Том 496, номер 2, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Глубинное строение литосферы Центрального Тянь-Шаня по профилю магнитотеллурического зондирования "Сон-Куль"	
А. К. Рыбин, Е. А. Баталева, В. Е. Матюков, Ю. А. Морозов, К. С. Непеина	115
Влияние компонентного состава адсорбированной нефти на микроструктурную смачиваемость карбонатных коллекторов	
Н. Н. Михайлов, О. М. Ермилов, Л. С. Сечина, Д. С. Меньшикова	122
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
Условия формирования эвдиалитовых руд высокощелочного Ловозерского месторождения (Кольский полуостров)	
Л. Н. Когарко	128
Метаморфизованное золото-серебряное месторождение в докембрии фенноскандинавского щита: новая концептуальная модель	
А. А. Калинин, А. В. Волков, К. В. Лобанов	132
Вертикальные профили концентраций сальтирующих частиц на опустыненной территории	
Г. И. Горчаков, А. В. Карпов, Р. А. Гущин, О. И. Даценко, Д. В. Бунтов	137
ГЕОХИМИЯ	
Новые данные о составе железомарганцевых корок разлома Долдрамс, Центральная Атлантика	
Н. П. Константинова, А. И. Ханчук, П. Е. Михайлик, С. Г. Сколотнев, Е. В. Иванова, А. С. Бич, Г. А. Черкашев	143
Первые ¹⁴⁷ Sm— ¹⁴³ Nd-данные для пород, представляющих интервал 6925.2—8250 метров сверхглубокой скважины СГ-7 (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция)	
Ю. Л. Ронкин, Т. В. Карасева, А. В. Маслов	149
Структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании богатых Nb–REE-руд Томторского месторождения (Россия)	
Н. Л. Добрецов, С. М. Жмодик, Е. В. Лазарева, А. В. Брянская, В. А. Пономарчук, Б. Ю. Сарыг-оол, И. С. Кириченко, А. В. Толстов, Н. С. Карманов	154
СЕЙСМОЛОГИЯ	
Сеть сейсмических станций, установленная на дрейфующих льдах: эксперимент на севере Баренцева моря	
А. В. Яковлев, С. М. Ковалев, Ег. В. Шиманчук, Ев. В. Шиманчук, А. А. Нюбом	158

МИНЕРАЛОГИЯ

Включения силикатов в метаморфических алмазах Кокчетавского высокобарического комплекса (Казахстан)

Д. С. Михайленко, А. В. Корсаков, Х. Охфуджи, Н. В. Соболев

ПЕТРОЛОГИЯ

Результаты исследования циркона (SIMS) из гранитоидов Константиновского штока (район золоторудного месторождения Сухой Лог): возраст, источники и геологические следствия

Е. Ю. Рыцк, Е. В. Толмачева, С. Д. Великославинский, А. Б. Кузнецов, Н. В. Родионов, А. А. Андреев, А. М. Федосеенко	169
ГЕОФИЗИКА	
Влияние роста твердого ядра Земли на эффективность геодинамо	
М. Ю. Решетняк	176
МИНЕРАЛОГИЯ	
Экспериментальное изучение ударного испарения серпентинита	
О. И. Яковлев, А. В. Мохов, Т. А. Горностаева, А. П. Рыбчук	181
СЕЙСМОЛОГИЯ	
Наблюдение в Москве наклонных деформаций в ходе землетрясения 12 ноября 2017 г. на Ирано-Иракской границе	
И. М. Алёшин, С. Д. Иванов, Ф. В. Передерин, Г. М. Стеблов, К. И. Холодков, И. А. Широков	184
ОКЕАНОЛОГИЯ	
Изменения режимов морского волнения в Арктическом бассейне при изменениях климата в XXI веке по модельным расчетам	
И. И. Мохов, Ф. А. Погарский	189
Изменчивость характеристик термоклина в зоне действия Основного черноморского течения	
А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, Н. Е. Лебедев	194
ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ	
Оценка распределения электрического заряда в облаке по данным о вариации потока энергичных частиц под облаком	
Е. К. Свечникова, Н. В. Ильин, Е. А. Мареев	198
ГЕОГРАФИЯ	
О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая	
И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Р. Н. Курбанов, А. В. Панин, А. В. Васильев, Н. И. Позднякова, И. В. Турова	204
Постледниковая история растительности и климата Окинского плато (Восточный Саян, Южная Сибирь)	
Е. В. Безрукова, Н. В. Кулагина, Е. В. Волчатова, М. И. Кузьмин	211

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Модель выщелачивания "состаренных" натрий-алюмофосфатных стекломатриц радионуклидов

В. И. Мальковский, С. В. Юдинцев	215

CONTENTS

Vol. 496, no. 2, 2021

GEOLOGY

Deep Structure of the Lithosphere of the Central Tien Shan along the MTS Profile "Son-Kul"	
K. Rybin, E. A. Bataleva, V. E. Matiukov, Yu. A. Morozov, and K. S. Nepeina	115
Influence of the Component Composition of Adsorbed Oil on the Microstructural Wettability of Hydrocarbon Reservoirs	
N. N. Mikhailov, O. M. Ermilov, and L. S. Sechina	122
GEOLOGY OF ORE DEPOSITS	
Features of Eudialyte Ore Formation in High-Alkalic Magmas Lovozero Deposit (Kola Peninsula)	
L. N. Kogarko	128
Metamorphosed Au–Ag Deposit in the Precambrian of the Fennoscandian Shield: A New Conceptual Model	
A. A. Kalinin, A. V. Volkov, and K. V. Lobanov	132
Vertical Profiles of the Saltating Particle Concentration on the Desertified Area	
G. I. Gorchakov, A. V. Karpov, R. A. Gushchin, O. I. Datsenko, and D. V. Buntov	137
GEOCHEMISTRY	
Ferromanganese Crusts of the Doldrums Fracture Zone, Central Atlantic: New Data of the Chemical Composition	
N. P. Konstantinova, A. I. Khanchuk, P. E. Mickailik, S. G. Skolotnev, E. V. Ivanova, A. S. Bich, and G. A. Cherkashev	143
The First ¹⁴⁷ Sm ⁻¹⁴³ Nd Data for Rocks Representing the Interval 6925.2–8250 Meters of the Superdeep Borehole (Sg-7, Western Siberian Oil and Gas Province)	
Yu. L. Ronkin, T. V. Karaseva, and A. V. Maslov	149
Structure-Morphology Features of the Participation of Microorganisms in the Formation of Nb–REE Rich Ores of the Tomtor Deposit (Russia)	
N. L. Dobretsov, S. M. Zhmodik, E. V. Lazareva, A. V. Bryanskaya, V. A. Ponomarchuk, B. Yu. Saryg-ool, I. S. Kirichenko, A. V. Tolstov, N. S. Karmanov	154
MINERALOGY	
Experimental Study of Impact Vaporization of Serpentinite	
O. I. Yakovlev, A. V. Mokhov, T. A. Gornostaev, and A. P. Rybchuk	158
Silicate Inclusions in Metamorphic Diamonds from the Ultra-High Pressure Kokchetav Complex (Kazakhstan)	
D. S. Mikhailenko, A. V. Korsakov, Hiroaki Ohfuji, N. V. Sobolev	164

PETROLOGY

Results of the Study of Zircon (SIMS) from Granitoids of the Konstantinovsky Stock (Area of the Sukhoi Log Gold Deposit): Age, Sources and Geological Consequences

E. Yu. Rytsk, E. V. Tolmacheva, S. D. Velikoslavinsky, A. B. Kuznetsov, N. V. Rodionov, A. A. Andreev, A. M. Fedoseenko

VOLCANOLOGY

Influence of the Growth of the Earth' Solid Core on the Efficiency of Geodynamo

M. Yu. Reshetnyak	176
SEISMOLOGY	
Seismic Network on Drifted Ice Floes: A case Study in North Barents Sea	
A. V. Jakovlev, S. M. Kovalev, Eg. V. Shimanchuk, Ev. V. Shimanchuk, and A. A. Nubom	181
Observation of Tilt Deformations in Moscow after November 12, 2017 Iran-Iraq Earthquake	
I. M. Aleshin, S. D. Ivanov, F. V. Perederin, G. M. Steblov, K. I. Kholodkov, and I. A. Shirokov	184
OCEANOLOGY	
Changes of Sea Waves Characteristics in the Arctic Basin from Model Simulations for the 21st Century	
I. I. Mokhov, and F. A. Pogarskiy	189
Variability of Thermocline Characteristics in the Rim Current Zone	
A. A. Sizov, T. M. Bayankina, and N. E. Lebedev	194
ATMOSPHERIC PHYSICS	
Estimation of Charge Distribution in a Cloud Based on Measurements of Energetic Particle Flux under the Cloud	
E. K. Svechnikova, N. V. Ilin, and E. A. Mareev	198
GEOGRAPHY	
Age of Chibitsky Glaciation in Gorny Altai	
I. D. Zolnikov, E. V. Deev, A. V. Panin, R. N. Kurbanov, A. V. Vasiliev, N. I. Pozdnyakova, and I. V. Turova	204
Postglacial Vegetation and Climate History of Oka Plateau (East Sayan Mountains, South Siberia)	
E. V. Bezrukova, N. V. Kulagina, E. V. Volchatova, and M. I. Kuzmin	211
GEOECOLOGY	
Model of Leaching of "Aged" Sodium-Aluminophosphate Vitreous Waste Forms of Radionuclides	
V. I. Malkovsky and S. V. Yudintsev	215

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 496, № 2, с. 115–121

УДК 523.31-334.7

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ПРОФИЛЮ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ "СОН-КУЛЬ"

© 2021 г. А. К. Рыбин^{1,*}, Е. А. Баталева¹, В. Е. Матюков¹, член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов², К. С. Непеина¹

> Поступило 20.10.2020 г. После доработки 16.11.2020 г. Принято к публикации 17.11.2020 г.

Представлены новые результаты детального исследования глубинной структуры Центрального Тянь-Шаня вдоль магнитотеллурического (МТ) профиля "Сон-Куль", секущего озеро Сон-Куль. На основе результатов моделирования МТ-данных установлены региональные и локальные геоэлектрические аномалии, связанные со структурными элементами в литосфере и дана их количественная характеристика. Выполнена геологическая интерпретация геоэлектрического разреза, которая подтверждает существующие представления о блоково-иерархической структуре верхней части земной коры, что соответствует тектонофизическим взглядам о последовательном вложенном соподчинении крупных и более мелких элементов зонно-блокового строения, состоящих из стабильных блоков и ограничивающих их подвижных зон, которые отличаются высокой дислоцированностью геологического субстрата. Интегральная картина распределения и морфологии зон повышенной электропроводности в этом сегменте коры Центрального Тянь-Шаня может отражать дискретно-ло-кализованное проявление структур "пальмового дерева", связанных с развитием в ходе герцинского и альпийского тектогенеза транспрессивных шовных зон локализованной деформации.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, электропроводность, геоэлектрическая модель, глубинное строение, Центральный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S268673972102016X

введение

Изучение распределения глубинных структурно-вешественных неоднородностей, а также их комплексная геолого-геофизическая характеристика представляют собой одну из наиболее актуальных задач современной тектоники и геодинамики. То обстоятельство, что метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) наиболее чувствителен к электропроводящим структурам в земной коре и верхней мантии, которые могут быть обусловлены наличием флюидов, делает его одним из наиболее успешных глубинных геофизических методов при изучении разломных структур в геодинамически активных областях [1-3]. Сонкульская впадина представляет собой плоскую котловину размером примерно 29 × \times 57 км (оз. Сон-Куль имеет размер 19 \times 25 км),

¹ Научная станция Российской академии наук,

Бишкек, Республика Киргизия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия по форме близкой к эллипсу, вытянутому в широтном направлении. Она находится на высоте чуть более 3000 м в обрамлении хребтов, гребни которых подняты до 3800 м и более. Эти хребты входят в Молдотау-Терскейскую систему поднятий. Сонкульская впадина географически является звеном весьма протяженной зоны высокоподнятых и относительно узких (долинообразных) внутригорных впадин [4]. На западе она ограничена субширотными разломами линейными грабенами Минкуш-Кокомеренской зоны, на востоке прослеживаются в рельефе Оттук-Коктурпакской и далее Арчалу-Джиналачской впадин (рис. 1). Обращает на себя внимание аномально большая ширина Сонкульской впадины (~20 км), придающая ей почти изометричные очертания. Такая изометричная форма, резко отличающая Сонкульскую впадину от грабенов Минкуш-Кокомеренской зоны, определяется отсутствием крупных разломов в бортах впадины, а также более молодым возрастом Сонкульской впадины, являющейся наложенной на более древние прогибы Минкуш-Кокомеренской зоны. Отложения юры и олигоцена-неогена (киргизская и нарынская

^{*}*E-mail: rybin@gdirc.ru*

свиты) в пределах Сонкульской впадины отсутствуют, и здесь представлены лишь маломошные четвертичные осадки. В структурном и историческом отношении Сонкульская впадина не является элементом Минкуш-Кокомеренской зоны линейных грабенов – она представляет более молодой, наложенный бассейн. Ранее считалось, что основанием впадины является обширный и глубокий гранитоидный батолит. Но в свете более поздних реконструкций Сонкульский гранитоидный массив не считается батолитом, а представляет собой довольно тонкую пластину, которая по своим реологическим свойствам почти не отличается от вмещающих формаций. В качестве возможной причины наличия крупного гранитоидного массива, который отличается аномальными значениями кажушегося сопротивления, рассматривалось также влияние проходящих здесь глубинных тектонических нарушений регионального порядка [3, 5]. Выполненные в настоящей работе магнитотеллурические зондирования могут дать предпосылки к уточнению ответа на вопрос: связаны ли обнаруженные геоэлектрические аномалии с глубинными тектоническими нарушениями или с трещиноватостью самого Сонкульского гранитоидного массива. В непосредственной близости проходит важнейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня, известная под названием Линии Николаева. Ей придается весьма важное значение во многих структурных, палеотектонических, геофизических и других реконструкциях, и она рассматривается как один из принципиальных глубинных элементов структуры Тянь-Шаня. Вместе с тем эта крупнейшая структурная граница между разновозрастными формациями Северного и Срединного Тянь-Шаня практически не проявляет себя в неотектонической структуре, при этом хорошо отражается в результатах глубинных электромагнитных исследований. Еще один структурный элемент, который может проявиться в геоэлектрической модели, это так называемая Киргиз-Терскейская океаническая сутурная зона [6]. которая прослеживается от западной части Киргизского хребта на юго-восток в район оз. Сон-Куль и далее к востоку в верховья р. Нарын. С другой стороны, глубинное строение исследуемого региона как части Иссык-Кульского микроконтинента также представляет особый интерес для многих ученых [7–9]. Можно ожидать, что выполненные детальные магнитотеллурические зондирования дадут более определенные данные для решения этих вопросов, имеющих не только региональный, но и общенаучный интерес. Поэтому на территории Сонкульской впадины силами Научной станции РАН в г. Бишкеке в рамках выполнения проекта РНФ № 17-16-10059 были проведены работы методом МТЗ вдоль профиля "Сон-Куль", заложенного вкрест простирания основных тектонических структур Центрального Тянь-Шаня (рис. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Целью настоящего исследования являются изучение глубинной геоэлектрической структуры и ее сопоставление с геологическим строением для обоснования строения литосферы вдоль МТЗ-профиля "Сон-Куль". Для достижения указанной цели были выполнены новые детальные МТ-зондирования вдоль профиля, заложенного параллельно 75 меридиану (рис. 1) и секущему основные тектонические элементы Северного Тянь-Шаня: хребты – Киргизский, Джумгал-Тоо, Сон-Куль-Тоо и Молдо-Тоо; Сонкульскую впадину, разломные зоны разного ранга, офиолитовую зону, приуроченную к оз. Сон-Куль. Общая протяженность профиля составила 90 км, он включает в себя 30 пунктов зондирования; наблюдения вдоль профиля проводились с различным шагом – от 1 до 15 км, в зависимости от полевых условий. Работы выполнялись аппаратурой Феникс MTU-5А в диапазоне периодов 0.001 до 1600 с. Измерение трех компонент магнитного поля проводилось с помощью штатных индукционных датчиков МТС-50, ориентированных на север, восток и вертикально. Компоненты электрического поля измерялись диполями длиной 50 м, заземленными неполяризующимися электродами с марганцево-угольной крошкой, разработанными и запатентованными Научной станцией РАН. Обработка данных была выполнена только в одноточечном режиме. Математическая обработка полученных материалов полевых зондирований по профилю "Сон-Куль" осуществлялась с помощью штатного пакета программ SSMT-2000 (Феникс). В результате обработки были получены частотные зависимости компонент тензора импеданса и матрицы Визе-Паркинсона в диапазоне периодов 0.001-1600 с. По результатам обработки данных МТЗ были получены оценки тензора импеданса, типперов и горизонтального магнитного тензора в программе MT-Corrector (разработанной российской компанией "Северо-Запад") по стандартной для Тяньшанского региона схеме исследований [10-13].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Качественная и количественная интерпретация полученных данных выполнялась согласно методике, рассмотренной в работах [10–13]. Построение геоэлектрической модели вдоль профиля "Сон-Куль" включало в себя параметризацию импеданса — определение параметров неоднородности N и амплитудного параметра асимметрии Skew (рис. 2). Данные построения необходи-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрального Тянь-Шаня с магнитотеллурическим (МТ) профилем "Сон-Куль", секущем в меридиональном направлении поднятие Молдо-Тоо (М-Т), Линию Николаева (ЛН) и Центрально-Терскейский разлом (Ц-Т). *1* – каледонский фундамент Северного Тянь-Шаня; *2* – герцинский фундамент Срединного и Южного Тянь-Шаня; *3* – впадины, заполненные мезо-кайнозойскими отложениями; *4* – основные разломы; *5* – основные тектонические разломы: Атбаши-Иныльчекский и Линия Николаева; *6* – элементы системы Нарынская впадина: 1 – поднятие Байбичетоо, 2 – Атбашинская впадина, 3; *7* – МТ-пункты профиля "Сон-Куль"; *8* – границы Сонкульской впадины.

мы для районирования исследуемой территории по "электрической размерности" среды и позволяют оценить степень горизонтальной неоднородности среды и локализовать выделяемые структуры.

Параметр неоднородности *N* определяется по формуле:

$$N = \frac{Z_{p}^{+} - Z_{p}^{-}}{Z_{p}^{+} - Z_{p}^{-}},$$

где Z_p^+ , Z_p^- – главные значения тензора импеданса, определяемые методом ортогонализации Эггерса [14]. Он характеризует степень горизонтальной неоднородности среды. Если среда горизонтально однородна (1D), то N = 0.

Амплитудный параметр асимметрии [14] *skew* (*skew* – *nepekoc*) также является мерой асимметрии среды. В случае двумерной модели *skew* = 0.

$$skew = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}}$$

Псевдоразрезы *skew* и *N* характеризуют степень горизонтальной неоднородности среды, значения *skew* до значительных глубин составляет 0.1, что означает возможность применения 2Dинверсии MT-данных. Об этом же свидетельствует и псевдоразрез параметра N, аномальным поведением (как это зачастую бывает) этот параметр не отличается.

Двумерная сглаживающая инверсия МТ-данных по профилю "Сон-Куль" (рис. 3) выполнялась с помощью программы Rodi-Mackie [15].

Эта программа применяет метод нелинейных сопряженных градиентов, который пытается минимизовать целевую функцию, представляющую собой сумму нормализированных невязок данных и сглаженности модели. Взаимоотношение между невязками данных и сглаженностью модели контролируется параметром регуляризации т. Входными данными инверсии являются продольные и поперечные кривые кажущегося сопротивления и фаз импеданса, в обозначениях этой программы ТЕ- и ТМ-моды, и типперы по 30 пунктам наблюдения в интервале периодов от 0.01 до 1000 с. Сетка аппроксимационной модели состоит из 179 ячеек по горизонтали, разреженных по краям модели и учашенных в окрестностях точек зондирования, и из 151 ячейки по вертикали, увеличивающихся по размерам с глубиной. При построении сетки детально (с шагом по 50 м) учитывается рельеф местности. Сопротивление стартовой модели 100 Ом м. Пределы погрешности инвертируемых данных были установлены следующие: модуль кажущегося сопротивления

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021



Рис. 2. Псевдоразрезы магнитотеллурических параметров N и skew.

(ТЕ-мода) – 100%, модуль кажущегося сопротивления (ТМ-мода) – 10%, фаза импеданса (ТЕ-мода) – 5%, фаза импеданса (ТМ-мода) – 5%, типпер – 0.05%. В результате нескольких тестовых расчетов инверсии было выбрано значение параметра регуляризации $\tau = 3$. После выполнения 200 итераций была получена модель, представленная на рис. 3. Значение RMS-невязки (сходимость инверсии) составило 2.54.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Итоговая геоэлектрическая модель показана на рис. 3, где ключевые неоднородности разреза для удобства интерпретации пронумерованы, а в тексте номера указаны цифрами в скобках. В целом модель характеризуется контрастным распределением объектов с различным сопротивлением. Для верхней части разреза наблюдается хорошая корреляция между высокоомными блоками модели и горными хребтами – Молдо-Тоо (4), Джумгал-Тоо и Киргизским (8). исключением является хребет Сон-Куль-Тоо. Наиболее контрастной субвертикальной геоэлектрической структурой является зона Линии Николаева (1), которая характеризуется аномально низким сопротивлением (2–10 Ом м) с глубиной залегания до 45-50 км и является границей между Северным и Срединным Тянь-Шанем. Максимальная

ширина аномальной зоны высокой электропроводности достигает 5–7 км. Физическая природа ее повышенной проводимости может быть связана как с общей флюидонасыщенностью сближенных разломов, так и с выявленными в верхней части разреза с индеформационными процессами иллитизации глин и гидратации полевых шпатов в глинках трения по юрским породам, встречающимися в соседней Минкуш-Кёкёмеренской шовной зоне [16].

Высокоомный блок (5), образующий центральную часть разреза, может быть образован магматическими породами кислого состава (?) и представляет собой осевую часть Иссык-Кульского микроконтинента [7, 8, 17]. Проводящая подковообразная структура, окружающая высокоомный блок (2), предположительно, по результатам наблюдения выходов на поверхность пород. сложена докембрийскими слюдосодержащими гранито-гнейсами и метаморфическими породами, которые характеризуются повышенной трещиноватостью и, как результат, высокой флюидонасыщенностью. Такие породы слагают нижнюю часть Иссык-Кульского микроконтинента, граница которого переходит в нижнекоровый проводящий слой. Также в геоэлектрическом разрезе проявляется Центрально-Терскейская зона разломов в районе пункта 30 (рис. 3). Мозаичное распределение областей (объектов) повышенной электропроводности (пункты 29-30) в



Рис. 3. Глубинная геоэлектрическая модель вдоль МТ-профиля "Сон-Куль". Разломы: *1* – основные тектонические: Линия Николаева, Центрально-Терскейский; *2* – второстепенные; *3* – хребты; *4* – границы оз. Сон-Куль; цифрами обозначены структуры (описание в тексте): *5* – проводящие; *6* – высокоомные; *7* – зоны локализации тектонических деформаций, характеризующих стиль транспрессивных структур "пальмового дерева".

зоне сочленения Киргизского хребта и Джумгальской впадины можно объяснить фрагментарным строением глубинного разлома, когда он состоит из ряда отдельных кулисообразно расположенных разрывов протяженностью до 15 км. Зона высокого градиента электрического сопротивления в пунктах зондирования 22–23 на геоэлектрическом разрезе соответствует офиолитовому шву [6], который представляет собой фрагменты древней океанической коры.

Обращают на себя внимание два высокоомных тела, которые расположены непосредственно под оз. Сон-Куль (6а) и на глубинах 6–12 км (6б), со значениями кажущегося сопротивления (КС) 1000–1600 Ом м и разделенных горизонтальной электропроводящей зоной (КС = 160–200 Ом м) на глубине порядка 5 км (6в), которая может быть обусловлена повышенной трещиноватостью горных пород. Высокоомные объекты (6а) и (6б), возможно, ранее представляли собой единое тело, крупный интрузивный массив, по своим размерам сопоставимый с батолитом, глубина залегания которого достигает 15 км, а мощность примерно 6 км.

