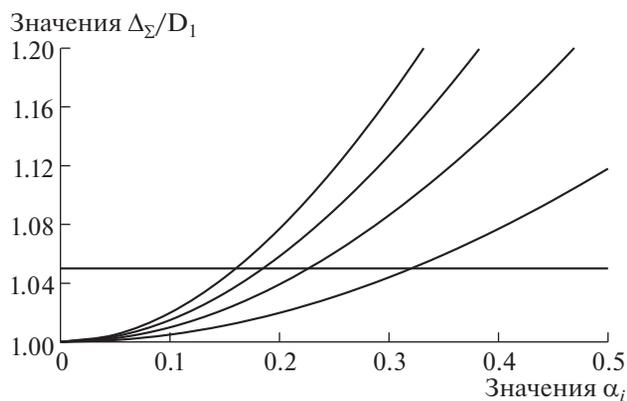


Рис. 3. Зависимость $\frac{\Delta\Sigma}{D_1} = \sqrt{1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n}$, представленная восходящими линиями: снизу вверх при $n = 2, 3, 4, 5$ и условия $\alpha_2 = \alpha_3 = \dots = \alpha_n$. Горизонтальная прямая – граница условия ничтожности погрешностей.

лее при увеличении учитываемых источников погрешности до трех и более.

ИСЧИСЛЕНИЕ ВОДНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕДА ПРИ НЕДЕТЕРМИНИРОВАННЫХ НОРМАТИВАХ

Пусть отклонение $|C_N - \bar{C}_N|$ результата нормирования C_N от его реального значения \bar{C}_N – нормально распределенная случайная величина со средним значением 0 и дисперсией σ^2 . Тогда C_N , скорее всего, находится в границах доверительного интервала:

$$C_{N,H} = \bar{C}_N - \frac{t_{1+\gamma} S}{2} \leq C_N \leq \bar{C}_N + \frac{t_{1+\gamma} S}{2} = C_{N,B},$$

где γ – доверительная вероятность, $S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (C_N - \bar{C}_N)^2}$ – оценка среднеквадратичной погрешности.

Таблица 2. Значения понижающего коэффициента W для антисептика “метиленовый синий” в зависимости от концентрации при ПДК = 0.02 мг/дм³ и различных погрешностях определения норматива

	W	0	0.2	0.5	0.8	1
1*	C_N	0.015	0.017	0.02	0.023	0.025
2*		0.013	0.016	0.02	0.024	0.027
3*		0.011	0.015	0.02	0.025	0.029

Примечание. *Концентрация антисептика “метиленовый синий”, мг/дм³, при $\pm \Delta_{\text{ПДК}} = 0.004$ (строка 1); 0.0056 (строка 2); 0.008 (строка 3).

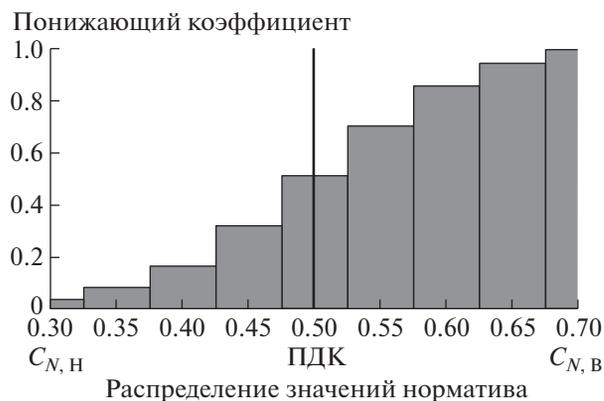


Рис. 4. Зависимость значения коэффициента, понижающего оценку вреда вследствие нарушения ПДК, от вероятности этого нарушения

тического отклонения, t – квантиль t -распределения с числом степеней свободы $n - 1$.

Риск нарушения ПДК определяется вероятностью этого события и его последствиями. Согласно риск-ориентированному подходу, он должен исчисляться как произведение указанной вероятности на оценку ущерба от последствий нарушения ПДК. На практике, как правило, нарушитель-водопользователь выплачивает исчисленную сумму причиненного вреда. Однако, с учетом вероятностной природы норматива, эту сумму следует умножить на вероятность допущенного нарушения, представляющую собой понижающий коэффициент $W \leq 1$, кумулятивная величина которого в простейшем случае задается законом нормального распределения. По мере увеличения накопленной вероятности нарушения установленных требований указанная сумма взысканий увеличивается вплоть до своего максимального значения, приведенного в [18]. В частности, из рис. 4 следует, что при $\bar{C}_N = 0.5$, $\sigma = 0.1$ и концентрации загрязнения на уровне $C_N = 0.3$ полную сумму вреда следует умножить на понижающий коэффициент $W = 0.2$. Если же $C_N = 0.5$, то $W = 0.5$, а при $C_N = 0.7$ имеем $W = 1.0$.

При вышеприведенной погрешности нормирования антисептика “метиленовый синий” в табл. 2 приведены коэффициенты W снижения суммы исчисленного вреда с учетом вероятностной природы норматива.