Субгоризонтальная зона повышенной электропроводности (7) может быть обусловлена тектонической дезинтеграцией горных пород и их высокой флюидонасыщенностью, она хорошо согласуется с положением верхнекорового проводящего слоя, спорадически распространенного на территории всего Центрального Тянь-Шаня [18].

В целом интегральная картина распределения и морфологии зон повышенной электропроводности в этом сегменте коры Срединного и Северного Тянь-Шаня может отражать, на наш взгляд, дискретно-локализованное проявление структур "пальмового дерева", связанных с развитием в ходе герцинского и альпийского тектогенеза транспрессивных шовных зон локализованной деформации [19]. Последние, как правило, пространственно-иерархически сочетаются с компенсационными структурами транстенсии в виде пул-апартовых межгорных впадин [5, 20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Таким образом, выполнен сравнительный анализ геологических и геофизических данных по ключевым элементам построенной геоэлектрической модели вдоль МТ-профиля "Сон-Куль". Так, благодаря значительно большей детальности и точности данных МТ-зондирований уже на этапе качественной интерпретации и первых количественных оценок были получены соответствующие современным тектоническим представлениям свидетельства отражения границ Иссык-Кульского микроконтинента в проводящих структурах построенного геоэлектрического раз-

реза. Разломные зоны четко фиксируются на геоэлектрическом разрезе в виде субвертикальных проводящих неоднородностей с различным наклоном интерпретируемых глубинных структур. Согласно имеющимся на сегодняшний день геолого-геофизическим данным (результатам исследования об очагах землетрясений, результатам GPS-измерений, структурно-геологическим исследованиям) в пределах Центрального Тянь-Шаня рассматриваемая зона находится в условиях общего горизонтального субмеридионального сжатия. Надвиги, формирующиеся в обстановках горизонтального сжатия, могут погружаться как к северу, так и к югу. Данное заключение находит подтверждение на построенном разрезе. Очевидно, что геоэлектрические аномалии – высокопроводящие структуры – имеют различную вергентность и форму, схожую с транспрессивными шовными структурами "пальмового дерева". Распределение высокоомных объектов в верхней части разреза (до глубин порядка 25 км) подтверждает существующие представления о блоковоиерархической структуре верхней части земной коры Центрального Тянь-Шаня, а размеры блоков отражают степень дискретности ее тектонической переработки. Особенностью такого представления для верхней части земной коры является соответствие тектонофизическим представлениям о системе последовательно вложенных более мелких элементов в более крупные стабильные – зонно-блокового строения, а также наличие ограничивающих их подвижных зон. Принято, что такие подвижные зоны отличаются от стабильных блоков высокой дислоцированностью геологического субстрата.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-17-10059 (полевые магнитотеллурические зондирования, обработка и анализ полевых записей МТЗ, построение интерпретационной геоэлектрической модели) и в рамках плановой темы № 0144-2014-0089 госзадания ИФЗ РАН (сбор априорной геолого-тектонической информации, геологическое истолкование геоэлектрической структуры).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г. Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1566–1573.
- 2. Баталева Е.А., Буслов М.М., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. Аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома и геодинамическая интерпретация глубинной структуры юго-западного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 9. С. 1036–1042.

- Makarov V.I., Alekseev D.V., Leonov M.G., Batalev V.Y., Bataleva E.A., Bragin V.D., Rybin A.K., Shchelochkov G.G., Belyaev I.V., Dergunov N.T., Efimova N.N., Roslov Y.V., Munirova L.M., Pavlenkin A.D., Roecker S. Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and Deep Structure of their Junction Zone: Main Results of Seismic Experiment along MANAS Profile Kashgar-Song-Köl // Geotectonics. 2010. V. 44 (2). P. 102–126. https://doi.org/10.1134/S0016852110020020
- 4. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Тянь-Шаня. М., 1977. 172 с.
- 5. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пуллапартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29– 61.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскейский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
- 7. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2022–2031.
- Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление докембрийского Иссык-Кульского микроконтинента в геофизических полях // Материалы XLIV Тектонического совещания "Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения". Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 9–13.
- Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic Tectonics and Geodynamics in the Tian Shan: Synthesis of Geology and Geophysical Data // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 29. P. 205–214.
- Rybin A.K., Bataleva E.A., Batalev V.Y., Matyukov V.E., Zabinyakova O.B., Nelin V.O., Morozov Y.A., Leonov M.G. Specific Features in the Deep Structure of the Naryn Basin – Baibichetoo Ridge – Atbashi Basin System: Evidence from the Complex of Geological and Geophysical Data // Doklady Earth Sciences, 2018. V. 479 (2). P. 499–502. https://doi.org/10.1134/S1028334X18040165

11. Rybin A.K., Batalev V.Y., Bataleva E.A., Bragin V.D., Schelochkov G.G., Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Morozov Y.A. Nature of Electric Conductive Layers of the Upper Crust and Infrastructure of Granites of the

- the Upper Crust and Infrastructure of Granites of the Central Tien Shan // Doklady Earth Sciences, 2016. T. 470. № 1. P. 968–971.
 12. Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Leonov M.G.,
- 12. Tryinydigorskii E.S., Edwashida E.V., Econov M.O., Batalev V.Y., Bataleva E.A., Rybin A.K. Structure of the Basement Surface and Sediments in the Kochkor Basin (Tien Shan): Geological and Geophysical Evidence // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59 (4). P. 335–350.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.003

13. Bataleva E.A., Batalev V.Y., Matyukov V.E., Rybin A.K., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Leonov M.G. New Data on the Deep Structure of the South Kochkor Zone of Concentrated Deformation // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475 (2). № 2. P. 930–934. https://doi.org/10.1134/S1028334X1708013X

- 14. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Models and Methods of Magnetotellurics. Berlin: Springer-Verlag, 2008. 558 p.
- Rodi W.L., Mackie R.L. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.
- Морозов Ю.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3–25.
- 17. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня // Литосфера. 2015. № 5. С. 81–89.

- 18. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования// Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0368
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов Ю.П. Тектоническая эволюция системы "фундамент-чехол" и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов // Геотектоника. 2020. № 2. С. 3–31. https://doi.org/10.31857/S0016853X20020083

DEEP STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE OF THE CENTRAL TIEN SHAN ALONG THE MTS PROFILE "SON-KUL"

A. K. Rybin^{*a*,#}, E. A. Bataleva^{*a*}, V. E. Matiukov^{*a*}, Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov^{*b*}, and K. S. Nepeina^{*a*}

^a Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek, Kyrgyz Republic ^b Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: rybin@gdirc.ru

New results of a detailed study of the deep structure of the Central Tien Shan along the "Son-Kul" magnetotelluric sounding (MTS) profile, crossed Song-Köllake, are presented. On the basis of the results of magnetotelluric data modeling, regional and local geoelectric anomalies in the lithosphere are established and their quantitative characteristics are given. A geological interpretation of the geoelectric section has been carried out, which confirms the existing ideas about the block-hierarchical structure of the upper part of the Earth's crust, which corresponds to the tectonophysical concepts of the sequential inserted subordination of large and smaller elements of the zone-block structure, consisting of stable blocks and their constraints movable zones, which differ high dislocation of the geological substrate. The integral picture of the distribution and morphology of zones of increased electrical conductivity in this segment of the Central Tien Shan crust may reflect discretely localized manifestation of palm tree structures associated with the development of transgressive suture zones of localized deformation during the Hercynian and Alpine tectogenesis.

Keywords: magnetotelluric sounding, electrical conductivity, geoelectric model, deep structure, Central Tien Shan

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 496, № 2, с. 122–127

ГЕОЛОГИЯ

УДК 622.323

ВЛИЯНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА АДСОРБИРОВАННОЙ НЕФТИ НА МИКРОСТРУКТУРНУЮ СМАЧИВАЕМОСТЬ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

© 2021 г. Н. Н. Михайлов^{1,2,*}, академик РАН О. М. Ермилов³, Л. С. Сечина², Д. С. Меньшикова⁴

Поступило 11.07.2020 г. После доработки 11.11.2020 г. Принято к публикации 18.11.2020 г.

Экспериментально обоснован физико-химический механизм формирования микроструктурной смачиваемости в коллекторах нефти и газа. Показано, что механизм ее формирования связан с образованием мозаичных гидрофобных участков на внутрипоровой поверхности коллектора. Выявлено, что гидрофобные участки формируются в результате конкуренции адсорбционных явлений между ароматическими и алифатическими структурами. На примере образцов керна карбонатных пород Карачаганакского нефтегазоконденсатного месторождения (Карашыганак, Бурлинский район Западно-Казахстанской области, Республика Казахстан) и Астраханского газоконденсатного месторождения (юго-западная часть Прикаспийской впадины, РФ) выявлены взаимосвязи между коэффициентом гидрофобизации (относительная доля внутрипоровой поверхности, занятая гидрофобными участками) и компонентным составом адсорбированной нефти. По данным инфракрасной спектроскопии определялись спектральные коэффициенты, характеризующие относительный вклад определенных углеводородов в состав адсорбированной нефти. Экспериментально установлены зависимости микроструктурной смачиваемости от спектральных коэффициентов. Показано, что компонентный состав адсорбционно-связанной нефти оказывает разнонаправленное влияние на микроструктурную смачиваемость. Наличие ароматических, окисленных и осерненных структур увеличивает коэффициент гидрофобизации, а алифатических и разветвленных уменьшает. Наиболее тесная связь микроструктурной смачиваемости выявлена со спектральным коэффициентом, характеризующим наличие ароматических структур в адсорбированной нефти.

Ключевые слова: микроструктурная смачиваемость, асфальтены, масла, экстракция, коэффициент гидрофобизации, спектральные коэффициенты

DOI: 10.31857/S2686739721020122

введение

Микроструктурная смачиваемость возникает на этапе заполнения залежей углеводородами в результате адсорбции поверхностно-активных компонентов во внутрипоровом пространстве [10]. Неравномерность геометрии внутрипоровой структуры, а также изменчивость ее минерального состава, на уровне отдельных пор и капилляров приводят к дифференциации сорбционного процесса, а также к локальному разделению воды и углеводородных компонентов. Такое разделение вызывает локальное обособление и изменение состава и концентрации индивидуальных компонентов исходных углеводородных смесей и воды на внутрипоровой поверхности. Именно это приводит к образованию зон локальной концентрации углеводородов и воды в виде гетерогенных микрообразований, вызывающих микроструктурную смачиваемость. При адсорбции из фильтрующихся смесей на внутрипоровую поверхность преимущество имеют компоненты с бо́льшей энергией адсорбции по отношению к ней [8, 10]. Микроструктурная смачиваемость — это вид гетерогенной смачиваемости с наличием гидрофильных и гидрофобных участков на внутрипоровой поверхности, с контрастной изменчивостью смачивания на уровне отдельных пор и капилляров [5, 10]. Параметром, характеризующим микро-

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

² Институт проблем нефти и газа

Российской академии наук, Москва, Россия

³ Ямало-Ненецкий филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Надым Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской обл., Россия

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

^{*}E-mail: folko200@mail.ru

структурную смачиваемость, является безразмерный коэффициент гидрофобизации, определяющий относительную долю площади внутрипоровой поверхности, занятую адсорбированными углеводородами, изменяющими природную гидрофильность коллектора. Значения коэффициента гидрофобизации изменяются от 0 до 1 [10, 11]. На гидрофобизированных участках внутрипорового пространства формируется адсорбированная нефть, прочно связанная со скелетом, т.е. это неподвижные углеводороды (битумоиды), на которые распространяется действие внутрипоровых поверхностных сил [9]. Адсорбированная нефть представляет собой особую фазу с компонентным составом и свойствами, отличными от состава и свойств фазы подвижных углеводородов [8, 9].

В наших предшествующих исследованиях был дан анализ влияния только асфальтеновых компонентов адсорбированной нефти на гидрофобизацию [7]. Однако адсорбированная нефть имеет широкий поликомпонентный состав, который может оказывать разнонаправленное влияние на микроструктурную смачиваемость. Поэтому целью настоящей работы является выявление роли всех компонентов адсорбированной нефти в формировании микроструктурной смачиваемости. Для решения этой задачи были использованы образцы керна карбонатных пород, которые, как правило, характеризуются максимальной степенью гидрофобизации (характер смачиваемости преимущественно гидрофобный) [10]. Исследуемые образцы отобраны из верхней газоконденсатной части Карачаганакского нефтегазоконденсатного месторождения и из Астраханского газоконденсатного месторождения. Эти месторождения характеризуются высокими значениями пластового давления и температуры. При отборе и поднятии кернов на поверхность всегда возникают огромные градиенты внутрипорового давления, которые вытесняют из кернов практически все подвижные углеводороды [6, 9]. Для идентификации прочно связанной адсорбированной нефти керны при исследовании вакуумировались в течение 6 ч при давлении 10⁻² мм рт. ст. Таким образом, в изучаемом керновом материале оставалась только прочно связанная адсорбированная нефть, объем которой для газоконденсатных месторождений может составлять до 30% порового объема [9].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Для определения коэффициента гидрофобизации образцы керна насыщались под вакуумом дистиллированной водой, затем сушились в климатической камере при температуре 25°С и влажности воздуха 33%. Первая кривая сушки (зависимость влагосодержания образца от времени) была получена для образцов керна с природной гидрофобизацией. Вторая кривая была получена после экстракции образцов растворителями. Образцы экстрагировались в аппарате Сокслета хлороформом, затем — спиртом до прекращения светимости растворителей в ультрафиолетовом свете [1]. Остатки спирта удалялись водяным паром. После этого рассчитывались коэффициенты гид-

рофобизации по формуле $\Theta_{\rm H} = \frac{W_2 - W_1}{W_2}$, где W_1 , W_2 – количество воды, испарившейся до момента изменения скорости испарения при наличии (1) и устранении (2) гидрофобизации [8, 11].

После испарения хлороформа из полученного экстракта, содержащего растворенную адсорбированную нефть, ее состав для обоих месторождений определялся методом инфракрасной спектроскопии (ИК-спектроскопии), позволяющим определить наличие в смеси групп соединений, имеющих фиксированное химическое строение. ИК-спектр фиксирует наличие определенных полос поглощения или пропускания (I%). Использовался двухлучевой спектрофотометр Specord 75 IR, источник излучения – керамический стержень (*d* = 4.0 мм) с платино-родиевой спиралью накала ($t = 1200^{\circ}$ C). Процентные коэффициенты пропускания проб экстракта определялись 2-х лучевым способом по принципу оптического дифференцирования. Часть хлороформенного экстракта, содержащего адсорбированную нефть, из образцов керна Карачаганакского месторождения использовалась для извлечения масляных и асфальтеновых фракций по методике [1, 3], для дальнейшего определения ИК-спектров.

В ходе эксперимента сначала образцы керна экстрагировались н-гексаном для извлечения масляных фракций. Поскольку асфальтены не растворяются в алканах, то они оставались в образце. Собранные масляные фракции после удаления гексана исследовались методом ИК-спектроскопии. Затем оставшиеся в образце асфальтены экстрагировались хлороформом, после этого спиртом. Во всех случаях экстракция проводилась до прекращения светимости растворителей в ультрафиолетовом свете. Экстракты анализировались и после удаления растворителей подвергались ИК-спектроскопии (рис. 1а, 1в).

Экстракция проводилась из нескольких образцов керна в определенном интервале отбора. Коэффициенты гидрофобизации определялись для каждого образца, затем усреднялись.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Исследование коэффициента гидрофобизации $\Theta_{\rm H}$ (доли ед.) показало, что значения его составляют для образцов: Карачаганакского месторождения 0.11–0.387; Астраханского – 0.237–0.408.



Рис. 1. ИК-спектры. а – адсорбированной нефти: *1* – Карачаганакского месторождения, *2* – Астраханского месторождения; б – фракций, выделенных из адсорбированной нефти Карачаганакского месторождения: *3* – масляной фракции, *4* – фракции асфальтенов.

По ИК-спектрам 12 образцов Карачаганакского и 14 образцов Астраханского месторождений были рассчитаны спектральные коэффициенты, определяющие в составе адсорбированной нефти наличие: алифатических (Ал), ароматических (Ар), разветвленных (Р), окисленных (Ок), серосодержащих (С) структур.

Спектральные коэффициенты определялись по количественному соотношению характеристических полос поглощения: полоса 1600 см⁻¹ – присутствие ароматических структур; 720, 1380, 1460 см⁻¹ – содержание метильных и метиленовых групп в парафиновых цепях; 1710 см⁻¹ – присутствие окисленных структур; 1030 см⁻¹ – присутствие осерненных структур; 1030 см⁻¹ – присутствие осерненных структур. По соотношению оптических плотностей в максимуме данных полос поглощения получены безразмерные спектральные коэффициенты: Ар = D_{1600}/D_{720} ; Ал = $D_{720+1380}/D_{1600}$; $P = D_{720}/D_{1460}$; Ок = D_{1710}/D_{1460} ; $C = D_{1030}/D_{1460}$ [12] (табл. 1).

Данные табл. 1 показывают, что в образцах керна обоих месторождений содержание алифатических и разветвленных структур примерно одинаково, но ароматических структур больше в образцах Карачаганакского месторождения, а окисленных и осерненных – в 2.7 раза больше в образцах Астраханского. Эксперименты показали, что спектральные коэффициенты по-разному влияют на коэффициент гидрофобизации. Наличие ароматических, окисленных и осерненных структур увеличивает его значения, а алифатических и разветвленных — уменьшает (рис. 2). Тесная связь коэффициента гидрофобизации выявлена со спектральным коэффициентом Ар (рис. 3). Примечательно, что наличие алифатических цепей (Ал) в структуре адсорбированной нефти обоих месторождений приводит к уменьшению коэффициента гидрофобизации, хотя ранее отмечены случаи его увеличения [7]. Для устранения этого противоречия были исследованы образцы асфальтенов и масел, выделенных из экстрактов адсорбированной нефти Карачаганакского месторождения методом ИК-спектроскопии (табл. 2).

Таблица 2 показывает, что в асфальтенах содержится больше ареновых, разветвленных, окисленных и осерненных структур и меньше алифатических. В масляных фракциях, наоборот, больше всего алифатическох структур, в 3.5 раза больше, чем в асфальтеновых.

Таблица 1. Средние значения спектральных коэффициентов

Месторождение	Ap	Ал	Р	Ок	C
Карачаганакское	0.843	3.746	0.347	0.248	0.200
Астраханское	0.772	3.640	0.387	0.650	0.559



Рис. 2. Зависимость коэффициента гидрофобизации $\Theta_{\rm H}$ от ИК-спектральных коэффициентов адсорбированной нефти, характеризующих: ароматичность (Ар), алифатичность (Ал).



Рис. 3. Зависимость коэффициента гидрофобизации $\Theta_{\rm H}$ асфальтеновой фракции Карачаганакского месторождения от ИК-спектральных коэффициентов (Ар) и (Ал).



Рис. 4. Зависимость коэффициента гидрофобизации $\Theta_{\rm H}$ масляной фракции от ИК-спектральных коэффициентов (Ар) и (Ал) (Карачаганакское месторождение).

Для фракции асфальтенов ароматичность приводит к увеличению коэффициента гидрофобизации, а алифатичность его уменьшает (рис. 3), остальные структуры не влияют на него. Для масляной фракции алифатичность увеличивает коэффициент гидрофобизации, а ароматичность уменьшает (рис. 4). Осерненность не влияет на гидрофобизацию. Причины кроются в составе

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

Таблица 2. Средние значения спектральных коэффициентов фракций асфальтенов и масел из адсорбированной нефти Карачаганакского месторождения

Фракция	Ap	Ал	Р	Ок	С
Асфальтены	1.294	4.013	0.412	0.727	0.255
Масла	0.219	14.304	0.302	0.190	0.111

фракций и ориентации их молекул. Молекула асфальтена содержит единое ядро в виде полициклического ароматического соединения с периферийными алкановыми цепочками, образуя конденсированную ароматическую систему. Внутри нее могут содержаться нафтены и гетероатомы (N, O, S). Гетероатомы и придают молекуле асфальтена полярность. Молекулы асфальтенов имеют плоское пространственное строение [2]. Масляные фракции – сложная смесь углеводородов: алкановых, циклановых, ароматических и нафтеноароматических рядов с кислыми, сернистыми и азотистыми включениями [4]. При адсорбции ароматические ядра из фракции асфальтенов ориентируются плоской стороной относительно поверхности, а алкановые цепочки из масляной фракции ориентируются длинной цепью вдоль поверхности [3]. Поэтому основными конкурентами в процессе образования гидрофобных участков являются ароматические и алифатические структуры адсорбированной нефти.

Известно, что в нефтенасыщенных коллекторах в первую очередь адсорбируются асфальтены, занимая определенную часть поверхности, а затем уже другие углеводороды [8]. Алифатические цепи мешают занимать асфальтенам бо́льшую часть внутрипоровой поверхности. Поэтому наличие в асфальтеновой фракции алифатических цепей приводит к уменьшению гидрофобизации. В масляной фракции, наоборот, ароматических цепей, что приводит к уменьшению гидрофобизации.

выводы

Установлено, что компонентный состав адсорбционно-связанной нефти оказывает разнонаправленное влияние на микроструктурную смачиваемость. Наличие ароматических, окисленных и осерненных структур увеличивает коэффициент гидрофобизации, а алифатических и разветвленных – уменьшает.

Во фракции асфальтенов адсорбированной нефти ароматичность приводит к увеличению коэффициента гидрофобизации, а алифатичность уменьшает его значение. Все остальные структуры слабо влияют на гидрофобизацию.

Во фракции масел адсорбированной нефти алифатичность приводит к увеличению коэффи-

циента гидрофобизации; ароматичность, окисленность и разветвленность уменьшают его значение, а осерненность не оказывает влияния.

Наиболее тесные связи обнаружены между коэффициентом гидрофобизации и спектральным коэффициентом, характеризующим наличие ароматических структур в адсорбированной нефти.

Анализ экстрактов адсорбированной нефти Карачаганакского месторождения показал, что в асфальтеновой фракции ареновых структур больше в 5.9 раза, разветвленных больше в 1.4 раза, окисленных больше в 3.8 раза, серосодержащих больше в 2.3 раза, а алифатических структур меньше в 3.6 раза, чем в масляной фракции.

Новизна полученных результатов заключается в экспериментальном обосновании физико-химического механизма формирования микроструктурной смачиваемости, связанного с конкуренцией адсорбционных явлений между ароматическими и алифатическими структурами, формирующими гидрофобные участки во внутрипоровой поверхности коллекторов при поликомпонентном составе адсорбированной нефти.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ботнева Т.А., Ильина А.А., Терской И.А. и др. Методическое руководство по люминесцентно-битуминологическим и спектральным методам исследования органического вещества пород и нефтей. М.: Недра, 1979, 204 с.
- Володин М.А. Исследование динамики сложных углеводородных систем методами высокочастотного ЭПР / Дисс. на соиск. уч. ст. к. ф-м.н. Казань, 2015.
- 3. *Иванова Л.В.* Регулирование низкотемпературных свойств нефтяных систем разного уровня сложности / Дисс. на соиск. уч. ст. д.х.н. М., 2016. 89 с.
- Каюкова Г.П., Романов Г.В., Лукьянова Р.Г., Шарипова Н.С. Органическая геохимия осадочной толщи и фундамента Татарстана. М.: ГЕОС, 2009. 487 с.
- Кузьмин В.А., Михайлов Н.Н., Скибицкая Н.А., Гурбатова И.П., Моторова К.А. Результаты электронно-микроскопических исследований влияния микроструктурных факторов порового пространства коллектора на характер насыщения нефтью. М.: Геология нефти и газа, 2015. № 3. С. 34–44.
- Михайлов Н.Н. Остаточное нефтенасыщение разрабатываемых пластов. Монография. М.: Недра, 1992. 272 с.
- 7. Михайлов Н.Н., Ермилов О.М., Сечина Л.С. Влияние асфальтенов на смачиваемость газонефтенасыщенных пород-коллекторов // ДАН. 2019. Т. 486. № 1. С. 65–68.
- 8. *Михайлов Н.Н., Ермилов О.М., Сечина Л.С.* Физико-химические особенности адсорбционно-связанной нефти в образцах керна газоконденсатных месторождений // ДАН. 2016. Т. 466. № 3. С. 319–323.
- 9. Михайлов Н.Н., Ермилов О.М., Сечина Л.С. Адсорбционно-связанная нефть газоконденсатных ме-

сторождений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1213–1224.

- Михайлов Н.Н., Моторова К.А., Сечина Л.С. Смачиваемость нефтегазовых пластовых систем: Учебное пособие. М.: Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, 2019. 360 с.
- Танкаева Л.К., Дмитриевский А.Н., Сечина Л.С., Приваленко Н.В. Способ определения степени гидрофобизации поверхности пор / Авторское свидетельство № 1022005. Бюллетень изобретений. 1983.
- 12. *Dubey S.T., Waxman M.H.* Asphaltene Adsorption and Desorption from Mineral Surfaces // Journal of SPE Reservoir Engineering. 1990. V. 6. № 3. P. 389–395.

INFLUENCE OF THE COMPONENT COMPOSITION OF ADSORBED OIL ON THE MICROSTRUCTURAL WETTABILITY OF HYDROCARBON RESERVOIRS

N. N. Mikhailov^{a,b,#}, Academician of the RAS O. M. Ermilov^c, L. S. Sechina^b, and D. S. Menshikova^d

^a Gubkin Russian state University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, Russian Federation

^b The Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,

Yamal-Nenetsk Branch, Nadym, Yamalo-Nenetsk autonomous district, Russian Federation

^c Institute of Oil and Gas Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^d Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: folko200@mail.ru

The physicochemical mechanism of formation of microstructural wettability in oil and gas reservoirs is experimentally justified. It is shown that the mechanism of microstructural wettability formation is associated with the formation of mosaic hydrophobic areas on the interstitial surface of the reservoir rocks. It was found that hydrophobic areas are formed as a result of competition of adsorption processes between aromatic and aliphatic structures. For example, the relationship between the hydrophobization index (ratio of the hydrophobic pore surface to total pore surface) and adsorbed oil composition were identified with core samples of carbonate rocks of the Karachaganak oil and gas condensate field (Karachaganak, Kazakhstan) and Astrakhan gas condensate field (South-Western part of Precaspian basin, Russia). The spectral coefficients characterizing the relative contribution of certain hydrocarbons to the composition adsorbed oil composition were determined using infrared spectroscopy. The dependences of microstructural wettability on the spectral coefficients are experimentally established. It is shown that the composition of adsorbed oil has a multidirectional impact on the microstructural wettability. The presence of aromatic, oxidized and blackened structures increases the hydrophobization index, while presence of aliphatic and branched structures reduces it. The closest relationship was found of microstructural wettability with the spectral coefficient that characterizes the presence of aromatic structures in the adsorbed oil.

Keywords: microstructural wettability, asphaltenes, oils, extraction, hydrophobic coefficient, spectral coefficients

———— РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ————

УДК 553.21/24

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭВДИАЛИТОВЫХ РУД ВЫСОКОЩЕЛОЧНОГО ЛОВОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2021 г. Академик РАН Л. Н. Когарко^{1,*}

Поступило 18.11.2020 г. После доработки 19.11.2020 г. Принято к публикации 20.11.2020 г.

Детальные исследования показали, что смена форм выделения эвдиалита (и времени его кристаллизации) представляет собой новый геохимический критерий рудоносности шелочных магм на редкометалльное сырье (эвдиалитовые руды). Сформулирован новый принцип рудоносности щелочных магм: необходимым условием формирования рудного месторождения является ранняя насыщенность шелочных магм в отношении рудного минерала. Если концентрация рудного компонента значительно ниже котектической (насышения). то насышение расплава и кристаллизация рудного минерала будут осуществляться на поздних стадиях формирования пород в малом объеме интерстициального расплава, когда явления конвективно-гравитационной дифференциации и сегрегации минеральных фаз в виде рудных залежей затруднены. Это приводит к рассеиванию рудных компонентов в виде ксеноморфных выделений акцессорных минералов. Породы дифференцированного комплекса (нижняя зона Ловозерского месторождения), породы Хибинского массива, содержащие ксеноморфный эвдиалит, неперспективны на эвдиалитовые руды. Эвдиалитовые месторождения связаны с верхней зоной Ловозерской интрузии, содержащей идиоморфный ранний эвдиалит. Насыщение исходной магмы в отношении эвдиалита происходит после кристаллизации около 85% интрузии. Предложенный критерий применим к крупнейшим щелочным массивам мира. С Илимауссакским массивом (Гренландия), в породах которого кристаллизовался ранний, идиоморфный эвдиалит, связано суперкрупное месторождение эвдиалитовых руд, в то время как в Хибинском массиве и щелочном комплексе Пилансберг, породы которых содержат поздний ксеноморфный эвдиалит, месторождения этого типа отсутствуют.

Ключевые слова: Ловозерское редкометалльное месторождение, эвдиалитовая руда, формы выделения эвдиалита, насыщенность магмы эвдиалитом

DOI: 10.31857/S2686739721020080

Разработка геохимических критериев рудоносности природных магм является одной из важнейших задач современной геохимии. Успешное прогнозирование месторождений требует фундаментальных работ по установлению физико-химических параметров концентрирования рудного вещества. Поиск, разведка и, в дальнейшем, оценка запасов магматического рудного сырья тесно связаны с выяснением механизмов кумуляции рудных минеральных фаз в магматической камере и необходимых условий для формирования рудоносных тел и горизонтов. Работа посвящена выяснению условий, благоприятных для возникновения магматических месторождений кумулятивного типа, и разработке критериев рудоносности щелочных магм, с дифференциацией которых связаны крупнейшие месторождения редких земель, циркония, гафния, ниобия, фосфора и других элементов. Потребление и цены на стратегические металлы значительно выросли в последнее десятилетие в связи с заметным расширением технологий, потребляющих эти металлы. В этой связи щелочные формации можно рассматривать как сырье будущего – сырье XXI века.

Самыми продуктивными формациями на стратегические металлы – REE, Zr, Hf, Nb, Ta, радиоактивные элементы – являются щелочные породы и карбонатиты, которые также относятся к ряду щелочных пород. Особый интерес пред-

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: kogarko@geokhi.ru

ставляют формации агпаитовых нефелиновых сиенитов, к которым приурочены суперкрупные месторождения эвдиалита, лопарита и апатита (Кольский полуостров, Южная Африка, Бразилия, Гренландия). С гигантской Ловозерской интрузией связаны редкометалльные эвдиалитовые руды — ценнейший источник тяжелых, редких земель (1), циркония и гафния. Кроме того, эвдиалитовое месторождение, являясь комплексными рудами, содержит также марганец, ниобий, скандий, радиоактивные металлы и др.

Ловозерский щелочной массив, расположенный в центральной части Кольского полуострова, занимает площадь в 650 км² и залегает среди архейских гранитогнейсов. Его возраст 360 ± 10 млн лет [1]. Согласно схеме В.И. Герасимовского и др. [2], Ловозерский щелочной массив сформировался в три главные интрузивные фазы.

Нефелиновые и нозеановые сиениты I фазы встречаются в основном в виде ксенолитов. Дифференцированный комплекс (II интрузивная фаза) представляет собой ритмически слоистую мощную (свыше 2000 м) интрузию, сложенную закономерно чередующимися в вертикальном разрезе пластами нефелиновых сиенитов различного состава – уртитами, фойяитами, луявритами, состоящими в основном из нефелина, калиевого полевого шпата и эгирина. Для этих пород в целом характерны увеличение коэффициента агпаитности (средняя величина Капп 1.41) и появление типичных минералов агпаитового парагенезиса: лопарита, виллиомита, содалита, лампрофилилита, рамзаита и др. Комплекс эвдиалитовых луявритов (III фаза) — это пластообразная интрузия мощностью до 450-600 м, прорывающая и перекрывающая породы II фазы. Этот комплекс сложен слаборасслоенной толшей эвдиалитовых луявритов от лейко- до меланократовых, причем в породах верхних частей разреза возрастают содержания темноцветных минералов. Эвдиалитовые луявриты отличаются наиболее высоким K_{агп} – 1.50 и максимальным содержанием $ZrO_2 - 1.36$ мас. %, а также ярко выраженным агпаитовым парагенезисом минералов, особенно в верхних горизонтах (мурманит-ломоносовит, лампрофиллит, рамзаит, ловозерит). Эвдиалит в этих породах становится главным породообразующим минералом. Рудные горизонты, обогащенные эвдиалитом, располагаются в верхней зоне эвдиалитового комплекса, представленного эвдиалитовыми луявритами. В самой верхней зоне в виде линз и слоев, развиты редкометалльные руды-эвдиалититы, состоящие на 85-90% из эвдиалита. Таким образом, в верхней зоне эвдиалитовой интрузии содержание эвдиалита значительно возрастает, вследствие этого вся верхняя часть 3 интрузивной фазы представляет собой руду на редкие земли, цирконий и гафний.

Мы детально исследовали минералогию и геохимию агпаитовых шелочных пород в вертикальном разрезе Ловозерского месторождения, особое внимание было уделено формам выделения и составу эвдиалита. Проведенные работы (до глубин 2200-2300 м общего разреза Ловозерского массива) выявили целый ряд особенностей строения и минерального состава этой интрузии. Наиболее интересным является смена минеральных парагенезисов в исследуемой зоне. Набор породообразующих минералов – нефелин, калиевый полевой шпат и эгирин не меняется, в то время как высокощелочные агпаитовые акцессорные минералы верхней части разреза — эвдиалит и лампрофиллит - заменяются менее щелочными, близкими к миаскитовым ассоциациями (сфен, мозандритовая группа минералов и циркон) в наиболее глубинных, не выходящих на поверхность зонах дифференцированного комплекса Ловозерского месторождения (скважины 904, 905 и др.). В этой части разреза эвдиалит отсутствует. На этих глубинах главными минералами-концентраторами циркония являются циркон и ловенит. При движении вверх по разрезу появляются циркониевые минералы – катаплеит, келдышит и, по нашим предварительным данным, армстронгит. С глубины порядка 1800 м в ассоциации нефелин-калиевый полевой шпат-эгирин появляется эвдиалит в ассоциации с паракелдышитом и минералами ловенитовой группы. Во всем интервале глубин дифференцированного комплекса, начиная с 2100 м, эвдиалит кристаллизуется на позднемагматическом этапе, он образует ксеноморфные выделения, приуроченные к интерстициям породообразующих минералов – нефелина, калиевого полевого шпата, эгирина и амфимбола (рис. 1). Вверх по разрезу (на глубинах порядка 400 м) — в самых нижних зонах третьей интрузивной фазы, эвдиалит становится ранним минералом, образует хорошо оформленные, идиоморфные кристаллы (рис. 1). Формы выделения эвдиалита по идиоморфизму не отличаются от нефелина, полевого шпата, амфибола и эгирина, что указывает на их одновременную кристаллизацию на раннемагматической стадии. Таким образом, петрографические исследования показали, что смена форм выделения главного минерала концентратора циркония — эвдиалита определяется временем кристаллизации этого минерала. Как было показано нами [3] и другими авторами [4], формирование многих расслоенных интрузий происходит снизу-вверх в результате оседания минералов в процессе кристаллизации и конвективного перемешивания. Однако в некоторых случаях часть кристаллизующихся минеральных фаз всплывает в магматической камере. Примером подобного процесса являются месторождения апатита Хибинского массива. Очень мелкие кристаллы апатита в процессе активной конвек-

КОГАРКО



Рис. 1. Эволюция форм кристаллизации эвдиалита в процессе дифференциации высокощелочной магмы Ловозёрского месторождения. (а) Ксеноморфный эвдиалит в Дифференцированном комплексе (фото в отраженных электронах, ×10); (б) Эвдиалитовый луяврит, содержащий идиоморфный эвдиалит, (фото в проходящем свете, ×2); (в) Эвдиалитовая руда, содержащая идиоморфный эвдиалит, самая верхняя зона массива (фото в проходящем свете, ×0.5).

ции не оседают, а накапливаются в жидкости и по мере остывания интрузии и заполнения магматической камеры кристаллическим осадком апатит вместе с жидкостью поднимается вверх, значительно концентрируется и формируется апатитовое месторождение. Интерстициальный характер эвдиалита во всем разрезе дифференцированного комплекса Ловозерской интрузии свидетельствует о том, что исходная магма не была насыщена в отношении эвдиалита. В целом на основании соотношений объемов дифференцированного и эвдиалитового комплексов можно заключить, что только после кристаллизации около 85% всей интрузии состав остаточного расплава становился насышенным в отношении эвлиалита, и этот минерал становится ликвидусной минеральной фазой. Как ликвидусный минерал, эвдиалит выделялся на ранних этапах одновременно с главными породообразующими минералами – нефелином, эгирином, амфиболом и калиевым полевым шпатом. Наши экспериментальные данные фазовых равновесий в системе эвдиалит-нефелин [5] показали, что концентрация ZrO_2 в расплаве, насыщенном в отношении эвдиалита, составляет 1.5%. По данным Герасимовского и др. [2], среднее содержание ZrO₂ в породах дифференцированного комплекса составляет 0.29%. Учитывая эту величину и концентрацию насыщения щелочного расплава в отношении эвдиалита – 1.5% ZrO₂, получаем очень близкую величину массы закристаллизовавшегося магматического осадка - 81% выделившегося перед насыщением расплава эвдиалитом. Необходимо учитывать, что в процессе дифференциации щелочной магмы кристаллический осадок захватывал несколько процентов расплава, кроме того, цирконий активно концентрировался во фракционирующих пироксенах, содержание ZrO₂ в которых достигает иногда первые проценты. Вследствие этих причин количество кристаллического осадка для достижения

концентраций окиси циркония в остаточном расплаве должно возрасти на несколько процентов для достижения насыщенности в отношении эвдиалита. Интересно отметить, что смена форм выделения эвдиалита совпадает с внедрением новой порции щелочного расплава в малоглубинную магматическую камеру. Приповерхностный характер эвдиалитовых луявритов полтверждается широким развитием порфировидных луявритов, имеющих аналогичный состав и вулканическую структуру. Мы полагаем, что формирование эвдиалитового комплекса происходило при очень невысоких давлениях, что способствовало расширению поля кристаллизации эвдиалита и формированию эвдиалитовых руд - главного сырья на тяжелые редкие земли, цирконий и гафний. На основании приведенных фактов можно заключить, что смена форм выделения эвдиалита (и времени его кристаллизации) представляет собой новый геохимический критерий рудоносности щелочных магм на редкоэлементное сырье (цирконий, гафний, тяжелые редкие земли).

Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат идиоморфный (кумулятивный) эвдиалит. Дифференцированный комплекс Ловозерской интрузии (около 2000 м) не перспективен на этот тип редкометалльного сырья.

Таким образом, необходимым условием появления магматических редкометалльных месторождений кумулятивного типа является ранняя котектическая насыщенность расплава в отношении рудного минерала. В этом случае отмечается идиоморфизм рудных минералов. Если концентрация рудного компонента значительно ниже котектической, то кристаллизация рудного минерала будет осуществляться на поздних стадиях формирования пород в малом объеме интерстициального расплава, когда явления конвективногравитационной дифференциации и сегрегации минеральных фаз затруднены, что приведет к рассеиванию рудных компонентов в виде ксеноморфных выделений акцессорных минералов. Принцип ранней котектической насыщенности магмы в отношении рудного минерала, как необходимое условие возникновения магматических руд кумулятивного типа, может быть распространен на формации ультраосновных и основных пород. В качестве примера можно привести эвдиалитовое месторождение интрузии нефелиновых сиенитов Гренландии – комплекс Илимауссак, в породах которого эвдиалит представлен ранними идиоморфными выделениями, - то есть исходная магма была насыщена эвдиалитом на самых ранних стадиях. В массиве агпаитовых нефелиновых сиенитов Пилансберг (Южная Африка) эвдиалит выделялся на более поздних стадиях, и в этом массиве эвдиалитовые руды отсутствуют. Исходный щелочной расплав Хибинского массива (Кольский полуостров) не был насышен на ранних этапах в отношении эвдиалита и, несмотря на довольно высокие содержания ZrO₂, эвдиалитовые руды отсутствуют во всех интрузивных комплексах Хибинского массива.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Kramm U., Kogarko L. Nd and Sr Isotope Signatures of the Khibina and Lovozero Agpaitic Centers, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225– 242.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Саприкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 392 с.
- Kogarko L.N., Williams C.T., Wooley A.R. Chemical Evolution and Petrogenetic Implications of Loparite in the Layered, Agpaitic Lovozero Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. and Petrol. 2002. V. 74. P. 1–24.
- 4. *Parsons I.* Origin of Igneous Layering. Dordrecht: Reidel, 1987. 561 p.
- 5. Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Н., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М.: Наука, 1988. 120 с.

FEATURES OF EUDIALYTE ORE FORMATION IN HIGH-ALKALIC MAGMAS LOVOZERO DEPOSIT (KOLA PENINSULA)

Academician of the RAS L. N. Kogarko^{*a*,#}

^a Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: kogarko@geokhi.ru

Detailed studies have shown that a change in the eudialyte occurrence forms (and the moment of its crystallization) is a new geochemical criterion for rare metal ore content in alkalic magmas (eudialyte ores). A new principle of the presence of ores in alkalic magmas has been formulated: a prerequisite for the formation of an ore deposit is early saturation of alkalic magmas with an ore mineral. If the ore component concentration is significantly lower than the cotectic (saturation), then melt saturation and crystallization of an ore mineral will take place at later stages of rock formation in a small volume of the interstitial melt, when the phenomena of convective-gravity differentiation and segregation of mineral phases in the form of ore deposits are hampered. This leads to dispersion of the ore components in the form of xenomorphic grains of accessory minerals. Rocks of the differentiated complex (lower zone of the Lovozero deposit) and rocks of the Khibiny massif contain xenomorphic eudialyte and are not promising for eudialyte ores. Eudialyte deposits are associated with the upper zone of the Lovozero intrusion where euhedral early eudialyte occurs. The initial magma is saturated with eudialyte after crystallization of about 85% of the intrusion. The proposed criterion is applicable to the largest alkalic massifs in the world. The Ilimaussag massif (Greenland), the rocks of which contain early crystallized, euhedraleudialyte, hosts a superlarge eudialyte ore deposit. Unlike the Khibiny massif and the Pilanesberg alkalic complex, the rocks of which contain late xenomorphic eudialyte, this massif has no deposits of this type.

Keywords: rare metal deposits of Lovozero massif, eudialyte ore, morphology of eudialyte, eudialyte saturation of magma ———— РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ————

УДК 553.411

МЕТАМОРФИЗОВАННОЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: НОВАЯ КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ

© 2021 г. А. А. Калинин^{1,*}, А. В. Волков², член-корреспондент РАН К. В. Лобанов²

Поступило 12.10.2020 г. После доработки 09.11.2020 г. Принято к публикации 11.11.2020 г.

Золото-серебряное месторождение Оленинское располагается в северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров). Оно приурочено к толще амфиболитов, содержащей силлы гранит-порфиров, производных расположенного поблизости крупного массива гранодиорит- и гранит-порфиров, с которым связано Сu—Mo-рудопроявление Пеллапахк. Оленинское месторождение отличают геохимическая ассоциация элементов месторождения As, Pb, Ag, Cu, Sb, Au; отношение золота к серебру менее 0.2; сложный минеральный состав руд (свыше 50 минеральных видов интерметаллических соединений, сульфидов и их аналогов); широкое развитие минералов Ag и Sb; высокая соленость минералообразующих флюидов и аномальные концентрации в них малых элементов. Такие особенности позволили рассматривать Оленинское как часть сформировавшейся в архее порфирово-эпитермальной рудной системы. Впоследствии вмещающие породы и руды месторождения были метаморфизованы на неоархейском и палеопротерозойском этапах регионального метаморфизма в условиях нижней части амфиболитовой фации, на что указывают отсутствие хлорита и слабое развитие карбоната в метасоматических породах, отсутствие пирита при широком развитии пирротина, признаки сульфидного анатексиса в рудах. В северо-восточной части Фенноскандинавского щита такой тип месторождений золота выявлен впервые.

Ключевые слова: Кольский полуостров, пояс Колмозеро-Воронья, золото, серебро, порфировые месторождения, Оленинское месторождение

DOI: 10.31857/S2686739721020079

Золото-серебряные месторождения в докембрийских комплексах — это весьма редкие рудные объекты, ранее на Фенноскандинавском щите известные только на территории Финляндии и Швеции. Полученные нами новые данные по минералогии, геохимии и составу флюидных включений Оленинского Au—Ag-месторождения в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья позволили по новому подойти к вопросу генезиса и классифицировать его как метаморфизованное месторождение, связанное с порфировыми интрузиями. Минералогические исследования проведены в ГИ КНЦ РАН (Апатиты), с использованием оптического микроскопа Axioplan, сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с энергодисперсионными приставками Röntec и "Bruker" X Flash-5010 и электронно-зондового микроанализатора MS-46 "САМЕСА" (аналитик Е.Э. Савченко). ICP–MS-анализ пород на малые элементы выполнен в ИГЕМ РАН (Москва) и в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург). Валовый анализ состава флюидов включений выполнен в ЦНИГРИ по методике, описанной в [1] (аналитик Ю.В. Васюта).

Оленинское месторождение приурочено к толще амфиболитов хр. Оленьего, которая содержит силлы гранит-порфиров мощностью от 0.1 до 6 м (рис. 16). Крупный массив гранит- и гранодиорит-порфиров, вмещающий Си–Мо-порфировое рудопроявление Пеллапахк, расположен в 2 км к северо-западу (рис. 1а) [2].

¹ Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия

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

^{*}E-mail: kalinin@geoksc.apatity.ru



Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-западного фрагмента зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (а) и схема геологического строения участка месторождения Оленинское (б). 1-6 – породы зеленокаменного пояса: 1 – глиноземистые плагиосланцы, 2 – толща чередования глиноземистых плагиосланцев и амфиболитов, 3 – метавулканиты и туфолавы кислого и среднего состава, лептиты, 4 – амфиболиты хр. Оленьего, 5 – плагиоамфиболиты по метабазальтам, 6 – метаосадочные плагиогнейсы, 7 – гнейсо-плагиограниты Мурманского блока и Кольско-Норвежского домена, 8 – гнейсо-плагиограниты, гнейсогранодиориты, 9 – дайки долеритов, габбро-перидотитов, 10 – пегматитовые жилы, 11 – турмалиновые и плагиомикроклиновые граниты, 12 – метаперидотиты, метапироксениты, 13 – габбро, 14 – комплекс габбродиорит-, диорит- и гранит-порфиров, 15 – зона биотитизации и диопсидизации амфиболитов, 16 – контакт пегматитовой жилы, 17 – сланцеватость, 18 – тектонические нарушения (разломы), 19 – месторождения и рудопроявления: 1 – Пеллапахк, 2 – Оленинское, 20 – участки развития богатой золото-арсенопиритовой минерализации.

Рудная зона Оленинского месторождения представляет собой серию эшелонированных линз, размещение которых контролируется сдвигами северо-западного простирания на площади 900 × 50 м (рис. 16) [3]. Богатые руды локализованы в экзоконтактовых зонах силлов гранит-порфиров, где породы максимально изменены. Более детально геологическое строение месторождения рассмотрено в [3–5].

Геохимическая ассоциация элементов месторождения включает Au–As–Ag–Sb–Cu–Pb–W (рис. 2). Для сравнения на рисунке приведена ассоциация элементов рудопроявления Пеллапахк, в которую входят Мо–Cu–Bi–Ag–W.

Валовый анализ флюидных включений в продуктивном кварце показал высокую общую соленость флюидов (120–410 г/кг H₂O) с преобладанием хлоридов и сульфатов Ca (21–62 г/кг H₂O) и Na (10–47 г/кг H₂O) и с аномально высоким содержанием As, Sb, Cu, Pb, Zn, Ag (рис. 2).