ВЫВОДЫ

При установлении экологических нормативов в соответствии с общепринятым подходом, трактуемым их как детерминистские величины, неизбежна существенная погрешность. Целесообразен упрощенный учет общей погрешности, накапливаемой на всех этапах установления ПДК,

соответствующая методика предложена. Разработана схема учета вероятностной природы экологических нормативов, таких как ПДК. Предложена модель представления результатов нормирования, позволяющая рассчитать вероятностную оценку соблюдения установленных требований водопользования, а также риск-ориентированная схема исчисления вреда за нарушение экологических норм. Показано, что размер взимаемых при этом платежей необходимо корректировать понижающим коэффициентом, учитывающим вероятность нарушения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН Института водных проблем РАН (тема № 0147-2019-0004, государственная регистрация № АААА-А19-119040990079-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов-Данильян В.И., Розенталь О.М. Методология достоверной оценки качества воды. I. Нормирование и оценивание с позиций риск-ориентированного подхода // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 8. С. 60–65.
2. РМГ 29-2013 ГСИ. Метрология. Основные термины и определения // <https://docs.cntd.ru/document/1200115154>
3. ГОСТ Р 53022.2-2008. Технологии лабораторные клинические. Требования к качеству клинических лабораторных исследований. Часть 2. Оценка аналитической надежности методов исследования (точность, чувствительность, специфичность) // <https://docs.cntd.ru/document/1200072564>
4. ГОСТ 32428-2013. Метод испытаний химической продукции, представляющей опасность для окружающей среды. Определение хронической токсичности для рыб: 14-дневный тест // <http://docs.cntd.ru/document/1200108174>
5. ГОСТ 32541-2013 Методы испытаний химической продукции, представляющей опасность для окружающей среды. Краткосрочное испытание токсичности на эмбрионах и предличинках рыб // <http://docs.cntd.ru/document/1200108182>
6. ГОСТ 31960-2012 (ISO 10253:2006). Вода. Методы определения токсичности по замедлению роста морских одноклеточных водорослей *Phaeodactylum tricorneratum* Bohlin и *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve // <http://docs.cntd.ru/document/1200097818>
7. Красовский Г.Н., Рахманин Ю.А., Егорова Н.А. Экстраполяция токсикологических данных с животных на человека. М.: Медицина, 2009. 208 с.
8. Ricos C., Alvarez V., Cava F., Garcia-Lario J.V., Hernandez A., Jimenez C.V., Minchinela J., Perich C., Simon M. Current Databases on Biological Variation: Pros, Cons and Progress // Scand. J. Clin. Lab. Invest. 1999. V. 59. P. 491–500.
9. СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания” // <https://normativ.su/catalog/standart/1001/950531/>
10. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.2280-07. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Дополнение и изменения 1 к ГН 2.1.5.1315-03 // <https://docs.cntd.ru/document/902068765>
11. ГН 2.1.5.1315-03 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования // <https://docs.cntd.ru/document/901862249>
12. Данилов-Данильян В.И., Веницианов Е.В., Аджиевко Г.В., Козлова М.А. Оценка современных подходов к управлению качеством поверхностных вод и к их охране // Вестник РАН. 2019. № 12. С. 1248–1259.
13. МУ 2.1.5.720-98 Водоотведение населенных мест. Обоснование гигиенических нормативов химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно бытового водопользования // <https://www.uv-tech.ru/sanpin/my2.1.5.720-98.pdf>
14. Приказ Росрыболовства от 04.08.2009 № 695 (ред. от 22.12.2016) Об утверждении Методических указаний по разработке нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения // <https://legalacts.ru/doc/prikaz-rosrybolovstva-ot-04082009-n-695-ob/>
15. Приказ Министерства здравоохранения РФ от 26 октября 2015 г. N 751н “Об утверждении правил изготовления и отпуска лекарственных препаратов для медицинского применения аптечными организациями, индивидуальными предпринимателями, имеющими лицензию на фармацевтическую деятельность” // <https://normativ.kontur.ru/document?moduleId=1&documentId=272048>
16. ГОСТ Р 54500.3-2011/Руководство ИСО/МЭК 98-3:2008 Неопределенность измерения. Часть 3. Руководство по выражению неопределенности измерения // <https://docs.cntd.ru/document/1200088855>
17. ГОСТ Р 8.736-2011 Государственная система обеспечения единства измерений (ГСИ). Измерения прямые многократные. Методы обработки результатов измерений. Основные положения // <https://docs.cntd.ru/document/1200089016>
18. Методика исчисления размера вреда, причиненного водным объектам вследствие нарушения водного законодательства, утвержденная приказом Минприроды России от 13 апреля 2009 г. № 87 (с изменениями и дополнениями) // <https://base.garant.ru/12167365/>

METHODOLOGY OF ENVIRONMENTAL RATING OF NATURAL WATERS**Corresponding Member of the RAS V. I. Danilov-Danilyan^{a, #, ##} and O. M. Rosenthal^a**^a*Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*[#]*e-mail: vidd38@yandex.ru*^{##}*e-mail: vidd@iwp.ru*

The sources of significant errors in the establishment of the main environmental standards for natural waters – maximum permissible concentrations (MPC) of pollutants – have been investigated. It is shown that such errors are inevitable in a deterministic interpretation of environmental standards. A method for a simplified assessment and accounting for the set of errors in the establishment of MPC is proposed. Within the framework of the risk-oriented approach, a scheme for probabilistic assessment of compliance with established water use requirements and a method for calculating damage due to violation of environmental standards have been developed.

Keywords: environmental standard, quality of natural waters, pollutants, maximum permissible concentration, probabilistic assessment, calculation of environmental damage