Геохимические особенности руд хорошо согласуются с их минеральным составом. Широко развиты минералы As, Pb, Ag, Cu, Sb, Au, отмечено свыше 20 минералов Au и Ag [3, 5]. Отношение Au/Ag менее 0.2. Установлена многостадийность минералообразования, в частности, выделено 5 генераций минералов ряда Au–Ag, а состав интерметаллидов варьирует от самородного Ag до высокопробного Au.

Перечисленные выше особенности руд отличают Оленинское от других известных месторождений и рудопроявлений золота в северной части Фенноскандинавского щита, где преобладают объекты орогенического типа [7], что связано с иным генезисом рассматриваемого месторождения.

Известно, что в фанерозойских комплексах порфировые интрузивы, кристаллизующиеся на глубине от 1 до 6 км, являются материнскими для порфирово-эпитермальных рудных систем, реализующихся в малоглубинной и приповерхностной обстановке. Эти системы характеризуются зональностью распределения связанных с ними месторождений, от центра к краю: (Mo, Cu)– (Cu)–(Pb, Zn)–(Au, Ag, As, Sb), которая может проявиться полностью или фрагментарно [8, 9]. Подобные рудные системы могли формироваться и в докембрии, хотя вероятность того, чтобы они

КАЛИНИН и др.



Рис. 2. Распределение основных микроэлементов в рудах Au–Ag-месторождения Оленинское и Cu–Mo-рудопроявления Пеллапахк (столбики гистограммы; содержания нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры [6]) и концентрация малых элементов во флюидных включениях в кварце Оленинского (график).



Рис. 3. Продукт кристаллизации сульфидного расплава – срастание пирротина (Po), ульманита (Ul) и пираргирита (Pyr) в краевой части зерна аргентотетраэдрита (Atd) и галенита (Gal). Изображение в обратно-рассеянных электронах. Рамка на рисунке слева показывает участок, в увеличенном виде представленный справа.

сохранились, а не были выведены в дальнейшем на поверхность и эродированы, невелика.

Приведенные выше геохимические и минералогические особенности руд Оленинского месторождения говорят о его генезисе под воздействием магматических флюидов с высоким окислительным потенциалом; флюиды с такими характеристиками мог сгенерировать интрузив гранит-порфиров [10]. Таким образом, мы имеем единую порфировую рудную систему, к центральной "высокотемпературной" зоне которой относится Си–Мо-рудопроявление Пеллапахк (рис. 1), а к внешней "низкотемпературной" – зо-лото-серебряное месторождение Оленинское, локализованное во вмещающих интрузив толщах.

О правомерности такой типизации Оленинского месторождения говорят пространственная и генетическая связь минерализации золота и серебра с силлами гранит-порфиров, особенности состава флюидов, геохимическая ассоциация рудных элементов, преобладание Ag над Au в составе руды (отношение Au/Ag меньше 0.2), сложный минеральный состав руд, содержащих большое разнообразие сульфосолей и других соединений Sb и Ag. Не противоречат этому геологоструктурное положение месторождения в сдвиговой зоне, морфология и параметры рудных тел, масштаб месторождения, зональность и интенсивность метасоматического изменения околорудных пород.

Если рассматривать Оленинское как один из объектов порфирово-эпитермальной рудной системы, то возраст первичной минерализации следует принять близким к возрасту гранит-порфиров 2828 ± 8 млн лет [11]. Поскольку породы пояса Колмозеро-Воронья претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации в неоархее $(T = 550-600^{\circ}\text{C}, P = 3-4 \text{ кбар})$ и в палеопротерозое (Токоло 530°С, Роколо 5.5 кбар) [12], то руды месторождения должны нести признаки метаморфизма. О наложенном метаморфизме говорят практически полное отсутствие хлорита и слабое развитие карбоната во вмещающих измененных амфиболитах, отсутствие пирита при широком развитии пирротина. появление структур кристаллизации сульфидного расплава соединений легкоплавких металлов Ag, Pb, Sb, Te, Cu (рис. 3) явление сульфидного анатексиса, описанное нами подробно в [13]. Признаки сульфидного анатексиса отмечены были также в рудах Си-Мо-рудопроявления Пеллапахк [13].

С метаморфизмом руд Оленинского месторождения, вероятно, связаны приведенные выше особенности состава флюидных включений в кварце — весьма высокая общая соленость и аномально высокие содержания металлов во флюиде, поскольку при метаморфизме в условиях амфиболитовой фации, когда из пород в значительной мере удаляются вода и CO₂, состав флюидных включений должен был переуравновеситься.

Выделение нового для Карело-Кольского региона генетического типа месторождений расширяет перспективы золотоносности северо-восточной части Фенноскандинавского щита и указывает на необходимость разработки дополнительных поисковых критериев при постановке поисково-оценочных работ на благородные металлы в регионе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР 0226-2019-0053 и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава

рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.

- Калинин А.А., Галкин Н.Н. Докембрийское медномолибден-порфировое месторождение Пеллапахк (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья) // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 80–92.
- Калинин А.А. Золото в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2018. 250 с.
- Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412–424.
- 5. Калинин А.А., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Минералы благородных металлов в Оленинском рудопроявлении золота, пояс Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2017. № 1. С. 43–58.
- 6. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Eilu P., Rasilainen K., Halkoaho T., Huovinen I., Karkkainen N., Kontoniemi O., Lepisto K., Niiranen T., Sorjonen-Ward P. Quantitative Assessment of Undiscovered Resources in Orogenic Gold Deposits in Finland / Geological Survey of Finland, Report of Investigation 216. 2015. 318 p.
- Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Lang J.R., Eastoe C.J. Relationships between a Porphyry Cu-Mo Deposit, Base and Precious Metal Veins, and Laramide Intrusions, Mineral Park, Arizona // Economic Geology. 1988. V. 83. P. 551–567.
- Saunders J.A., Hofstra A.H., Goldfarb R.J., Reed M.H. Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits / Treatise on Geochemistry, 2nd edition. Elsevier, 2014. P. 383–424.
- Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Лялина Л.М., Серов П.А., Елизаров Д.В. Геохронологические и изотопногеохимические характеристики пород, вмещающих рудопроявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И, Савельева Т.Л., Седова И.С., Семенов А.П. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.
- Калинин А.А., Савченко Е.Э. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов как признак метаморфизма руд Оленинского месторождения золота // Вестник МГТУ. 2020. Т. 23. № 1. С. 29–37.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

METAMORPHOSED Au–Ag DEPOSIT IN THE PRECAMBRIAN OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: A NEW CONCEPTUAL MODEL

A. A. Kalinin^{*a*,#}, A. V. Volkov^{*b*}, and Corresponding Member of the RAS K. V. Lobanov^{*b*}

^a Geological Institute, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation

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

[#]E-mail: kalinin@geoksc.apatity.ru

The Oleninskoe gold deposit is located in the north-western part of the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt (Kola Peninsula), in a stratum of amphibolite with granite porphyry sills. The sills are genetically connected with a big granodiorite- and granite-porhyry massif, which hosts Cu-Mo porphyry deposit Pellapahk. Geochemical association of the Oleninskoe includes As, Pb, Ag, Cu, Sb, Au, Au/Ag ratio is less than 0.2. The ore is of very complicated mineral composition, the list of defined minerals includes more than 50 mineral names of intermetal alloys, sulfides, and sulfosalts, with widespread Ag and Sb minerals. Fluid inclusions in quartz are of high salinity with anomaly concentration of minor elements. All these characteristics show that the deposit formed in an Early Precambian porphyry-epithermal system. Then the deposit was low amphibolite metamorphosed in Neoarchean and Paleoproterozoic. Metamorphism of the rocks in the deposit is indicated by the absence of chlorite and scarcity of carbonates in metasomatic rocks, substitution of pyrite by pyrrhotite, and signs of sulfide anatexis in the ore. This is the first finding of this genetic type of gold deposit in the northern part of the Fennoscandian Shield.

Keywords: Kola Peninsula, Kolmozero-Voron'ya greenstone belt, gold, silver, porphyry deposit, Oleninskoe deposit

———— РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ————

УДК 551.510

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ КОНЦЕНТРАЦИЙ САЛЬТИРУЮЩИХ ЧАСТИЦ НА ОПУСТЫНЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

© 2021 г. Г. И. Горчаков^{1,*}, А. В. Карпов¹, Р. А. Гущин^{1,2}, О. И. Даценко^{1,2}, Д. В. Бунтов¹

Представил академик РАН Г.С. Голицын 03.11.2020 г. Поступило 03.11.2020 г. После доработки 20.11.2020 г. Принято к публикации 23.11.2020 г.

Построены вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц для диапазона изменения скорости ветра в приземном слое атмосферы от 5.5 до 10.5 м/с и профили концентрации алевритовых и песчаных частиц по данным измерений на опустыненной территории в Астраханской области в условиях квазинепрерывной сальтации. В слое сальтации от 0 до 15 см концентрация алевритовых частиц размером 47 мкм убывает в 2 раза медленнее концентрации песчаных частиц размером 156 мкм. В нижнем слое сальтации толщиной около 9 см логарифмический градиент суммарной концентрации не зависит от скорости ветра, а в верхнем слое сальтации изменяется от -0.40 до -0.21 см⁻¹ при увеличении скорости ветра в приземном слое атмосферы от 5.5 до 10.5 м/с. Показано, что в отличие от нижнего слоя сальтации на высотах 11 и 15 см зависимости концентрации частиц от скорости ветра и пороксимации концентрации сальтирующих частиц как функции высоты, скорости ветра и пороговой скорости сальтации.

Ключевые слова: опустынивание, сальтация, концентрация сальтирующих частиц, песчаная фракция, алевритовая фракция, вертикальный профиль концентрации **DOI:** 10.31857/S2686739721020067

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с потеплением климата много внимания уделяется теоретическим и экспериментальным исследованиям выноса в атмосферу пылевого аэрозоля с опустыненных территорий при воздействии ветропесчанного потока на подстилающую поверхность [1–3] и конвективно обусловленного выноса из аридных регионов [4–6], суммарная мощность которых сравнима по порядку величины [1]. Большой интерес представляют конвективные движения различных масштабов в турбулентной атмосфере, содержащей грубодисперсный аэрозоль и песчаную фракцию частиц [2–7].

С опустыненных территорий при воздействии на подстилающую поверхность ветропесчаного потока, в котором основным процессом является сальтация (скачкообразное перемещение песчинок), в атмосферу выносится большое количе-

² Российский технологический университет,

ство пылевого аэрозоля [1, 8, 9]. Согласно данным измерений на опустыненной территории в Астраханской обл. функции распределения сальтирующих частиц по размерам [10] с помощью фотоэлектрического счетчика [11] в ветропесчаном потоке наряду с песчаной фракцией (размеры частиц больше 100 мкм) содержится много сальтирующих алевритовых частиц размером от 30 до 100 мкм. Следует отметить, что согласно геологической классификации алеврит (размеры частиц от 10 до 100 мкм) и минеральная пыль (размеры частиц меньше примерно 10 мкм) наряду с песчаной фракцией частиц относятся к обломочным породам [12]. В [13] по данным измерений на высоте 6 см показано, что концентрация сальтирующих частиц линейно зависит от скорости ветра в приземном слое атмосферы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Целью настоящей работы являются построение вертикальных профилей суммарной концентрации и концентраций алевритовых и песчаных сальтирующих частиц по данным измерений функции распределения сальтирующих частиц в диапазоне размеров от 30 до 400 мкм на опустыненной территории в Астраханской обл. в услови-

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

Москва, Россия

^{*}e-mail: gengor@ifaran.ru



Рис. 1. Зависимость от высоты средней суммарной концентрации сальтирующих частиц (*I*) и дифференциальных счетных концентраций сальтирующих частиц размером 47 (*2*) 105 (*3*) и 156 мкм (*4*) по данным измерений 23.08.11 г. в период с 12:05 по 15:05 на опустыненной территории в Астраханской обл. Нормированные профили средней суммарной концентрации для диапазонов размеров частиц от 100 до 200 мкм (*5*) и от 500 до 600 мкм (*6*) по данным Лиу и Донга [16].

ях квазинепрерывной сальтации [14], аппроксимация полученных профилей, количественная характеристика влияния размера сальтирующих частиц и скорости ветра в приземном слое атмосферы на профили концентраций сальтирующих частиц, а также анализ влияния скорости ветра на концентрации сальтирующих частиц.

Использованы результаты измерений с временным разрешением 1 с функции распределения сальтирующих частиц по размерам, g(D) = $= dN(D)/d \ln D$ где D – размер частицы и N(D) – накопленная концентрация частиц, в диапазоне размеров от 33 до 400 мкм с разрешением по размерам $\Delta \ln D = 0.1$, что соответствует изменению D примерно на 10% в каждом интервале размеров, на высотах 3, 11 и 15 см с помощью фотоэлектрического счетчика сальтирующих частиц [11] на опустыненной территории в Астраханской обл. [10, 13] 23.08.2011 г. в период с 12:05 до 15:05, а также результаты измерений 01.09.2011 г. в период с 13:10 до 14:10. Погрешность привязки шкалы фотоэлектрического счетчика в абсолютных единицах (при D = 100 мкм) составляет примерно ± 5 мкм. Данные измерений 23.08.11 г. на высоте 7 см не использовались в связи с погрешностями в работе соответствующего канала фотоэлектрического счетчика. При восстановлении вертикальных профилей концентраций сальтирующих частиц 23.08.2011 г. использовались данные измерений в периоды времени с 11:05 до 12:05 и с 15:06 до 16:06, когда проводились синхронные измерения для всех каналов счетчика [11] на высоте 6 см [13]. Компоненты скорости ветра на высоте 2 м измерялись с помощью акустической метеостанции Метео-2 (Институт оптики атмосферы, г. Томск). Согласно данным измерений, среднее значение горизонтальной компоненты скорости ветра в приземном слое атмосферы на высоте 2 м было равно 7.55 м/с, а вероятность значений скорости ветра меньше 5.0 м/с не достигала 2%.

На рис. 1 показаны средние значения суммарной концентрации сальтирующих частиц (1) и дифференциальных счетных концентраций частиц 23.08.2011 г. размером 47 (2), 105 (3) и 156 мкм (4), а также соответствующие аппроксимации (прямые на рис. 1). Зависимость суммарной концентрации N от высоты z можно аппроксимировать экспонентой

$$N(z) = N_0 \exp\{-z/z_N\},$$
 (1)

где z_N — масштаб высоты для сальтации и N_0 — концентрация частиц вблизи подстилающей поверхности. Пунктиром на рис. 1 показаны результаты экстраполяции (1) на диапазон высот от 0 до 3 см.

Экспоненциальная аппроксимация сравнительно часто используется для описания вертикальных профилей концентрации сальтирующих частиц на опустыненных территориях [14, 15] и ветровых каналах [16-18], в частности, в [16] для диапазона высот от 1 до 10 см и в [17] для диапазона от 0.5 до 5.0 см. Отметим, что (1) позволяет с удовлетворительной точностью аппроксимировать результаты скоростной видеосъемки вертикального распределения концентрации сальтирующих частиц на опустыненной территории в диапазоне высот от 0 до 38 мм с разрешением 2 мм [15]. Из вышесказанного следует, что аппроксимация (1) может использоваться в диапазоне высот от 0 до 15 см. Расчеты показали, что в рассматриваемом случае (23.08.2011 г.) $N_0 = 2725 \text{ дм}^{-3} =$ = 2.73 см⁻³, $z_N = 3.16$ см и логарифмический градиент концентрации (ЛГК) $\gamma_N = d \ln N(z)/dz =$ $z_N^{-1} = -0.316$ см⁻¹. Из (1) также следует, что среднее содержание сальтирующих частиц Q = $= \int N(z) dz = N_0 z_N = 8.5 \text{ cm}^{-2}.$

Дифференциальные счетные концентрации сальтирующих частиц размером 47, 105 и 156 мкм представляют собой значения функций распределения $g_D(z)$, которые по аналогии с (1) могут быть аппроксимированы экспонентами (рис. 1)

$$g_D(z) = g_0(D) \exp\{-z/z_D\}$$
 (2)

с соответствующими масштабами высоты z_D , логарифмическими градиентами γ_D и значениями

указанных функций распределения *g*₀(*D*) на уровне подстилающей поверхности.

Для сальтирующих алевритовых частиц значение $g_{47} = g_0 (D = 47 \text{ мкм}) = 66.7 \text{ дм}^{-3}$ и соответствующий ЛГК $\gamma_{47} = -0.30$ см⁻¹. Логарифмический градиент для частиц размером 105 мкм $\gamma_{105} =$ = -0.314 см⁻¹ очень близок к логарифмическому градиенту для суммарной концентрации γ_N = = -0.316 см⁻¹ ($g_{105} = 281$ дм⁻³). Для частиц песчаной фракции размером 156 мкм ($g_{156} = 211 \text{ дм}^{-3}$) ЛГК $\gamma_{156} = -0.347$ см⁻¹, что по абсолютной величине заметно больше, чем для вышеупомянутых алевритовых частиц. При одинаковых концентрациях частиц размером 47 и 156 мкм вблизи подстилающей поверхности на высоте 15 см концентрация алевритовых частиц размером 47 мкм в 2 раза больше концентрации песчаных частиц размером 156 мкм.

Анализ динамики алевритовых и песчаных частиц [18] показал, что наблюдаемая зависимость вертикального градиента концентрации от размера сальтирующих частиц обусловлена, главным образом, влиянием турбулентных пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра на траектории сальтирующих частиц [18, 19].

В [16] для пяти образцов песчаного грунта в ветровом канале были измерены вертикальные профили концентрации сальтирующих частиц для пяти диапазонов размеров частиц: 100-200, 200-300, 300-400, 400-500 и 500-600 мкм (средние значения 150, 250, 350, 450 и 550 мкм) и пяти значений скорости воздушного потока (СВП) в ветровом канале 10, 12, 14, 16 и 18 м/с для диапазона высот от 1.0 до 10.0 см. Профили концентраций в [16] показаны на рисунках и аппроксимированы экспонентами. Отметим. что для отдельных профилей наблюдаются заметные отклонения от полученных аппроксимаций. Среднее значение ЛГК с ростом среднего размера от 150 до 550 мкм монотонно увеличивается с -0.245 до -0.145 см⁻¹. На рис. 1 показаны соответствующие нормированные профили $N_{LD}(z)$ для средних размеров частиц 150 (5) и 550 мкм (6). В нашем случае средний размер сальтирующих частиц равен примерно 100 мкм, и поэтому в ветропесчаном потоке содержится много алевритовых частиц, динамика которых существенно отличается от динамики средних и крупных песчаных частиц [18].

В [13] по данным измерений 23.08.2011 г. на опустыненной территории в Астраханской обл. показано, что на высоте 6 см концентрация N_6 сальтирующих частиц пропорциональна $V-V_0$, где V – горизонтальная компонента скорости ветра в приземном слое атмосферы на высоте 2 м и V_0 – пороговая скорость сальтации. Анализ результатов измерений концентрации сальтирующих на высоте 3 см частиц в период с 12:05 до



Рис. 2. Корреляционная связь суммарной концентрации сальтирующих частиц (время осреднения 1 мин) на высоте 11 см со скоростью ветра на высоте 2 м (*1* – линия регрессии) по данным измерений 23.08.2011 г. в период с 12:05 по 15:05 на опустыненной территории в Астраханской обл.

15:05 23.08.2011 г. показал, что N_3 также является линейной функцией скорости ветра *V*:

$$N_3 = K_3 (V - V_0), (3)$$

где $K_3 = 415 \text{ дм}^{-3}\text{м}^{-1}$ с и $V_0 = 5.0 \text{ м/с}$ (коэффициент корреляции между N_3 и V равен 0.83).

В отличие от (3) корреляционная связь (рис. 2) концентрации N_{11} сальтирующих на высоте 11 см частиц со скоростью ветра V (время осреднения 1 мин) оказалась нелинейной (кривая 1 на рис. 2):

$$N_{11} = K_{11}^{(1)} (V - V_0) + K_{11}^{(2)} (V - V_0)^2,$$
(4)

где $K_{11}^{(1)} = 23.9 \text{ дм}^{-3} \text{м}^{-1} \text{с}, K_{11}^{(2)} = 3.5 \text{ дм}^{-3} \text{ м}^{-2} \text{ c}^2 \text{ и } V_0 = 5.0 \text{ м/c.}$

Детальный анализ показал, что для 23.08.2011 корреляционная связь концентрации частиц N_{15} на высоте 15 см со скоростью ветра имеет вид:

$$N_{15} = K_{15}^{(1)}(V - V_0) + K_{15}^{(2)}(V - V_0)^3,$$
 (5)

где $K_{15}^{(1)} = 5.2 \text{ дм}^{-3} \text{ м}^{-1} \text{с}$, $K_{15}^{(2)} = 0.625 \text{ дм}^{-3} \text{ м}^{-3} \text{ с}^{3} \text{ и}$ $V_{0} = 5.0 \text{ м/с.}$ Вклад в N_{15} нелинейной составляющей при V = 9.0 м/с достигает 65%. Отсюда следует, что в верхнем слое сальтации на высотах 11 и 15 см на траектории сальтирующих частиц сильно влияет турбулентность, и это влияние растет с увеличением высоты и скорости ветра, что может повлиять на профили концентрации сальтирующих частиц.

Выполнено исследование влияния вариаций скорости ветра *V* в приземном слое атмосферы на высоте 2 м на профиль суммарной концентрации



Рис. 3. Вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц для значений скорости ветра в приземном слое атмосферы 5.5 (*1*), 6.5 (*2*), 7.5 (*3*), 8.5 (*4*) и 9.5 м/с (*5*) по данным измерений 23.08.11 г. в период с 12:05 по 15:05 на опустыненной территории в Астраханской обл. (*E* и *F* – точки пересечения экстраполяций вертикальных профилей концентрации в слоях *A* и *B* для значений скорости ветра 9.5 и 5.5 м/с). Нормированные вертикальные профили концентрации частиц крупного песка размером 400–500 мкм для значений скорости воздушного потока 10 (*6*) и 18 м/с (*7*) по данным измерений в ветровом канале [16].

сальтирующих частиц. На рис. 3 показаны вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц 23.08.2011 г. при значениях скорости ветра 5.5 (1), 6.5 (2), 7.5 (3), 8.5 (4) и 9.5 м/с (5). Пунктиром показаны результаты экстраполяции профилей в слое сальтации от 0 до 3 см.

На рис. 3 выделены диапазоны высот (слои) от 0 до 6 см (*A*), от 11 до 15 см (*B*) и, соответственно, от 6 до 11 см (*C*). Оказалось, что в слое от 0 до 6 см логарифмический градиент концентрации $\gamma_A =$ = -0.315 см⁻¹ не зависит от скорости ветра, что согласуется с результатами измерений [17] для нескольких значений скорости трения или динамической скорости в ветровом канале [20].

Поэтому для слоя сальтации А имеем:

$$N_{\rm A}(z,V) = K_{\rm A}(V - V_0)\exp\{\gamma_{\rm A} z\}, \qquad (6)$$

где $K_A = 1070 \text{ дм}^{-3}\text{м}^{-1}\text{с}$, $V_0 = 5.0 \text{ м/с и } \gamma_A = -0.315 \text{ см}^{-1}$. При *V*, близких к $\overline{V} = 7.55 \text{ м/с }$ и, в частности, при V = 7.5 м/саппроксимация (6) применима до z = 15 см.

В слое В от 11 до 15 см ЛГК γ_B зависит от скорости ветра

$$N_{\rm B}(z,V) = K_{\rm B}(V)\exp\{\gamma_{\rm B}(V)z\}.$$
(7)

В частности, при значениях скоростей ветра 5.5, 7.5 и 9.5 м/с 23.08.2011 г. логарифмический градиент концентрации $\gamma_{\rm B}$ оказался равным -0.39, -0.315 и -0.208 см⁻¹, соответственно.

Для количественной характеристики влияния скорости ветра на профили N концентрации сальтирующих частиц в слое от 0 до 15 см предлагается использовать кусочно-экспоненциальную аппроксимацию: для нижнего слоя сальтации толщиной H_{lw} ЛГК $\gamma_{lw} = \gamma_{\rm A} = -0.315$ см⁻¹; в верхнем слое сальтации ($z > H_{lw}$) используются зависящие от скорости ветра значения $\gamma_{uv} = \gamma_{\rm B}$.

На рис. З в качестве примера для значений скорости ветра 5.5 м/с (кривая *I*) и 9.5 м/с (кривая *5*) пунктиром показаны результаты экстраполяции профилей $N_{\rm A}(z)$ и $N_{\rm B}(z)$ в слое С. Указанные зависимости N(z) пересекаются в точках Е и F (рис. 3), где $z = H_{\rm bw} = 9$ см.

Из вышеизложенного следует, что в верхнем слое сальтации (z > 9 см) профили суммарной концентрации сальтирующих частиц можно восстанавливать с помощью соотношения

$$N_{\rm up}(z,V) = K_{\rm A}(V - V_0) \exp(9\gamma_{\rm A}) \exp\{\gamma_{\rm B}(z - 9)\}.$$
 (8)

Для *V*≥6 м/с можно воспользоваться эмпирической аппроксимацией

$$\gamma_{\rm up} = \gamma_{\rm B} = -0.465 + 0.056(V - V_0) + + 0.035(V - V_0)^{-2}.$$
(9)

Таким образом, по данным измерений 23.08.2011 г. получена кусочно-экспоненциальная аппроксимация зависимости от высоты и скорости ветра в приземном слое атмосферы суммарной концентрации частиц для верхнего слоя сальтации.

В упомянутой выше работе [17] показано, что в слое сальтации от 0.5 до 5.0 см ЛГК (по данным измерений в ветровом канале) не зависит от динамической скорости или скорости трения [20] и, следовательно, от скорости воздушного потока. Этот вывод согласуется с нашими результатами для нижнего слоя сальтации. К сожалению, в [17] вертикальные профили измерялись в сравнительно узком диапазоне высот.

Представляют интерес результаты определения ЛГК в работе [16]. Для средних размеров 150 и 250 мкм ЛГК варьирует в сравнительно узких пределах -0.245 ± 0.010 и -0.206 ± 0.012. Из-за погрешностей измерений из указанных диапазонов выпадают данные измерений при СВП 12 м/с для размера 150 мкм и 10 м/с для размера 250 мкм.

Для крупного песка (средние размеры 450 и 550 мкм) наблюдаются монотонные изменения ЛГК от -0.115 до -0.204 см⁻¹ и -0.100 до -0.185 см⁻¹, соответственно, при увеличении СВП от 10 до 18 м/с. На рис. 3 показаны нормированные профили концентрации сальтирующих частиц (из работы [16]) для средних размеров 150 мкм (5 на рис. 1) и 550 мкм (6 на рис. 1).

В [14] показано, что параметры сальтации являются случайными величинами. С целью оценки изменчивости указанных параметров в условиях квазинепрерывной сальтации нами построены вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц для значений скорости ветра от 5.5 до 10.5 м/с по данным измерений на высотах 3, 7, 11 и 15 см 01.09.2011 г. в период с 13:10 до 14:10 на опустыненной территории в Астраханской обл. (рис. 4). В целом профили концентраций сальтирующих частиц 01.09.2011 г. подобны профилям концентраций 23.08.2011 г. (рис. 3). Получена описываемая формулой (9) кусочноэкспоненциальная аппроксимация вертикальных профилей концентрации сальтирующих частиц с параметрами $K_{\rm A} = 788$ дм⁻³ м⁻¹ с, $V_0 = 5.1$ м/с и $\gamma_{\rm A} = -0.328 \ {\rm сm}^{-1}$. Толщина нижнего слоя сальтации $H_{lw} = 8.5 - 9.0$ см. Логарифмический градиент концентрации в верхнем слое сальтации ув по данным измерений 01.09.2011 г. меняется от -0.40 ло -0.19 см⁻¹ при изменении скорости ветра в приземном слое атмосферы от 5.5 до 10.5 м/с.

Используя приведенную выше формулу для определения общего содержания частиц в слое сальтации $Q = N_0 z_N$, нетрудно оценить долю частиц δ_{up} в верхнем слое сальтации. В частности, при средней скорости ветра (примерно 7.5 м/с) $\delta_{up} = N(z = 9 \text{ см})/N_0 = \exp[-0.316 \text{ см}^{-1} \times 9.0 \text{ см}] \cong 20.06$, т.е. в этом случае доля частиц в верхнем слое сальтации составляет около 6%.

На рис. 4 показаны экспоненциальные аппроксимации [16] профилей концентрации частиц крупного песка с средним размером 550 мкм для значений СВП 10 м/с (7) и 18 м/с (8) (логарифмические градиенты концентрации равны -0.100 и -0.185 см⁻¹ соответственно). Зависимость ЛГК от СВП в диапазоне размеров 500–600 мкм аналогично указанной зависимости в диапазоне 400– 500 мкм (рис. 3).

В целом сопоставление наших результатов с результатами [16] позволило выявить закономерности изменения вертикальных распределений концентрации частиц от крупного песка размером 500–600 мкм до алеврит-песчаной смеси (30–150 мкм) сальтирующих частиц.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным измерений функции распределения сальтирующих частиц по размерам на высотах 3, 6, 11 и 15 см на опустыненной территории в Астраханской обл. 23.08.2011 г. в период с 11:05 до 16:06 восстановлены вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц и вертикальные профили частиц размером 47, 105 и



Рис. 4. Вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц для значений скорости ветра в приземном слое атмосферы 5.5 (1), 6.5 (2), 7.5 (3), 8.5 (4), 9.5 (5) и 10.5 м/с (6) по данным измерений 01.09.2011 г. в период с 13:10 по 14:10 на опустыненной территории в Астраханской обл. (E и F – точки пересечения экстраполяций вертикальных профилей концентрации в слоях A и B для значений скорости ветра 10.5 и 5.5 м/с). Нормированные вертикальные профили концентрации частиц крупного песка размером 500–600 мкм для значений скорости воздушного потока 10 (7) и 18 м/с (8) по данным измерений в ветровом канале [16].

156 мкм. Предложены экспоненциальные аппроксимации указанных профилей в диапазоне высот от 0 до 15 см. Определены логарифмические градиенты концентраций сальтирующих частиц. Установлено, что при увеличении высоты от 0 до 15 см относительная концентрация алевритовых частиц размером 47 мкм в 2 раза больше концентрации песчаных частиц размером 156 мкм.

Показано, что в верхнем слое сальтации в отличие от нижнего концентрация сальтирующих частиц нелинейно зависит от скорости ветра в приземном слое атмосферы. Получены зависимости суммарной концентрации сальтирующих частиц на высотах 3, 11 и 15 см от скорости ветра в приземном слое атмосферы.

Построены вертикальные профили суммарной концентрации сальтирующих частиц на опустыненной территории в слое от 0 до 15 см в условиях квазинепрерывной сальтации для диапазона изменения скорости ветра в приземном слое атмосферы от 5.5 до 9.5 м/с 23 августа 2011 г. и для диапазона от 5.5 до 10.5 м/с 1 сентября 2011 г. Предложена кусочно-экспоненциальная аппроксимация вертикальных профилей суммарной концентрации сальтирующих частиц. Определена толщина нижнего слоя сальтации (9 см). Показано, что на опустыненной территории в нижнем слое сальтации логарифмический градиент концентрации не зависит от скорости ветра. Для верхнего слоя сальтации получена эмпирическая аппроксимация логарифмического градиента концентрации от скорости ветра. Получена аналитическая аппроксимация зависимостей суммарной концентрации частиц в нижнем и верхнем слоях сальтации от высоты, скорости ветра и пороговой скорости сальтации. Выявлены различия вертикальных распределений концентрации крупного песка и алеврит-песчаной смеси в ветропесчаном потоке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят академика РАН Г.С. Голицына за полезные советы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-00758).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Ju T., et al.* // Atmospheric Environment. 2018. V. 176. P. 82–90.
- Wang G., Gu H., Zheng X. // Physics Fluids. 2020. V. 32. 106604.
- 3. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Гущин Р.А. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 2. С. 53-57.
- Klose M., Shao Y. // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 7309–7320.

- 5. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 2. С. 17–31.
- 6. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г. //* Вычислительная механика сплошных сред. 2020. Т. 13. № 2. С. 175–188.
- Kok J.F., Parteli E.J., Michaels T.I., Karam D.B. // Rep. Prog. Phys. 2012. 75 (10).106901.
- Alfaro S.C., Gaudichet A., Gomes L., Maille M. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № D10. P. 11239–11249.
- Mikami M., et al. // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D18S02.
- 10. Горчаков Г.И. и др. // ДАН. 2019. Т. 488. № 2. С. 75–78.
- 11. *Бунтов Д.В., Гущин Р.А., Даценко О.И.* // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 6. С. 485–488.
- 12. *Pettijohn F.G.* Sedimentary Rocs. New York: Harper, 1957. 526 p.
- Горчаков Г.И. и др. // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 10. С. 484–855.
- 14. *Liu D., Ishizuka M., Mikami M., Shao Y. //* Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 7595–7606.
- 15. Горчаков Г.И. и др. // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 669–676.
- Liu X., Dong Z. // Geomorphology. 2004. V. 60. P. 371–381.
- 17. Creyssels M., et al. // J. Fluid Mech. 2009. V. 625. P. 47-74.
- 18. Karpov A.V., Gorchakov G.I., Gushchin R.A., Datsenko O.I. // Proc. SPIE. 2019. 11208Y.
- Kok J.F., Renno N.O. // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D17204.
- 20. *Обухов А.М.* Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 414 с.

VERTICAL PROFILES OF THE SALTATING PARTICLE CONCERTATION ON THE DESERTIFIED AREA

G. I. Gorchakov^{a,#}, A. V. Karpov^a, R. A. Gushchin^{a,b}, O. I. Datsenko^{a,b}, and D. V. Buntov^a

^a Obukhov Institute of the Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation ^b Russian Technological University, Moscow, Russian Federation

[#]e-mail: gengor@ifaran.ru

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn November 3, 2020

Vertical profiles of the saltating particle concertation for values of the wind velocity from 5.5 to 10.5 m/s and the vertical profiles of the aleurite and the sand particle concentrations on the desertified area in Astrachan oblast under the quasicontinuous saltation conditions have been constructed. In the saltation layer from 0 to 15 cm the sand particle concentration with a size of 156 mcm reduces at a twofold rate than the aleurite particle concentration with a size of 47 mcm. In the lower layer of the saltation 9 cm thickness the logarithmic gradient of the total concertation do not depend on the wind velocity and in the upper layer the gradient changes from -0.39 to -0.23 cm⁻¹ as the wind velocity in the surface layer of the atmosphere increase from 6.0 to 9.0 m/s and from -0.40 to -0.19 cm⁻¹ as the wind velocity increase from 5.5 to 10.5 m/s. It is shown that at the heights 11 and 15 cm the particle concentration approximations as functions of the height, the wind velocity and the threshold velocity have been received for the lower- and upper-layer saltation layers.

Keywords: desertification, saltation, saltating particle concertation, sand mode, aleurite mode, vertical profile of concertation

УДК 551

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК РАЗЛОМА ДОЛДРАМС, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

© 2021 г. Н. П. Константинова^{1,*}, академик РАН А. И. Ханчук², П. Е. Михайлик², С. Г. Сколотнев³, Е. В. Иванова⁴, А. С. Бич¹, Г. А. Черкашев^{1,5}

Поступило 30.09.2020 г. После доработки 10.11.2020 г. Принято к публикации 10.11.2020 г.

Приводятся новые данные о морфологии, химическом составе и возрасте железомарганцевых корок разлома Долдрамс, Центральная Атлантика, полученных в ходе 45-го рейса НИС "Академик Николай Страхов". По результатам химического анализа корки разлома Долдрамс характеризуются повышенными содержаниями Fe, Al, Si и микроэлементов – Cd, Cr, Li, Hf, Nb, Sb, Sc, Th, W и V. Большая часть корок имеет двухслойное строение: верхний слой отличается более высокими содержаниями терригенного вещества и пониженными концентрациями основных рудных элементов и РЗЭ в сравнении с нижним слоем, что отражает смену условий формирования.

Ключевые слова: железомарганцевые корки, разлом Долдрамс, Срединно-Атлантический хребет **DOI:** 10.31857/S2686739721020092

На сегодняшний день железомарганцевые образования (ЖМО) Атлантического океана вызывают большой интерес как с научной точки зрения, так и с практической. Химический состав основных рудных элементов (Мп, Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Zn) ЖМО разлома Долдрамс, отобранных в 1987—1989 гг. в экспедициях НИС "Академик Николай Страхов", изучен ранее [1]. В настоящей публикации приведены данные о морфологии и химическом составе новой коллекции корок, драгированных в восточной части разлома Долдрамс.

Материал для исследований получен в ходе международной комплексной экспедиции на НИС

"Академик Николай Страхов" в 2019 г. (45-й рейс) [2, 3]. Железомарганцевые корки были подняты при драгировании южного и северного склонов долины разлома Долдрамс с глубин 4000–2570 м (рис. 1; табл. 1). Образцы общей массой 3 кг получены на трех станциях(S45-11, S45-13, S45-15), однако большая часть материала была отобрана на станции S45-13 (табл. 1).

Было проанализировано 3 образца: S45-13/I (слой 1), S45-13/II (слой 2), S45-11 (рис. 2). Концентрации макро- и микроэлементов определялись методами ИСП-АЭС на спектрометре iCAP6500 Duo ("ThermoScientific") и ИСП-МС

№ станции	Коорд	инаты	Глубина	Толщина
лестанции	Широта (с.ш.)	драгирования, м	корки, мм	
S45-11	08°06′	38°10′	3000-2570	20
S45-13	08°18′	38°17′	3850-3770	60
S45-15	08°18′	38°40′	4000-3990	3

Таблица 1. Местоположение станций драгирования

¹ ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: NPKonstantinova@gmail.com

² Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия ³ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия



Рис. 1. Схема расположения станций отбора образцов ЖМО разлома Долдрамс.



Рис. 2. Железомарганцевые корки разлома Долдрамс, станции S45-13, S45-11.



Рис. 3. Сопоставление средних содержаний (Хср) петрогенных и рудных элементов в анализируемых образцах разлома Долдрамс с корками из других областей: северная часть Тихого океана (NPPZ), Атлантический океан [6]; разлом Долдрамс* (изученные ранее [1]), разлом Богданова [5].

на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x ("Agilent Technologies"), определение содержания Si выполнено гравиметрическим методом.

Длина образцов железомарганцевых корок варьирует от 3 до 13 см, толщина — от 3 до 60 мм (рис. 2). Морфология поверхности мелкоботриоидальная. Образцы имеют различия в морфологическом строении. Так, корки со станции S45-13 состоят из двух слоев: нижний слой (слой 1), толщиной в среднем 15 мм, плотный, темно-коричневый с микрослоистой структурой, а верхний слой (2) характеризуется средней толщиной 45 мм, более рыхлый, с колломорфной столбчатой структурой, интерстиции заполнены светлым рыхлым материалом. Образец S45-11 имеет однослойное строение, по морфологии схож с верхним слоем образца S45-13. Образец корки станции S45-15 маломощный, до 3 мм, его химический состав не анализировался. Субстрат представлен от слабо измененных перидотитов до серпентинитов.

Полученные содержания основных рудных элементов близки ранее опубликованным данным ЖМО разлома Долдрамс [1] (рис. 3). Исключение составляет Со, содержание которого в исследуемых корках выше. Сравнение анализируемых образцов с кобальт-богатыми корками (КМК) Тихого океана указывает на обогащенность Fe и Cu и обедненность Mn, Ni и Co корок разлома Долдрамс. Однако высокие средние содержания Со (0.38) в последних позволяют отнести их к KMK-типу ЖМО(Co > 0.2) [4] (рис. 3). Распределение элементов по разрезу корок различно: нижний слой характеризуется повышенными содержаниями всех рудных элементов. Отношение Mn/Fe корок разлома Долдрамс в среднем составляет 0.53, что соизмеримо с гидрогенными корками Атлантики (0.69) и значительно отличается от КМК Тихого океана (1.35) [1, 5, 6]. Кроме того, корки разлома Долдрамс характеризуются высоким, относительно КМК Магеллановых гор,



Рис. 4. Распределение РЗЭ и Y в корках разлома Долдрамс, северной части Тихого океана (NPPZ), Атлантического океана [6], нормализованных на сланец (PAAS) [8].

средним содержанием Al (3.27 и 1.01 соответственно).

Корки разлома Долдрамс обогащены Cd, Cr, Li, Hf, Nb, Sb, Sc, Th, W, V (табл. 2) по отношению к KMK Тихого океана. Все вышеперечисленные металлы, за исключением Cd и Li, относятся к группе элементов, представленных в морской воде в форме отрицательно заряженных оксианионов и гидроксильных комплексов [7]. Согласно электрохимической модели образования гидрогенных железомарганцевых корок, эти комплексы сорбируются гидроксидами железа, имеющими в морской воде слабый положительный или нейтральный поверхностный заряд [7]. Следовательно, увеличение концентраций этих элементов вызвано повышенным содержанием гидроксидов железа в исследуемых корках.

Сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых образцах изменяется от 1763 до 2514 г/т

Таблица 2. Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) в корках разлома Долдрамс относительно КМК северной части Тихого океана (NPPZ)

	Cd	Cr	Hf	Li	Nb	Sb	Sc	Th	V	W
S45-11	7.39	66.37	14.38	18.17	93.35	78.12	21.92	71.04	972	74.16
S45-13/I	4.64	44.83	13.55	11.17	78.68	57.12	24.01	74.71	1144	141.95
S45-13/II	4.78	43.75	10.30	23.50	65.89	50.46	18.12	72.13	827	78.95
Хср	5.60	51.65	12.74	17.61	79.31	61.90	21.35	72.63	981	98.35
Тихий NPPZ [6]	3.59	27.90	9.43	2.92	51.60	39.30	6.50	11.00	641.0	89.0

Примечание. Хср – среднее значение.

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов и иттрия (г/т) в корках разлома Долдрамс

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Σ	Се ан.	YSN/HoSN
S45-11	237	1054	65	232	52	13	59	10	67	204	12	36	6	31	4	1878	1.95	0.60
S45-13/I	340	1369	99	332	76	20	87	14	84	201	14	38	6	31	4	2514	1.71	0.52
S45-13/II	222	998	63	215	50	12	56	10	60	182	11	31	5	26	4	1763	1.93	0.61
Хср	266	1140	76	260	59	15	67	11	70	196	13	35	5	29	4	2052	1.84	0.57

Примечание. Хср – среднее значение, Σ – сумма РЗЭ.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

(табл. 3). Такие высокие значения соизмеримы с гидрогенными КМК Тихого и Атлантического океанов и увеличивают их потенциальную практическую значимость (рис. 4). Распределение РЗЭ и Y, нормализованных на сланец (PAAS) (SN) [8], в корках разлома Долдрамс схоже для всех проб и характеризуется наличием положительной Се-аномалии (>1) (табл. 3), что связано с окислительно-сорбционным механизмом накопления Се в корках [9].

Для получения информации о генезисе корок часто используются диаграммы зависимости отношений CeSN/Ce*SN и Nd, а также CeSN/Ce*SN и YSN/HoSN (рис. 5) [10]. Корки разлома Долдрамс попадают в область гидрогенных образований, которые характеризуются положительной Ce-аномалией и максимальными значени-

ями Nd (>100 мг/кг). На графике отношения CeSN/Ce*SN и YSN/HoSN гидротермальные образования являются единственной группой с YSN/HoSN-отношением больше 1. Для гидрогенных корок это отношение, как правило, варьирует в пределах 0.61–0.91 [10], в исследуемых корках YSN/HoSN незначительно ниже и в среднем составляет 0.57, что связано с более интенсивным фракционированием Но и У в придонных условиях Центральной Атлантики вследствие преимущественного осаждения Но на взвешенные частицы Fe-Mn-оксигидроксидов. Это может быть вызвано меньшей устойчивостью комплексных соединений Но в морской воде в сравнении с соединениями У [11]. И Се-аномалия, и отношение У/Но отражают гидрогенное образование исследуемых корок.



Рис. 5. Графики зависимости (a) CeSN/Ce*SN и YSN/HoSN, (б) CeSN/Ce*SN и Nd для различных генетических типов ЖМО и корок разлома Долдрамс [10]. Обозначения: SN – австралийский постархейский сланец – PAAS [8], Ce* – цериевая аномалия (CeSN* = 0.5LaSN + 0.5PrSN) [10].
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 Nº 2 2021

По данным кобальтового хронометра [12], скорость роста нижнего слоя образца S45-13 составляет 1.87 мм/млн лет, а верхнего достигает 3.06 мм/млн лет. Возраст нижнего слоя, рассчитанный с учетом средних скоростей роста и средних мощностей слоев, составляет примерно 22.7 млн лет, а формирование верхнего слоя началось приблизительно 8 млн. лет спустя. Различие в морфологии и химическом составе нижнего и верхнего слоев образца S45-13 указывает на смену условий формирования корок, произошедшую около 14.7 млн лет назад. В верхнем слое происходит рост концентрации Si и Al, что может указывать на увеличение содержания терригенной примеси.

Таким образом, по вещественному составу и распределению РЗЭ железомарганцевые корки разлома Долдрамс относятся к кобальт-богатому типу ЖМО, имеющему гидрогенный генезис [4].

Начало роста корок совпадает с границей олигоцен/миоцена, когда в центральной Атлантике фиксируются значительные тектонические движения океанского дна, которые привели к возобновлению осадконакопления. Домиоценовый период характеризуется сильными придонными течениями в экваториальной области Атлантики, которые, вероятно, препятствовали образованию корок [13].

Увеличение скорости роста слоя 2 в сравнении с нижележащим слоем привело к уменьшению концентрации Со и росту содержания терригенного материала, что совместно с морфологией корок указывает на смену гидродинамического режима, вероятно, на уменьшение скоростей придонных течений в среднем миоцене. В Тихом океане смена условий формирования КМК связывается с крупными вулканотектоническими активизациями (ВТА) [14]. Рассчитанная нами временная граница смены условий формирования КМК разлома Долдрамс (14.7 млн лет) не соответствует установленной в Центральной Атлантике позднемиоценовой ВТА (10-7 млн лет) [5], что может быть связано с использованием расчетного метода датирования [12] и требует подтверждения.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

гранта 18-17-00015 Российского научного фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана. Труды Геологического института. М.: Наука, 2007. Вып. 518.
- 2. Иванова Е.В., Сколотнев С.Г., Борисов Д.Г. и др. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамс и Вима в 45-м рейсе НИС 'Академик Николай Страхов" // Океанология. 2020. T. 60. № 3. C. 488-490.
- 3. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Новые ланные по строению мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 29-32.
- 4. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Казакова В.Е. и др. Кобальт-богатые руды Мирового океана. СПб.: ФГУП ВНИИ Океангеология, 2002. 167 с.
- 5. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5-7° с.ш. Труды Геологического института. М.: Наука, 2004. Вып. 562.
- 6. Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., et al. Deep-ocean Mineral Deposits as a Source of Critical metals for High- and Green-technology Applications: Comparison with Land-based Resources // Ore Geology Reviews. 2013. V. 51. P. 1–14. 2012.12.001. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev
- 7. Koschinsky A., Hein J.R. Uptake of Elements from Seawater by Ferromanganese Crusts: Solid-phase Associations and Seawater Speciation // Marine Geology. 2003. V. 198. P. 331-351.
- 8. McLennan S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements // Rev. Miner. 1989. V. 21. P. 169-200.
- 9. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: Наука, 2006. 360 с.
- 10. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al. Discriminating Between Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 1–9.
- 11. Bau M., Dulski P., Möller P. Yttrium and Holmium in South Pacific Seawater: Vertical Distribution and Possible Fractionation Mechanisms // Chem. Erde.1995. V. 55. P. 1-15.
- 12. Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M. Cobalt in Ferromanganese Crusts as a Monitor of Hydrothermal Discharge on the Sea Floor // Nature. 1988. V. 335. P. 59-62. https://doi.org/10.1038/335059a0
- 13. Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недpa, 1993.
- 14. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Самородное золото в Fe-Mn корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 13–24.

FERROMANGANESE CRUSTS OF THE DOLDRUMS FRACTURE ZONE. **CENTRAL ATLANTIC: NEW DATA OF THE CHEMICAL COMPOSITION**

N. P. Konstantinova^{*a*,#}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^{*b*}, P. E. Mickailik^{*b*}, S. G. Skolotnev^{*c*}, E. V. Ivanova^d, A. S. Bich^a, and G. A. Cherkashev^{a,e}

^a Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russian Federation ^b Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation ^c Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

^e Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation #e-mail: NPKonstantinova@gmail.com

The paper presents new data on the morphology, chemical composition, and age of the ferromanganese crusts of the Doldrums Fracture Zone, Central Atlantic, obtained during the 45th cruise of the Akademik Nikolay Strakhov research vessel. Based on the chemical composition studying, the Doldrums crusts are characterized by high concentrations of Fe, Al, Si, and trace elements - Cd, Cr, Li, Hf, Nb, Sb, Sc, Th, W, and V. Most of the crusts have a two-layer structure: the upper layer shows an increased content of detritus and lower concentrations of the Mn. Fe. Co. Ni, Cu and REE in comparison with the lower layer. Two-layered structure reflects the change in the conditions of crust formation.

Keywords: ferromanganese crusts, Doldrums Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge

УДК 550.902.66

ПЕРВЫЕ ¹⁴⁷Sm—¹⁴³Nd-ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД, ПРЕДСТАВЛЯЮЩИХ ИНТЕРВАЛ 6925.2—8250 МЕТРОВ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-7 (ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

© 2021 г. Ю. Л. Ронкин^{1,*}, Т. В. Карасева², член-корреспондент РАН А. В. Маслов¹

Поступило 24.09.2020 г. После доработки 16.11.2020 г. Принято к публикации 16.11.2020 г.

Изучена ¹⁴⁷Sm—¹⁴³Nd-систематика 14 образцов базальтов, туфов, силицитов и долеритов из интервала 6925.2—8250 м сверхглубокой скважины СГ-7 (Ен-Яха), расположенной в северной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Для двух базальтов, условно относимых к триасу, получен возраст 251 млн лет, первичное отношение (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.51258 ± 0.00028, ¹⁴⁷Sm—¹⁴³Nd-данные для остальных 10 образцов, относимых к перми, выявили изохронную (MSWD = 0.79) зависимость, определяющую возраст 276 ± 45 млн лет (95% дов. интервал) и (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.512545 ± 0.000046. Инициальные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ для триасовых $\varepsilon_{Nd}(251) = +5.1$ и пермских $\varepsilon_{Nd}(276) = +5.1$ пород изученного интервала демонстрируют значения, соответствующие умеренно деплетированной мантии. Величины ¹⁴³Nd-модельных возрастов свидетельствуют о том, что субстратом для изученных пород были неопротерозойские и/или более древние образования.

Ключевые слова: Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция, сверхглубокая скважина СГ-7, ¹⁴⁷Sm—¹⁴³Nd-метод изотопной геологии

DOI: 10.31857/S2686739721020158

Сверхглубокая скважина СГ-7 (Ен-Яха, глубина забоя 8250 м), пробуренная с целью изучения глубинного геологического строения северной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГП), и оценки перспектив нефтегазоносности триасовых и палеозойских отложений, является 9-й по глубине забоя, после Кольской сверхглубокой (СССР, 12262 м), Bertha Rogers (США, 9583 м), Tiber (США, 10690 м, глубина моря 1266 м), Baden Unit (США, 9159 м), Hauptbohrung ($\Phi P\Gamma$, 9101 м), Zistersdorf UT2A (Австрия, 8553 м), Tashen 1 (Китай, 8408 м), "Саатлинская" (СССР, 8324 м), построена между Песцовым и Ен-Яхинским газоконденсатными месторождениями, в пределах группы месторождений Большого Уренгоя в 150 км к северу от г. Новый Уренгой.

Результаты комплексного изучения, в том числе методами изотопной геологии [2–7], вскрытых СГ-7 отложений, существенно изменили традиционные представления о глубинном строении и нефтегазоносности севера ЗСНГП. Однако опубликованные ранее Sm—Nd-данные [2] характеризуют всего два образца, к тому же отобранных не из скважины СГ-7, а представляющих раннетриасовые риолиты бассейна р. Синара (восток Среднего Урала) и Даниловского грабена (запад Западной Сибири), что накладывает определенные ограничения на выводы авторов.

По данным [1], начиная с глубины 3597 м разрез СГ-7 представлен отложениями ачимовской (до глубины 3847 м) и подачимовской (3847-3854.4 м) толщ, баженовской (3854.4-3886 м), георгиевской (3886-3891 м), абалакской (3891-3960 м), тюменской (3960-4687 м), котухтинской (4687-5308 м), ягельной (5308-5417 м) и новоуренгойской (5417-5562 м) свит (все имеют юрский возраст), а также породами триаса, относящимися к витютинской (5562-5776 м), варенгаяхинской (5776-6056 м), пурской (6056-6504 м), трыбъяхской (6504-6655 м), хадуттейской (6655-6921 м), коротчаевской (6921-7414 м) и верхам аймальской свитам. Пермский возраст имеют породы основной части аймальской (7414-8248.13 м) и монгаюрибейской (интервал 8248.13-8250.22 м) свит.

В настоящей работе охарактеризована ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-систематика 14 образцов пород (базальты, туфы, силициты, долериты) в целом (табл. 1), ото-

¹ Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия ² Пермский государственный университет, Пермь, Россия

пермо, госсия

^{*}E-mail: y-ronkin@mail.ru



Рис. 1. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-эволюционная диаграмма для пород пермской системы (образцы 3187, 3431) из сверхглубокой скважины СГ-7 (интервал 6925.2–7132.4 м). Синим цветом выделен силицит (3455), исключенный из расчета.

бранных выборочно из интервала 6925.2—8250 м и предположительно относимых к триасу и перми [1].

Определение концентраций Sm и Nd, а также отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в исходном материале осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Навеска образца 0.1-0.2 г с дозированным количеством трассера ¹⁵⁰Nd + ¹⁴⁹Sm (исходя из условий оптимального разбавления) и смеси кислот HF + HNO₃ в соотношении 5:1, помещались во фторопластовую капсулу. Разложение проводилось в автоклавах путем нагрева до $t = 130 - 200^{\circ}$ С. После полного растворения материала смесь выпаривалась досуха, заливалась 10Н НСІ для разрушения фторидов и 6 ч выдерживалась в автоклаве при $t = 130^{\circ}$ С. Далее образец вновь выпаривался досуха, сухой остаток заливался 2.3H HCl, центрифугировался и вносился в ионообменную колонку (L 170 мм, d 5 мм) с ионитом AG-50×8, 200-400 меш. В этих колонках осуществлялось отделение суммы REE от основных составляющих пробы путем ступенчатого элюирования 2.3Н НСІ и 3.9Н НСІ. Далее фракция элюата, содержащая Nd, Sm, другие REE и следы некоторых элементов пробы, упаривалась и растворялась в 0.6 мл 0.1 H HCl. Окончательное выделение Sm и Nd проводилось на второй хроматографической колонке ((L 90 мм, d 5 мм) с ди-(2-этилгексил) ортофосфорной кислотой, нанесенной на политрифторхлорэтилен (KEL-F). С целью более эффективного отделения Nd и Sm от следов щелочноземельных элементов проводилось градиентное элюирование 0.1 H HCl и 0.3 H HCl. Элюаты NdCl₃ и SmCl₃ выпаривались, обрабатывались азотной кислотой и



Рис. 2. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-эволюционная диаграмма для пород пермской системы (образцы 3654, 3676, 3771, 3821, 3886, 4146, 4235, 4326, 4416, 4446) из сверхглубокой скважины СГ-7 (интервал 7322.9–8250 м). Синим цветом выделен силицит (4436), исключенный из расчета.

далее производилось измерение соответствующих изотопных распространенностей Sm и Nd с помощью мультиколлекторного термоионизационного масс-спектрометра (TIMS) "TRITON" в статическом режиме регистрации ионных токов. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 в предположении экспоненциальной зависимости. Уровень холостого опыта 15 рg и 25 рg для Sm и Nd соответственно. Результаты многократного ($n_{La Jolla} = 21$, $n_{BCR-2} = 26$) анализа стандартных образцов La Jolla и BCR-2 приводятся в табл. 1.

Полученные ¹⁴⁷Sm $^{-143}$ Nd-изотопные данные представлены в табл. 1, а также на диаграммах (рис. 1–3). Аналитика, приведенная в табл. 1, характеризуются размахом значений Sm 1.41–12.9 г/т (коэффициент вариации, KB¹ 58.5%); Nd 5.0– 51.8 г/т (61.4%); ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 0.1413–0.1750 (6.9%); ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 0.512798–0.512863 (0.0042%) соответственно.

Аппроксимация с помощью полиномиального метода наименьших квадратов [12], положения фигуративных точек на графике в координатах 147 Sm/ 144 Nd- 143 Nd/ 144 Nd (рис. 1, 2) позволяет вычислить как возрасты, соответствующие углам наклона линий регрессий, так и первичные отношения (143 Nd/ 144 Nd)₀, отвечающие точкам пере-

¹ KB = 100*STDEV/AVERAGE, rge: AVERAGE = \overline{x} = = $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i$, STDEV = $\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})/(n-1)}$.

Таблица 1	. ¹⁴⁷ Sm- ¹⁴³ Nd ID-	-TIMS-систематика	цля пород из	сверхі	лубоко	й скважины	СГ-7 (Еі	н-Яха, интер	вал 6925.2-	—8250 м)	_		
Образен	Интервал. м	Система/свита	Порода	Sm^{l}	Nd ¹	⁴⁷ Sm / ¹⁴⁴ Nd ¹	+2σ	¹⁴³ Nd / ¹⁴⁴ Nd ¹	+2α	$\varepsilon_{\rm Mid}(0)^2$	$\epsilon_{\rm Mid}(t)^3$	Ss, T_{DM}^4	Ts, T _{DM} ⁵
				Γ,	/T							HIſW	лет
3187	6925.2-6937.4	Триас,	Базальт	3.73	13.8	0.1633	0.0008	0.512845	0.000008	4.0	5.1	838	581
3431	7064.45-7070.0	коротчаевская свита		1.41	5.00	0.1706	0.0009	0.512857	0.000009	4.3	5.1	926	580
3455	7122.99–7132.2	Триас, аймальская свита	Силицит	3.14	11.3	0.1674	0.0008	0.512851	0.000009	4.2	5.1	886	582
3654		Петин срита	Туф	2.42	8.36	0.1750	0.0009	0.512863	0.000011	4.4	5.2	866	601
3676	8.0761-6.7751	спекшихся	Долерит	3.82	13.8	0.1678	0.0008	0.512845	0.000010	4.0	5.1	911	608
3771	7376.48-7382.2	туфов		7.61	29.1	0.1584	0.0008	0.512833	0.000009	3.8	5.2	800	600
3821	7415.6-7421.0		Туф	12.9	51.8	0.1501	0.0008	0.512821	0.000010	3.6	5.3	731	595
3886	7470.48-7479.9			4.34	17.4	0.1509	0.0008	0.512815	0.000010	3.5	5.1	753	606
4146	7664.0-7673.3		Долерит	5.31	22.0	0.1457	0.0007	0.512814	0.000010	3.4	5.3	701	593
4235	7778.59-7787.6	Пермь, табьяхская и	Базальт	3.95	16.2	0.1475	0.0007	0.512814	0.000010	3.4	5.2	719	598
4326	8000.0-8017.0	монгаюрибейская свиты	Туф	5.09	21.8	0.1413	0.0007	0.512798	0.00000	3.1	5.1	693	605
4416			Долерит	6.55	26.3	0.1508	0.0008	0.512809	0.000010	3.3	5.0	765	615
4436	8245.0-8250.0		Силицит	6.04	24.5	0.1489	0.0007	0.512806	0.000010	3.3	5.0	751	614
4446			Базальт	2.35	8.48	0.1671	0.0008	0.512848	0.000009	4.1	5.2	890	602
Стандарт	bl												
La Jolla N	[d (n = 21)]							0.511858	0.000005				
BCR-2 (n	= 26)		Базальт	6.51	28.4	0.1385	0.0004	0.512637	0.000008				
Примечан	ия: (1) – получе	но методом ID-TIM	S; (2) – pac	считан	io c yy	етом ¹⁴⁷ Sm/ ^{1.}	⁴⁴ Nd _{CHUF}	$x = 0.1967, ^{1}$	^{[43} Nd/ ¹⁴⁴ Nc	I _{CHUR} =	0.512638	; (3) -	$\varepsilon_{Nd}(0) =$

ПЕРВЫЕ ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД

151

= 10^{4*}[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd/¹⁴⁴Nd/¹⁴⁴Nd_{CHUR}) – 1], ε_{Nd}(*t*) = 10^{4*}[(IR/IR_{CHUR}) – 1], для *t* = 251 млн лет для образцов 3187, 3431 и 276 млн лет для остальных, где CHUR (<u>CH</u>on-

dritic Uniform Reservoir), IR – Initial Ratio; (4) – одностадийный возраст (Single stage), ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{DM}=0.219, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{DM}=0.513151; (5) – двухстадийный возраст (Two

stage), 147 Sm/ 144 Nd_{CC} = 0.12, rge CC (average Continental Crust), 147 Sm/ 144 Nd_{DM}=0.219, 143 Nd/ 144 Nd_{DM}=0.51315, rge DM (Depleted Mantle).

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

сечения прямых (штриховая и сплошная трассировка) с осью ординат при нулевом значении аргумента.

Для образцов 3187, 3431, условно относимых к триасу [1], подобные расчеты определяют возраст 251 млн лет, первичное отношение $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51258 \pm 0.00028$, $\varepsilon_{Nd}(251) = +5.1$. Относительно малые вариации значений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ по осям абсцисс и ординат (KB 3.1 и 0.0017% соответственно) обусловливают значительную погрешность вычисленного возраста, референсно удовлетворяя, тем не менее, имеющимся представлениям об их положении в разрезе [1].

Более представительными являются 147 Sm- 143 Nd-данные для остальных образцов (3654, 3676, 3771, 3821, 3886, 4146, 4235, 4326, 4416 и 4446). Для них наблюдаются сравнительно бо́льшие вариации отношений 147 Sm/ 144 Nd (KB = 7.1%), в связи с чем вычисленный возраст 276 млн лет характеризуется меньшей неопределенностью ±45 млн лет (95% дов. интервал). Первичное отношение (143 Nd/ 144 Nd)₀ = 0.512545 ± 0.000046, $\varepsilon_{Nd}(276)$ = = +5.1, MSWD = 0.79 (рис. 2).

Полученные величины $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 0.51258 \pm$ ± 0.00028 и 0.512545 ± 0.000046 соответствуют в терминах ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-модельных представлений, значениям $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.1$ (табл. 1), показывая, что изученные образования произошли из остаточных фаз исходного резервуара после удаления из него вещества в некоторый более ранний момент времени. Иными словами, можно утверждать, что породы "обеднены литофильными элементами с большим ионным радиусом", которые в ходе частичного плавления преимущественно переходят в жидкую фазу [9], что находит свое отражение на графике " $t - \varepsilon_{Nd}(t)$ " (рис. 3), на котором фигуративные точки изученных пород локализуются между линиями эволюции изотопного состава неодима модельных резервуаров CHUR и DM, демонстрируя значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, соответствующие умеренно деплетированной мантии. В этом смысле ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-изотопные характеристики изученных пород как триасовой, так и пермской системы, разительно отличаются от таковых, опубликованных в ([2], стр. табл. [8]), демонстрирующих "коровые" значения $\varepsilon_{Nd}(t) - 3.52$ и -3.85для раннетриасовых риолитов бассейна р. Синара (восток Среднего Урала) и Даниловского грабена (запад Западной Сибири) соответственно.

Сравнительное постулирование близости в пределах наблюдаемых неопределенностей, инициальных величин отношений IR = $({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_0$ затруднено значительной погрешностью определения этого параметра для пород триасовой системы (±0.00028) в силу, как уже отмечалось, весьма ма-



Рис. 3. График " $t-\varepsilon_{Nd}(t)$ " для пород из сверхглубокой скважины СГ-7 (6925.2–8250 м). DM – деплетированная мантия. CHUR – хондритовый однородный резервуар. Single stage, Two stage – области линий эволюции изотопов неодима в рамках одностадийной и двухстадийной [11] моделей соответственно. Вкладка справа отображает положение фигуративных точек в увеличенном масштабе. Гистограмма, выделенная синим цветом вдоль оси ординат (значения более $\varepsilon_{Nd}(0) = +11$ исключены), соответствующая практически нормальному распределению вероятности, визуализирует статистику (n = 166) отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [10].

лой "растяжкой" значений современных значений ¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd.

Модельные одностадийные ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-возрасты, вычисленные относительно деплетированного источника (DM), определяемые углами наклона линий соединяющих фигуративные точки образцов и DM (область Single stage, рис. 3) укладываются в диапазон 693-998 млн лет (табл. 1). Сравнительно более узкий интервал 580-615 млн лет соответствует двухстадийным (Two stage) [11] ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd-модельным датировкам. В любом случае наблюдаемые значения $T_{\rm DM}$ фиксируют минимально возможные возрасты протолита для изученных образцов, свидетельствуя о том, что субстратом для пород были неопротерозойские и/или более древние образования [8], что находит соответствующее независимое полтверждение U-Рb SHRIMP-II-данными 600, 1047, 1085, 1375, 1504, 1751 и 1816 млн лет для циркона из базальтов (интервал 6925-6950 м) СГ-7 [5].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-A18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Санфирова С.С. Новые данные о строении красноселькупской серии Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. Т. 7. С. 16–25.
- Берзин С.В., Иванов К.С., Бочкарев В.С., Зайцева М.В. Изотопия (Pb, He, Sr, Nd), минералогия и геохимия пермотриасовых базальтов Западно-Сибирского мегабассейна, вскрытых сверхглубокой скважиной Ен-Яхинской СГ-7 // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 28–43.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Лукомская К.Г., Иванов К.С., Калеганов Б.А., Федоров Ю.Н. Новые данные о К-Аг возрасте магматических пород доюрского фундамента северной и западной частей Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2006. 1. С. 20–24.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г., Клец А.Г., Травин А.В. Новые результаты изотопных определений возраста доюрских базальтов северной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2007. Т. 12. С. 6–15.

- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Иванов К.С. Основные результаты сверхглубокого бурения скважин (СГ-6 Тюменской и СГ-7 Ен-Яхинской) в Западной Сибири // Горные ведомости. 2013. Т. 12. С. 6–30.
- Карасева Т.В., Горбачев В.И., Титова Г.И., Фрик М.Г. Изотопно-геохимические критерии газоносности больших глубин севера Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. Т. 6. С. 20–30.
- Фрик М.Г., Васянина Д.И., Карасева Т.В., Кузнецова О.В., Горбачев В.И. Особенности изотопного состава углерода органического вещества и битумоидов пород на больших глубинах // Геохимия. 2010. Т. 3. С. 1–10.
- 8. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and Abuse of Crust-formation Ages // Geology. 1987. T. 15. P. 893–895.
- 9. *Faure G.* Principles of Isotope Geology, 1986. John Wiley & Sons. 589 p.
- Huang S., Jacobsen S.B., Mukhopadhyay S. ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd systematics of Earth are Inconsistent with a Superchondritic Sm/Nd Ratio // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2013. V. 110 (13). P. 4929– 4934.
- Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian Crustal Components, Plutonic Associations, Plate Environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr Isotopic Study // Contribs to Miner. and Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.
- 12. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex Ver. 3.66: Berkeley, CA. 2008. 77 p.

THE FIRST ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd DATA FOR ROCKS REPRESENTING THE INTERVAL 6925.2-8250 METERS OF THE SUPERDEEP BOREHOLE (SG-7, WESTERN SIBERIAN OIL AND GAS PROVINCE)

Yu. L. Ronkin^{a,#}, T. V. Karaseva^b, and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^a

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

^b Perm State University, Perm, Russian Federation

[#]E-mail: y-ronkin@mail.ru

The ¹⁴⁷Sm⁻¹⁴³Nd systematics of 14 samples of basalts, tuffs, silicites and dolerites from the interval 6925.2–8250 m of the superdeep borehole SG-7 (En-Yakha), located in the Northern part of the West Siberian oil and gas province, was studied. For two basalts, conditionally attributed to the Triassic, the age was 251 Ma, the initial ratio (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.51258 ± 0.00028. ¹⁴⁷Sm⁻¹⁴³Nd data for the remaining 10 samples attributed to the Permian revealed an isochron (MSWD = 0.79) dependence, which determines the age of 276 ± 45 Ma (95% conf. interval) and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.512538 ± 0.000046. The initial $\varepsilon_{Nd}(t)$ values for the Triassic $\varepsilon_{Nd}(251) = +5.1$ and Permian $\varepsilon_{Nd}(276) = +5.1$ rocks of the studied interval demonstrate the values corresponding to the moderately depleted mantle. The ¹⁴³Nd values of the model ages indicate that the substrates for the studied rocks were Neoproterozoic and/or older formations.

Keywords: West Siberian oil and gas province, superdeep borehole SG-7, ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd isotope geology method

УДК 553.493.6+553.25+550.7

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ УЧАСТИЯ МИКРООРГАНИЗМОВ В ФОРМИРОВАНИИ БОГАТЫХ Nb-REE-РУД ТОМТОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РОССИЯ)

© 2021 г. Академик РАН Н. Л. Добрецов^{1,2}, С. М. Жмодик^{1,3,*}, Е. В. Лазарева¹, А. В. Брянская⁴, В. А. Пономарчук¹, Б. Ю. Сарыг-оол¹, И. С. Кириченко¹, А. В. Толстов¹, Н. С. Карманов¹

Поступило 20.11.2020 г. После доработки 21.11.2020 г. Принято к публикации 25.11.2020 г.

Получены данные, свидетельствующие о важной роли микроорганизмов в перераспределении REE в коре выветривания и решающей роли в концентрировании REE при формировании руд верхнего рудного горизонта Томторского месторождения. Поглощение REE осуществлялось сообществом микроорганизмов: фототрофов, метаногенов, метанотрофов и протеобактерий – составляющих основу микробиоценоза данной палеоэкосистемы. Изотопный состав С карбонатов во всех изученных образцах с фоссилизированными микроорганизмами соответствует биогенному, а изотопный состав $\delta^{18}O_{SMOW}$ (от 7 до 20%) свидетельствует об эндогенной (гидротермальной) и, в меньшей мере, экзогенной природе растворов. Низкие значения (87 Sr/ 86 Sr)_I карбонатов (~0.704–0.7045) исключают участие морской воды.

Ключевые слова: Томторское Nb–REE-месторождение, карбонатиты, кора выветривания, микроорганизмы

DOI: 10.31857/S2686739721020055

С Томторским массивом щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, Республика Саха (Якутия), связаны ультрабогатые руды и уникальное месторождение редкоземельных (REE) и редких (Nb, Sc) элементов ([1–4] и др.). По коренным породам массива развита кора выветривания (KB). Наиболее мощная КВ фиксируется по редкометалльным карбонатитам с 4 горизонтами [1, 2]. Наиболее богатые Nb–REE-руды образуют пластовые залежи во впадинах (участки Буранный, Северный и Южный) [1], а также зоны в КВ [2]. Источники рудного вещества, механизмы переноса и концентрирования редких и REE-элементов, физико-химические условия формирования ультрабогатых руд активно обсуждаются с момента их обнаружения, поскольку эти данные имеют большое научно-практическое значение. Высказывались различные предположения о природе богатых руд (перечень см. в [4]). Ранее, в верхнем рудном горизонте (ВРГ) Томторского месторождения (ТМ) были обнаружены скопления "литифицированных редкоземельным фосфатом остатков нитчатых и коккоидных микроорганизмов", подобных современным цианобактериям, развивающихся в прибрежно-морской обстановке в зонах литорали-сублиторали [5]. Выявление ископаемых микроорганизмов в древних породах связано с большими проблемами. Главным способом их изучения является сравнительный структурно-морфологический анализ ископаемых и современных микроорганизмов, а также данные $\delta^{13}C_{PDB}$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$. В целом наличие в горных породах биоморфных структур и "биогенных" значений δ^{13} С позволяет надежно диагностировать ископаемые биоминералы и микрофоссилии.

В результате комплексных исследований Nb– REE-руд TM, залегающих ниже (нижний рудный горизонт, НРГ) и выше (ВРГ) сидеритового горизонта, нами выявлено большое количество микрочастиц (от 0.5 до 5–7 микрон), имеющих биоморфную структуру (рис. 1а–1м), концентрирующих

¹ Институт геологии и минералогии

Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Федеральный исследовательский центр Институт цитологии и генетики Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

^{*}E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru



Рис. 1. Биоморфные структуры (данные СЭМ) в богатых Nb–REE-рудах участка Буранный (ВРГ) (а–ж) и рудоносной KB (НРГ) (з–м) TM. а – слоистый литифицированный микробный мат, состоящий из палочковидных трубчатых микрофоссилий (ПТМ) (в нижней части рис. 1), сложенных галлуазит-монацитовым агрегатом (ГМА) и коккоидными микрофоссилиями (KM) в фоссилизированном гликокаликсе (средняя часть), состоящими из алюмофосфатов; б – фрагмент микробного мата, состоящего из ПТМ (ГМА), округлых одиночных и палочковидных клеток, формирующих агрегаты (алюмофосфаты); в – колонии ПТМ; г – фоссилизированные коккоидные бактерии (алюмофосфаты); д – концентрически-зональный агрегат, состоящий из шаровидных биоморфных частиц пиритового (центр) и алюмофосфатного (серое) состава. ПТМ (справа) концентрируют REE (монацит); е – ПТМ в полостях растительных остатков; Ж – колония (агрегат) ПТФ; з – фоссилии округлых бактерий среди гидроксидов Fe и Mn, концентрирующих REE поверхностью; и – KM, концентрирующие фосфат REE; к – круглые и овальные фоссилизированные (монацит) клетки; л–м – фоссилизированные боигленки – бактериальные вытянутые агрегаты с дискообразными зональными бактериоморфными структурами, состоящие из монацита.

REE, P, Fe, которые в полной мере сопоставляются с современными и древними микроорганизмами [6–8].

НРГ связан с КВ ([2] и др.) по редкометалльным карбонатитам с франколитовым и гетитовым горизонтами и формировался в окислительной обстановке. В рудах фиксируются типичные изменения, характерные для элювиального процесса (зональное изменение пород и минералов), но также распространены инфильтрационные явления, образующие колломорфно-слоистые структуры, сложенные гидроксидами Fe и Mn (до 40 мас. % MnO) и обогащенные Nb, REE, Th (до *n* мас. %). Об участии низкотемпературных гидротермальных процессов (НГП) свидетельствует присутствие в породах КВ флюорита, сульфидов Pb, Cu, Fe и Zn, а также изотопный состав О и Sr. В специфической КВ по карбонатитам (скв. 5625), с горизонтами богатых руд (до 10-15 мас. % $Nb_2O_5+REE_2O_3$), формирование которой, по многим признакам, происходило в результате сочетания экзогенных и НГП, выявлены агрегаты вытянутой формы, состоящие из округлых клеток и коккоидные микрофоссилии с фоссилизированным гликокаликсом (рис. 13-1м). Состав образований биоморфной структуры разнообразен – в большинстве случаев встречаются псевдоморфозы фосфата REE (монацита) по клеткам округлой формы (рис. 1л, 1м), а также коккоиды, замещенные гидроксидами Fe и обогащенные по периферии REE. $\delta^{13}C_{PDB}$ карбонатов в таких образцах из НРГ соответствует биогенному – от -16 до -75%.

Формирование ультрабогатых Nb-REE-руд ВРГ происходило в условиях мелководного термального водоема в результате гидротермальноосадочного процесса [4]. Об этом также свидетельствуют одинаковые составы $\delta^{13}C_{PDB}$ (от -30 до -32%) и $\delta^{18}O_{SMOW}$ (от 7 до 9%) кальцита в сидеритовом горизонте ТМ и в гидротермальноосадочных (с биотой) отложениях термального котла оз. Фумарольное (Камчатка). Богатые руды ВРГ имеют ряд особенностей: 1. Руды сложены аутигенными, без следов механических воздействий, ультрадисперсными частицами и агрегатами (около 90% частиц <10 мкм) фосфатов REE и редких элементов (монацит, минералы группы крандаллита). В меньшей мере распространены минералы карбонатитов (пирохлор, оксиды Ті и др.) без следов окатывания или деструкции; 2. Руды имеют слоистую текстуру и микрослоистую структуру, обусловленную тонким переслаиванием минералов группы крандаллита, фосфатов редких земель, оксидов Ti-Fe-Nb (с V до 5 мас. %), каолинита, смектита и гидроксидов Fe, Mn; 3. В рудах распространены сульфиды: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, что свидетельствует о восстановительной обстановке; 4. В рудах сохранились бактериоморфные нано- и микрострукту-

ры, остатки микробных сообществ и растительности, которые находятся в тесной взаимосвязи с минералами REE (рис. 1а-1ж). В гётит-сидеритовых рудах обнаружены микрослои. сложенные фрамбоидальным пиритом, который формируется при участии микроорганизмов. В ВРГ широко распространены трубчатые, палочковидные и коккоидные биоморфные структуры (рис. 16, 1в), которые хорошо сопоставляются с микроорганизмами различной морфологии. Особенно часто встречаются трубчатые палочковидные и коккоидные формы, сложенные микротрубками галлуазита, покрытые плотным слоем наночастиц (20-50 нм) монацита колломорфной структуры [4], а также коккоидные формы, состоящие из алюмофосфатов (крандаллит, гойяцит, флоренсит). Изотопы С и О карбонатов из руд ВРГ варьируют в широких пределах и сопоставляются с гидротермальным трендом и трендом взаимодействия щелочных пород с метеорными флюидами [9].

Морфология биоморфных структур в ВРГ и НРГ существенно различается. В первом случае в концентрировании REE участвуют трубчатые, палочковидные и шаровидные фосфатного и алюмофосфатного состава фоссилизированные микроорганизмы, а в НРГ – агрегаты вытянутой формы и коккоидные формы.

Ранее выявлена решающая роль бактерий при концентрировании Р, Fe, Mn в процессах седиментогенеза [6–8]. Экспериментально показана возможность извлечения REE бактериями из растворов [10, 11]. Причем установлено, что REE адсорбируются на поверхности бактериальных клеток совместно с Р и в течение короткого времени (~30 дней) преобразуются в наноразмерный монацит [12, 13]. Также определено, что различные микроорганизмы могут преимущественно накапливать легкие или тяжелые REE ([14] и др.).

Полученные данные свидетельствуют о важнейшей роли микроорганизмов в перераспределении REE в КВ (НРГ) и решающей роли в концентрировании REE при формировании руд ВРГ. Поглощение REE осуществлялось сообществом микроорганизмов: фототрофов, метаногенов, метанотрофов и протеобактерий – составляющих основу микробиоценоза данной палеоэкосистемы. $\delta^{13}C_{PDB}$ карбонатов во всех изученных образцах соответствует биогенному [15], а изотопный состав $\delta^{18}O_{SMOW}$ (от 7 до 20‰) свидетельствует об эндогенной (гидротермальной) и, в меньшей мере, экзогенной природе растворов. Этот фактор, а также и низкие значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₁ карбонатов, составляющие ~0.704-0.7045, исключают участие морской воды.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 18-17-00120 и, частично, МНиВО РФ № 0324-2019-0040-С-01 (диагностика микроорганизмов). Аналитические работы проведены в "ЦКП МиИИ СО РАН".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Толстов А.В., Тян О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 164 с.
- 2. Лапин А.В., Толстов А.В. Минерагения кор выветривания карбонатитов. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. 308 с.
- Kravchenko S.M., Pokrovsky B.G. // Econ. Geol. 1995.
 V. 90. № 3. P. 676–689. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.676
- Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., et al. // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 6. P. 844–873. https://doi.org/10.15372/GiG20150603
- 5. Жмур С.И., Кравченко С.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. // ДАН. 1994. Т. 336. № 3. С. 372-375.
- 6. Абызов С.С., Вели М., Вестал Ф. и др. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- 7. Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганиз-

мы в земных породах и астроматериалах. Москва: ПИН РАН, 2011. 172 с.

- Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Бактериальная природа оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. М.: ГЕОС, 2019. 284 с.
- Moore M., Chakhmouradian A.R., Mariano A.N., Sidhu R. // Ore Geol. Rev. 2015. V. 64. P. 499–521. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.015
- 10. *Mullen M.D., Wolf D.C., Ferris F.G., et al.* // Appl. Environ. Microbiol. 1989. V. 55. № 12. P. 3143–3149. DOI: 0099-2240/89/123143-07\$02.00/0
- 11. *Jiang M., Ohnuki T., Kozai N., et al.* // Chem. Geol. 2010. V. 277. № 1. P. 61–69. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.07.010
- Ohnuki T., Jiang M., Sakamoto F., et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 163. P. 1–13. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.04.043
- Cheng Y., Zhang L., Bian X., et al. // Environ. Sci. Pollut. Res. 2017. https://doi.org/10.1007/s11356-017-9691-0
- Tsuruta T. // Colloids Surfaces B: Biointerfaces. 2006. V. 52. P. 117–122. https://doi.org/10.1016/j.colsurfb.2006.04.014
- 15. *Ponomarchuk V.A., Dobretsov N.L., Lazareva E.V., et al.* // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 490. Part 2. P. 76–80. https://doi.org/10.7868/S2686739720020115

STRUCTURE-MORPHOLOGY FEATURES OF THE PARTICIPATION OF MICROORGANISMS IN THE FORMATION OF Nb-REE RICH ORES OF THE TOMTOR DEPOSIT (RUSSIA)

Academician of the RAS N. L. Dobretsov^{*a,b*}, S. M. Zhmodik^{*a,c,#*}, E. V. Lazareva^{*a*}, A. V. Bryanskaya^{*d*}, V. A. Ponomarchuk^{*a*}, B. Yu. Saryg-ool^{*a*}, I. S. Kirichenko^{*a*}, A. V. Tolstov^{*a*}, and N. S. Karmanov^{*a*}

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

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

^c Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russian Federation

^d Federal Research Center Institute of Cytology and Genetics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

#e-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Data have been obtained indicating the important role of microorganisms in the redistribution of REE in the weathering crust and a decisive role in the concentration of REE during the formation of ores of the upper ore horizon of the Tomtor deposit. The uptake of REE was carried out by the community of microorganisms: phototrophs, methanogens, methanotrophs, and proteobacteria, which form the basis of the microbiocenosis of this paleoecosystem. The isotopic composition of carbonates C, in all studied samples with fossilized microorganisms, corresponds to the biogenic one, and the isotopic composition $\delta^{18}OSMOW$ (from 7 to 20‰) indicates the endogenous (hydrothermal) and, to a lesser extent, exogenous nature of the solutions. Low values of (87Sr/86Sr)_I carbonates (~0.704–0.7045) exclude the participation of sea water.

Keywords: Tomtor Nb-REE field, carbonatite weathering crust, microorganisms

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

————— СЕЙСМОЛОГИЯ ————

УДК 550.34.016

СЕТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ, УСТАНОВЛЕННАЯ НА ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДАХ: ЭКСПЕРИМЕНТ НА СЕВЕРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2021 г. А. В. Яковлев^{1,2,*}, С. М. Ковалев³, Ег. В. Шиманчук³, Ев. В. Шиманчук³, А. А. Нюбом³

Представлено академиком РАН М.И. Эповым 16.10.2020 г.

Поступило 16.10.2020 г. После доработки 16.11.2020 г. Принято к публикации 17.11.2020 г.

С марта по май 2019 г. в рамках первого этапа программы "ТрансАрктика 2019" проводилась мультидисциплинарная сезонная научная экспедиция на НЭС "Академик Трёшников". В рамках сейсмологической части программы шесть временных сейсмических станций были установлены в четырех разных точках на дрейфующей льдине в северной части Баренцева моря. Основной целью эксперимента была отработка технологии установки сейсмических станций на дрейфующих льдинах. Вторая цель заключалась в том, чтобы проверить, можно ли использовать полученные сейсмологические записи для регистрации локальных и удаленных землетрясений, и для исследования структуры литосферы в арктических регионах, а также процессов внутри льдины. После анализа записанных данных были обнаружены различные типы сейсмического сигнала, генерируемого ледовыми процессами, и зарегистрировано несколько сигналов от удаленных и региональных землетрясений. Дальнейший анализ сейсмограмм может быть использован для исследования процессов внутри льдин. Результаты эксперимента показали, что сейсмические датчики, установленные на дрейфующем льду, могут быть использованы для регистрации локальных и удаленных землетрясений.

Ключевые слова: временная сеть сейсмических станций, Арктика, дрейфующие льды, Баренцево море **DOI:** 10.31857/S2686739721020213

введение

В последние десятилетия по политическим и экономическим причинам арктический регион стал приоритетной целью для ряда стран. Существует несколько национальных и международных междисциплинарных программ, которые собирают и анализируют научные данные из Арктики. Однако эти исследования сопряжены со многими трудностями из-за суровых климатических условий и дороговизны полевых работ. Разработка новых технологий поможет снизить затраты и оптимизировать полевые работы, направленные на изучение геологического строения Северного Ледовитого океана. Еще одной важной задачей является установление распределения сейсмичности. Согласно данным глобальных сейсмических сетей, большинство обнаруженных в настоящее время землетрясений локализованы вдоль хребта Гаккеля; другие районы Арктики, вследствие низкой плотности региональной сети сейсмических станций, кажутся асейсмичными. Недостаточная информация о фоновой сейсмичности может привести к неправильной оценке сейсмической опасности, что, в свою очередь, может стать причиной аварий при промышленной разработке и освоении природных ресурсов в высоких широтах.

Детальное изучение строения земной коры и фоновой сейсмичности требует развертывания плотной сети сейсмических станций, что чрезвычайно сложно в арктических условиях. Например, размещение донных сейсмометров или использование современной технологии MERMAIDS [1] в Северном Ледовитом океане сопряжено с риском из-за непредсказуемого поведения ледяных потоков. Установка станций на островах не обеспечивает достаточного покрытия для охвата большей части арктического региона. Поэтому специальные методы исследования высокоширотных тер-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Арктический и антарктический научно-

исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

^{*}E-mail: JakovlevAV@ipgg.sbras.ru

Название станции	Сенсор	Регистратор	Регистрируемые компоненты	Частота регистрации	Усиление
TA1, TA2, TA3	Велосиметр GuralpCMG-6T (30 сек)	DataCube3 extc адаптером BoB (10:1)	Север, восток, вертикальная	200 Гц	2
Alfa	Велосиметр СМЕ-4311-LT	Байкал-8	Север, восток, вертикальная	100 Гц	1
Beta, Gamma	Велосиметр СМЕ-4311-LT и наклонометр ИН-Д3а-360	Байкал-8	Север, восток, вертикальная, X, Y	100 Гц	1

Таблица 1. Параметры сейсмических станций

риторий востребованы и развиваются в разных странах.

Один из возможных способов исследования морских акваторий Арктики – установка сейсмических сетей на льдинах. Первые опыты с такими установками были выполнены Институтом Альфреда Вегенера (AWI) в Бремерхафене [2, 3]. Они показали, что такие плавучие сети способны регистрировать сейсмический сигнал от местных и региональных землетрясений. Одним из ключевых открытий этих исследований было обнаружение вторичных фаз, которые были идентифицированы как приход преобразованной S-волны. В работе [4] Сердюков А. с соавт. выполнили численное моделирование распространения сейсмических волн от землетрясения с реалистичными механизмами очагов и проанализировали сейсмические записи на льдине над водным слоем. Они доказали, что в этом случае, помимо первых вступлений Р-волн, можно четко обнаружить вторичные фазы, которые соответствуют S-волнам в твердом слое, преобразованным в Р-волны в слое воды. Возможность применения данных, зарегистрированных станциями, установленными на льду шельфовых морей, для задач сейсмической томографии и мониторинга рассматривается в статьях [5, 6].

С марта по май 2019 г. в рамках первого этапа программы "ТрансАрктика 2019" состоялась сезонная мультидисциплинарная научная экспедиция на НЭС "Академик Трёшников" Арктического и антарктического научно-исследователь-(ААНИИ) института Росгидромета. ского Сейсмологический эксперимент был проведен специалистами ААНИИ и Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (ИНГГ). В данной работе представлены детали эксперимента и приведены первые результаты анализа полученных сейсмологических записей.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

В рамках пассивного сейсмологического эксперимента шесть временных сейсмических станций в четырех разных локациях были установлены на дрейфующей льдине в северной части Баренцева моря (рис. 1). В результате эксперимента были получены непрерывные трехкомпонентные сейсмические записи.

Сейсмические станции были установлены в апреле 2019 г. на льдине возле судна, которое было "вморожено" в льды и дрейфовало вместе с ними (рис. 1). Четыре станции (TA2, TA3, Beta и Gamma) были установлены в трех разных местах 3 апреля, оставшиеся две станции (TA1 и Alfa) были установлены в одном месте 10 апреля. Станции TA1, TA2, Альфа и Гамма были демонтированы 23 апреля, станции TA3 и Бета – 24 апреля.

В сейсмическом эксперименте использовались две конфигурации приборов. Три станции были развернуты ИНГГ (ТА1, ТА2, ТА3), оставшиеся три станции – ААНИИ (Alfa, Beta, Gamma). Типы приборов и использованная частота регистрации приведены в табл. 1. Для сравнения сейсмических сигналов, зарегистрированных станциями разной конфигурации, в двух локациях было установлено по два разных прибора.

ДАННЫЕ

После анализа зарегистрированных данных было выделено несколько типов сейсмического сигнала, генерируемого ледовыми процессами. Фоновый сигнал от изгибно-гравитационных волн с периодами от 1 до 10 с наблюдался при сильных порывах ветра и трещинообразовании. Волны зыби с периодами от 17 до 30 с наблюдались постоянно в течение всего периода работы сети.

Особенности физики регистрируемых волн можно проиллюстрировать записью на станции Beta. На рис. 2 показана совместная запись колебаний ледяного покрова от волн зыби и при сдвиговых движениях льда, порождающих автоколебательные процессы. На вертикальной компоненте (Z) хорошо видны волны зыби с периодом около 17–18 с, на остальных компонентах четко выделяются изгибно-гравитационные волны от автоколебательных процессов с периодом 2–3 с.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021



Рис. 1. Карта с траекторией дрейфа станции ТАЗ. На вставке в левом верхнем углу показан район проведения эксперимента. На вставке слева показано взаиморасположение станций и судна в 12:00 UTC 10.04.2019. Стрелками показана ориентация горизонтальных компонент станций ИНГГ.



Рис. 2. Фрагмент записи трехкомпонентного сейсмометра (Z, N, E) и наклонометра (X, Y) и ее амплитудный спектр. Справа вверху на одной шкале показаны 15-минутный отрезок записи всех компонент, на которой черным цветом отмечено положение окна, показанное слева в увеличенном масштабе. Максимальные амплитуды в спектре, показанном справа внизу, наблюдаются в полосе 0.4-0.6 Гц. Станция Beta, 17.04.2019 г.



Рис. 3. Примеры записей удаленного (вверху) и регионального (внизу) землетрясений. К записям применен полосовой фильтр 0.5–20 Гц. Для визуализации использован программный комплекс SEISAN [7].

При этом в спектре максимальные амплитуды колебаний ледяного покрова, вызванных сдвиговыми движениями льда, наблюдаются в полосе частот 0.4–0.6 Гц. Дальнейшая обработка данных с учетом скорости дрейфа, метеорологических параметров и анализ результатов в различных точках позволят выявить природу этого явления.

В процессе разрушения ледяного покрова наблюдалась повышенная величина горизонтальных смещений льда. Анализ полученных волновых событий во льду показал, что автоколебания, обусловленные подвижками льда, могут служить признаками возникновения трещин и разломов льда. Информация о частоте регистрации и длительности процессов деформирования льда может быть использована для краткосрочного прогноза нарушения ледяного покрова.

В результате первоначального анализа сейсмограмм был обнаружен сигнал от нескольких удаленных и региональных землетрясений. Например, на рис. 3 вверху мы показываем запись удаленного события (эпицентральное расстояние 52°), которое было идентифицировано в международном сейсмологическом каталоге (ISC) как землетрясение, произошедшее в 08:18:23 UTC 11 апреля 2019 г. недалеко от Японии (40.35° с.ш., 143.35 в.д., глубина 35 км, MS = 6.0) [8].

Внизу на рис. 3 показан пример записи регионального землетрясения, которое произошло примерно в 05:58 UTC 10 апреля 2019 г. Мы можем четко определить как первичную фазу Р-, так и вторичную фазу, которая предположительно идентифицирована как преобразованная S-волна. Исходя из разницы между этими двумя фазами, мы оцениваем, что расстояние до этого землетрясения составляет около 500 км. Из-за малой апертуры сети определение координат землетрясения невозможно. В каталоге ISC мы не смогли идентифицировать землетрясение с аналогичным временем возникновения в районе исследования. Это дает основание утверждать, что использование плавучих сетей может значительно улучшить качество обнаружения сейсмичности с умеренными и небольшими магнитудами. Примечательно, что на записи удаленного и регионального события только на вертикальной компоненте регистрируется релевантная информация, так как траектории лучей продольных Р- и конвертированных поперечных Sp-волн от землетрясений, распространяющиеся в воде, имеют субвертикальную ориентацию из-за значительно более низких значений скорости в воде (около 1.44 км/с), и, как следствие, практически не имеют горизонтальных составляющих движения частиц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного эксперимента показали, что размещение сейсмических станций на дрейфующих льдинах может быть использовано не только для изучения процессов в ледовом покрове, но и для регистрации локальной и удаленной сейсмичности, что подтверждает выводы, сделанные в работах [2, 3]. В ходе экспериментов были зарегистрированы сейсмические сигналы от различных процессов внутри льдин, а также сигналы от нескольких удаленных и местных землетрясений. Эксперимент показал, что использо-

вание плавучих сетей может значительно улучшить качество обнаружения сейсмичности умеренных и малых магнитуд. Для получения информации о сейсмическом строении земной коры Арктического региона необходимо создать сейсмическую сеть, состоящую из более чем десятка станций, расположенных на значительном удалении друг от друга, работающих не менее нескольких месяцев. Шлиндвайн с соавт. [2] предлагают размещать станции группами по три-четыре станции с малой апертурой, поскольку ошибка синхронизации GPS на разных льдинах может быть слишком большой. Такая сеть сможет регистрировать достаточное количество землетрясений. а полученные данные могут быть использованы для изучения глубинных структур с помощью сейсмической томографии и других сейсмических методов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят анонимных рецензентов, высказавших полезные замечания, которые позволили улучшить изложение представленных материалов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа была выполнена частично за счет средств гранта РНФ 18-17-00095, и частично поддержана целевой научно-технической программой Росгидромета 5.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Simons F.J., Nolet G., Georgief P., Babcock J.M., Regier L.A., Davis R.E. On the Potential of Recording Earthquakes for Global Seismic Tomography by Lowcost Autonomous Instruments in the Oceans // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2009. T. 114. № B5.

https://doi.org/10.1029/2008JB006088

 Schlindwein V., Müller C., Jokat W. Microseismicity of the Ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean: A pilot study // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. № 1. C. 100–112.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03308.x

- Läderach C., Schlindwein V. Seismic Arrays on Drifting Ice Floes: Experiences from Four Deployments in the Arctic Ocean // Seismological Research Letters. 2011. V. 82. № 4. P. 494–503. https://doi.org/10.1785/gssrl.82.4.494
- Serdyukov A., Koulakov I., Yablokov A. Numerical Modelling of Seismic Waves from Earthquakes Recorded by a Network on Ice Floes // Geophys. J. Int. 2019. V. 218. № 1. P. 74–87. https://doi.org/10.1093/gji/ggz148
- Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Собисевич Л.Е., Шуруп А.С. О локализации геологических отдельностей арктического шельфа на основе анализа модовой структуры сейсмоакустических полей // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 80–83.

 Presnov D.A., Sobisevich A.L., Shurup A.S. Research of Shallow Sea Passive Tomography Based on Ice Measurements Data // Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Physics. 2020. Вып. 84. V. 6. Р. 669– 672.

https://doi.org/10.3103/S1062873820060209

- 7. ISC Bulletin. 2020. On-line Bulletin. https://doi.org/10.31905/D808B830
- Havskov J., Ottemoller L. Seis An Earthquake Analysis Software // Seismological Research Letters. 1999. T. 70. № 5. C. 532–534. https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532

SEISMIC NETWORK ON DRIFTED ICE FLOES: A CASE STUDY IN NORTH BARENTS SEA

A. V. Jakovlev^{a,b,#}, S. M. Kovalev^c, Eg. V. Shimanchuk^c, Ev. V. Shimanchuk^c, and A. A. Nubom^c

^a Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^b Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation
 ^c Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt-Petersburg, Russian Federation
 [#]E-mail: JakovlevAV@ipgg.sbras.ru
 Presented by academician of RAS M. I. Epov October 16, 2020

From March to May 2019, a seasonal multidisciplinary scientific expedition on the EV "Akademik Tryoshnikov" was conducted in the framework of the first stage of the "TransArctica 2019" program. Within the seismological part, six temporary seismic stations were installed at four different locations on a drifted ice floe in the North Barents Sea. The first aim of the experiment was to elaborate technology of installation of the seismic stations on drifting ice floes. The second aim was to check if obtained seismological records could be used for registration of the local and remote earthquakes and provide data to investigate the lithosphere structure in the Arctic regions, as well as processes within the ice floe. After analysis of the recoded data, different types of the seismic signal generated by processes in the ice were observed and several signals from remote and regional earthquakes were detected. Further analysis of the seismograms could be used for investigations of the processes within ice floes. The results of the experiment have shown that seismic sensors installed on the drifting ice could be used for recording of local and remote earthquakes.

Keywords: Arctic, Barents Sea, ice floes, ice processes, seismic network

——— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 549.01 + 549.08 + 549.765.2

ВКЛЮЧЕНИЯ СИЛИКАТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АЛМАЗАХ КОКЧЕТАВСКОГО ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КАЗАХСТАН)

© 2021 г. Д. С. Михайленко^{1,2,*}, А. В. Корсаков¹, Х. Охфуджи³, академик РАН Н. В. Соболев¹

Поступило 09.11.2020 г. После доработки 16.11.2020 г. Принято к публикации 17.11.2020 г.

Представлены результаты исследования минеральных включений в кубических алмазах из гранатклинопироксеновой породы Кокчетавского массива. Прецизионные исследования методом просвечивающей электронной микроскопии показали совместное нахождение флюидных и силикатных включений в центральной части алмаза из образца G0. Силикатные включения представлены срастаниями граната и слюды, пространственно сопряженными с карбонатными и флюидными включениями. Первая находка силикатных включений в кубических кристаллах алмаза из UHPкомплекса за более чем полувековую историю их изучения, вероятнее всего, связана с избирательностью захвата силикатных минералов при кристаллизации алмаза из карбонатсодержащего С–О– H-флюида. Кристаллизация алмаза в метаморфических глубоко субдуцированных породах и породах верхней мантии, выносимых на поверхность кимберлитовыми расплавами, имеет очень много общих закономерностей.

Ключевые слова: алмаз, включения, карбонаты, метаморфизм, просвечивающая электронная микроскопия

DOI: 10.31857/S2686739721020110

Метаморфические алмазы были детально изучены и достоверно задокументированы *in situ* только в породах Кокчетавского метаморфического комплекса (Северный Казахстан) и в массиве Эрцгебирге (Германия) [1–3]. С момента открытия алмазов в коровых породах существуют две модели их образования: метастабильное [4, 5] и стабильное в UHP-условиях [1]. Тем не менее происхождение метаморфических алмазов остается дискуссионным [5] как в случае реконструкции механизмов их кристаллизации, так и понимания источника С–О–Н-флюида/расплава, так как присутствующие в породе минералы до сих пор не установлены в виде включений в кристаллах алмаза [1, 6].

Уникальным контейнером минеральных включений в UHP-породах является циркон. В цирконах из пород Кокчетавского массива впервые были обнаружены сростки коэсита и алмаза, а также диопсида и алмаза, а в цирконах из пироповых кварцитов массива Дора-Майра и гнейсов Даби-Шан — неизмененный коэсит [7].

Изучению включений в метаморфических алмазах из различных UHP-комплексов были посвящены многочисленные исследования, опубликованные в целом ряде работ (обзоры [6, 8, 9]). Отсутствие силикатных включений породообразующих минералов в кристаллах алмаза не позволяет установить минеральный и химический состав породы на пике метаморфизма при кристаллизации алмаза. Флюидные карбонат-содержащие включения в кристаллах алмаза свидетельствуют об участии С-О-Н-флюида в процессе кристаллизации алмаза [10]. Использование просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) позволило изучить субмикронные включения различного состава: SiO₂, ZrSiO₄, MgCO₃, CaCO₃ (арагонит) и др. [8, 11].

В данном сообщении мы представляем первую находку силикатных включений породообразующих минералов в метаморфических алмазах из пород Кокчетавского UHP-комплекса, свидетельствующую об идентичности механизма образования алмаза в метаморфических породах и алмазов, выносимых на поверхность Земли кимберлитовыми расплавами.

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

² Институт Геохимии Китайской Академии наук,

Гуанчжоу, просп. Кехуа, Тианхе, 510640, Китай

³ Геодинамический исследовательский центр,

университет Эхиме, Мацуяма, 790-8577, Япония

^{*}E-mail: pazilovdenis@igm.nsc.ru

ВКЛЮЧЕНИЯ СИЛИКАТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ АЛМАЗАХ

	Гранат (Зерно 1)	Гранат (Зерно 2)		Гра	нат		Слі	ода		
	EMPA+	EMPA+	EMPA+	EMPA+	TEM-EDS*	TEM-EDS*	TEM-EDS*	TEM-EDS*	TEM-EDS*	EMPA ⁺		
	Центр	Кайма	Центр	Кайма	Центр	Центр	Центр	Центр	Центр	Центр		
SiO ₂	40.0	39.8	38.9	39.6	40.6	41.1	41.4	41.2	38.0	38.7		
TiO ₂	0.14	0.27	0.10	0.20	0.47	0.34	0.38	0.55	0.96	3.35		
Al_2O_3	21.4	21.4	21.3	21.6	22.1	22.0	22.1	21.9	21.4	14.4		
Cr ₂ O ₃	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.07		
FeO	11.6	12.2	9.44	10.0	5.53	5.80	6.15	6.17	9.14	8.34		
MnO	0.96	0.82	1.09	1.0	1.10	0.97	0.80	0.71	н.п.	0.19		
MgO	4.27	6.83	2.66	6.38	1.67	1.95	2.41	2.89	16.9	19		
CaO	21.1	17.4	25.1	20.9	28.6	27.9	26.8	26.6	0.2	0.2		
Na ₂ O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01		
K ₂ O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	8.3	10.4		
Сумма	99.4	98.8	98.7	99.6	100.0	100.0	100.0	100.0	94.9	94.8		
Grs	55	44	66	52	77	76	74	71				
Pyr	17	26	19	24	6	8	10	11				
Alm	23	24	10	19	11	12	13	12				

Таблица 1. Представительные химические составы граната и слюды

Примечание. * – TEM–EDS-анализы включений граната и слюды в кристалле алмаза (наши данные); ⁺ – EPMA-анализы граната и слюды из матрикса породы согласно данным из работы [7]; Grs – гроссуляр; Руг – пироп; Alm – альмандин.

Подготовка пластинок ($10 \times 15 \times 0.15$ мкм) для дальнейшего изучения на просвечивающем электронном микроскопе (далее ТЕМ) осуществлялась с помощью сфокусированного ионного пучка (FIB) Dual-Beam (FEI-SCIOS) в Геодинамическом исследовательском центре (Мацуяма, Япония). Напыление образцов производилось осмием (пленка толщиной 5 нм) на установке Osmium Coater Neoc-STB (Meiwafosis, Япония). Электронная дифракция на отдельных участках (SAED) были получена на микроскопе TEM-JEOL (JEM-2100F; ускоряющее напряжение 200 кВ), оборудованном камерой высокого разрешения CCD (Gatan, Orius 200D; UltraScan1000XP). Химический состав силикатов был получен на микроскопе TEM-JEOL, оборудованном кремниевым дрейфовым EDS-детектором (JEOL, EDS-JED-2300T) с размером пучка 25 нм и временем набора 20 с. Для калибровки использовались синтетические стандарты, разработанные в Геодинамическом Исследовательском центре.

Образец G0 является крупнозернистой светлоокрашенной полосчатой гранат-клинопироксеновой породой. Детальное описание образца приведено в работе [12]. Гранат в изученном образце характеризуется высоким содержанием гроссулярового компонента (Alm₁₉₋₃₈Spe₁₋₇Grs₅₀₋₆₆Pyr₂₋₂₀) с гомогенной центральной частью и тонкой каймой с зональным составом (табл. 1). Клинопироксен является диопсидом с низким содержанием Al_2O_3 и FeO, при концентрации K_2O до 1.5 мас. %. По химическому составу слюда является биотитом с высоким содержанием ТіО₂, вплоть до 3 мас. %. Акцессорные минералы представлены сульфидами, фенгитом, графитом и алмазом. Ярко-желтые кристаллы алмаза кубического габитуса (>100 мкм) с графитовой рубашкой диагностированы как в виде включений в гранате и клинопироксене (рис. 1), так и в межзерновом пространстве.

В центральных частях алмазов оптически диагностированы многочисленные флюидные и твердофазные включения, в том числе чешуйки графита [12]. Из разных кристаллов алмаза в пределах одного образца G0 было вырезано 8 пластинок. В одной из пластинок (№ 1) мы обнаружили 10 силикатных включений, которые в большинстве случаев являются срастаниями граната и

МИХАЙЛЕНКО и др.



Рис. 1. (а) Обзорная фотография участка шлифа G0 с включениями алмазов в гранате; (б) Увеличенный фрагмент рисунка (а) с желтыми кубическими алмазами, содержащими многочисленные флюидные и минеральные включения.



Рис. 2. Светлопольные изображения, полученные на просвечивающем электронном микроскопе (TEM): (a) Алмазная пластинка с многочисленными включениями и дислокациями, вырезанная из центральной части кристалла алмаза с помощью сфокусированного ионного пучка (FIB); (б) Увеличенный фрагмент изображения (a) с включением срастания граната и слюды в алмазе; (в) Вскрытое флюидное включение с кальцитом.

слюды, размером от 0.5 до 1 мкм (рис. 2). Для определения минералов и установления кристаллографических закономерностей между гранатом и слюдой был использован метод SAED. Флюидные включения (>100 нм) также присутствуют в изученной пластинке. Включение кальцита (~200 нм) обнаружено рядом с включением граната и слюды, на расстоянии ~700 нм (рис. 2в). Химический состав включений граната в алмазе характеризуется следующими вариациями: Alm₁₁₋₁₃Grs₇₁₋₇₇Pyr₆₋₁₁ (табл. 1). По химическому составу слюда занимает промежуточное положение между флогопитом и биотитом и характеризуется более низкими концентрациями TiO₂, MgO и повышенными FeO (≥10 мас. %) по сравнению со слюдой из матрикса породы.

Водно-солевые и карбонатные включения в Кокчетавских метаморфических алмазах свидетельствуют об участии карбонатсодержащего С-О-Н-флюида при кристаллизации алмазов [13–15]. Изучение включений в кристаллах алмаза с использованием TEM/FIB и ИК, показало, что основным компонентом при кристаллизации алмазов являлся С-О-Н-флюид с высокой концентрацией Сl, S, P и K [10]. Установлено, что флюидные включения в метаморфических кубических алмазах имеют схожий состав с включениями в волокнистых алмазах из кимберлитов [16].

Химический состав граната и слюды из включений в кристаллах алмаза значительно разнится с составом этих минералов в матриксе породы (табл. 1). Экспериментально было показано, что содержание гроссулярового компонента в гранате уменьшается с уменьшением давления [17]. Примерно 80% гранатов из алмазоносных пород Кокчетавского массива имеют обогащенное СаО-ядро по сравнению с их каймами. Включения алмазов в этих породах были обнаружены как в центральной части гранатов, отвечающих пику метаморфизма, так и в краевых, ретроградных, зонах. Образование граната, захваченного кристаллом алмаза, вероятнее всего, происходило на пике метаморфизма, о чем свидетельствует высокая концентрация CaO (~27.6 мас. %), что значительно выше содержания CaO в породообразующем гранате (~22 мас. %).

Многочисленные флюидные включения, а также включения кальцита, трассирующие направление [111] в изученном кристалле алмаза, указывают на присутствие карбонат-содержащего С-О-Н-флюида при кристаллизации кристалла алмаза на пике метаморфизма, что хорошо согласуется с результатами, полученными в предыдущих исследованиях. Как было отмечено ранее, волокнистые алмазы из кимберлитов и кубические алмазы из UHP метаморфических пород имеют ряд сходств, что, несомненно, указывает на сходные механизм и условия их образования [18]. Согласно теоретическим и экспериментальным представлениям [19], алмазы кубического габитуса с волокнистым внутренним строением, в отличие от алмазов октаэдрического габитуса, образуются в результате нормального механизма роста при высокой скорости кристаллизации в условиях больших пересыщений углерода. Плохая смачиваемость алмаза жидкостями, особенно для грани (100) [20] совместно с быстрым ростом из ультра-высокоплотного флюида может объяснять крайнюю редкость находок силикатных минералов и избирательность захвата включений в этих разновидностях алмаза.

Первая находка силикатных включений в кубических кристаллах алмаза из высокобарических комплексов за довольно длительную историю их изучения, вероятнее всего, является следствием избирательности захвата силикатных включений при кристаллизации алмаза из высокоплотного карбонатсодержащего С-О-Н-флюида. Дальнейшее изучение включений в кубических кристаллах алмаза из UHP-комплексов прецизионными методами, такими как TEM-FIB, должно предоставить больше информации о составе среды кристаллизации алмаза в условиях UHP-метаморфизма.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (полевые исследования и отбор материалов) и при финансовой поддержке РНФ 18-17-00186 (FIB-TEM-исследования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond Inclusions in Garnets from Metamorphic Rocks: A New Environment for Diamond Formation// Nature. 1990. V. 343. № 6260. P. 742–746.
- 2. *Massonne H.J.* A New Occurrence of Microdiamonds in Quartzofeldspatic Rocks of the Saxonian Erzgebirge Germany and Their Metamorphic Evolution // In: Gurney, J.J., Gurney, L.G., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), Proc. 7th Int. Kimberlite Conf. 1999. V. 2. Cape Town, South Africa. P. 533–539.
- 3. Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А., Зорин Ю.М., Вавилов М.А. Новое проявление микроалмазов в метаморфических породах как доказательство регионального характера метаморфизма сверхвысоких давлений в Кокчетавском массиве // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 189–193.
- 4. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // ДАН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433–436.
- 5. *Pechnikov V.A., Kaminsky F.V.* Diamond Potential of Metamorphic Rocks in the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan// European Journal of Mineralogy. 2008. № 20 (3). P. 395–413.
- Schertl H.P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: "Type Locality" of Diamond-bearing UHP Metamorphic Rocks // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 63. P. 5–38.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // Доклады РАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 488–492.
- Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds Frontier of Ultrahigh-pressure Metamorphism: A Review // Gondwana Research. 2012. V. 21. № 1.
- Korsakov A.V., Perraki M., Zedgenizov D.A., Bindi L., Vandenabeele P., Suzuki A., Kagi H. Diamond–graphite Relationships in Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 763–783.
- De Corte K., Cartigny P., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Javoy M. Evidence of Fluid Inclusions in Metamorphic Microdiamonds from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan// Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62 (23). P. 3765–3773.
- 11. Hwang S.-L., Chu H.-T., Yui T.-F., Shen P., Schertl H.-P., Liou J.G., Sobolev N.V. Nanometer-size P/K-rich Silica Glass (Former Melt) Inclusions in Microdiamond from the Gneisses of Kokchetav and Erzgebirge Massifs: Diversified Characteristics of the Formation Media of Metamorphic Microdiamond in UHP Rocks due to Host-rock Buffering // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 243. № 1–2. P. 94–106.
- 12. Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and Carbonate Melt Inclusions Associated with Diamonds in Deeply Subducted Carbonate Rocks// Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. № 1–2. P. 104–118.
- 13. Korsakov A.V., Rezvukhina O.V., Jaszczak J.A., Rezvukhin D.I., Mikhailenko D.S. Natural Graphite Cuboids // Minerals. 2019. № 9 (2). P. 110.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

- 14. Михайленко Д.С., Щепетова О.В., Мусияченко К.А., Корсаков А.В., Охфуджи Х., Пеков И.В. Новые данные о взаимоотношениях графита и алмаза в гнейсах кокчетавского массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 480. № 6. С. 713–716.
- De Corte K., Korsakov A., Taylor W.R., Cartigny P., Ader M., De Paepe P. Diamond Growth during Ultrahigh-pressure Metamorphism of the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // Island Arc. 2000. V. 9. P. 428– 438.
- Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder M., Spetsius Z.V., Weiss Y., Hauri E.H., Kaminsky F.V., Sobolev N.V., Navon O. High-Mg Carbonatitic Microinclusions in Some Yakutian Diamonds – a New Type of Diamond-forming Fluid // Lithos. 2009. V. 112. P. 648–659.
- 17. *Poli S., Schmidt M.W.* H₂O Transport and Release in Subduction Zones: Experimental Constraints on Ba-

saltic and Andesitic Systems // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B11. P. 22299–22314.

- Шацкий В.С., Рылов Г.М., Ефимова Э.С., Корте К., Соболев Н.В. Морфология и реальная структура микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавского массива, кимберлитов и аллювиальных россыпей// Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 942–955.
- Sunagawa I. Morphology of Natural and Synthetic Diamond Crystals/ Materials Science of the Earth's interior. 1984. P. 303–330.
- Островская Л.Ю., Пашинин А.С., Ральченко В.Г., Бойнович Л.Б., Ашкинази Е.Е., Большаков А.П. Смачивание низкоиндексных граней алмаза: динамические измерения// Физическая химия. 2014. Т. 88. № 5. С. 822–829.

SILICATE INCLUSIONS IN METAMORPHIC DIAMONDS FROM THE ULTRA-HIGH PRESSURE KOKCHETAV COMPLEX (KAZAKHSTAN)

D. S. Mikhailenko^{*a,b,#*}, A. V. Korsakov^{*a,b*}, Hiroaki Ohfuji^{*c*}, and Academician of the RAS N. V. Sobolev^{*a*}

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation ^b State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, Kehua street, Tianhe district, 510640 China

^c Geodynamics Research Center, Ehime University, Matsuyama, Ehime 790-8577, Japan

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

In this article, we present the results of the study of the mineral inclusions in cubic diamonds from the Kokchetav garnet-clinopyroxene rocks. Precision studies by transmission electron microscopy (TEM) showed the simultaneous occurrence of the fluid and silicate inclusions in the central part of the diamond from sample G0. Silicate inclusions, represented by garnet and mica intergrowths, spatially conjugated with carbonate and fluid inclusions. The first finding of the silicate inclusions in cubic diamond crystals from the UHP complex for more than half a century of their study is most likely associated with the selectivity of the capture of silicate minerals during the crystallization of diamond from a carbonate-containing C-O-H fluid. Crystallization of diamond in deeply subducted metamorphic rocks and kimberlitic diamond has many similarities.

Keywords: diamond, inclusions, carbonates, UHP metamorphism, TEM

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 496, № 2, с. 169–175

———— ПЕТРОЛОГИЯ ———

УДК 551.242/551.14

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА (SIMS) ИЗ ГРАНИТОИДОВ КОНСТАНТИНОВСКОГО ШТОКА (РАЙОН ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2021 г. Е. Ю. Рыцк^{1,*}, Е. В. Толмачева¹, С. Д. Великославинский¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, Н. В. Родионов², А. А. Андреев³, А. М. Федосеенко¹

> Поступило 09.11.2020 г. После доработки 19.11.2020 г. Принято к публикации 23.11.2020 г.

Приведены результаты U—Pb-геохронологического исследования (SIMS-метод) по циркону гранитоидов Константиновского штока, находящегося в 6 км от золоторудного месторождения Сухой Лог. Средневзвешенное значение 206 Pb/ 238 U-возраста для длиннопризматических кристаллов, оболочек и ядер ранней стадии кристаллизации зональных цирконов составляет 303 ± 3 млн лет (CKBO = 0.87). Полученные данные о возрасте ксеногенных ядер зональных цирконов Константиновского штока свидетельствуют о нахождении в основании рудоконтролирующей сдвиговой зоны месторождения Сухой Лог палеопротерозойских и девонских гранитоидов.

Ключевые слова: U–Pb-геохронологические исследования, циркон, гранитоиды, Константиновский шток, месторождение золота Сухой Лог

DOI: 10.31857/S2686739721020171

В Бодайбинском осадочном палеобассейне сосредоточены крупные коренные и россыпные золоторудные объекты Ленской провинции, включая уникальное месторождение золота и ассоциирующих металлов платиновой группы Сухой Лог [1, 2]. Генетические модели золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района в углеродистых карбонатно-терригенных толщах предусматривают длительную историю их формирования, охватывающую период от неопротерозоя до кайнозоя ([1, 3–5] и др.) с образованием промышленного золотого оруденения в палеозое — на рубе-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия жах 447 ± 6 и 321 ± 14 млн лет [6]. Эти этапы рудообразования могут коррелировать с гранитоидным магматизмом и генерацией рудоносных флюидных систем в каледонскую [7] и/или герцинскую эпохи ([3, 4] и др.). Однако достоверные геохронологические свидетельства каледонского гранитообразования в Бодайбинском регионе не установлены, а возрастной диапазон становления внутриплитных гранитоидов герцинской эпохи, включая мамско-оронские пегматоидные граниты и массивы Ангаро-Витимского батолита, остается дискуссионным ([5, 8, 9] и др.).

Константиновский шток — единственный небольшой выход крупнозернистых порфировидных гранитов в пределах отрицательной гравитационной аномалии, обусловленной гранитоидами Угаханского криптобатолита, в которой и находится золоторудное месторождение Сухой Лог [10]. Согласно геофизическим данным [11], Константиновский шток связан подводящими каналами с магматическим очагом предполагаемого Угаханского гранитоидного массива неизвестного возраста (рис. 1). Надежные данные о

² Всероссийский геологический научно-

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

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: ERytsk@geogem.spb.ru



Рис. 1. Тектоническая позиция гранитоидов Константиновского штока в структуре Байкало-Патомского складчатого пояса. 1 – четвертичные отложения; 2 – позднепалеозойские образования: гранитоиды чивыркуйского (*a*) и конкудеро-мамаканского (*б*) комплексов (по [10]), высокотемпературные бластомилониты (*в*); 3 – раннепалеозойский чехол; 4 – вендские осадочные палеобассейны; Байкало-Патомский складчатый пояс (5–8): 5 – неопротерозойские осадочные палеобассейны; Байкало-Патомский складчатый пояс (5–8): 5 – неопротерозойские осадочные палеобассейны; Байкало-Патомский складчатый пояс (5–8): 5 – неопротерозойские осадочные палеобассейны Чуя-Нечерского палеоподнятия в краевых (*a*) и погребенных (*b*) зонах; 6 – Мамско-Бодайбинский венд-неопротерозойский структурный блок; 7 – Сухоложская рудоконтролирующая сдвиговая зона; 8 – Олокит вона прогибов и палеоподнятий раннего неопротерозоя; 9 – неопротерозойские вулкано-плутонические комплексы Байкало-Муйского пояса; *Раний докембрий* (10–12): 10 – гранитоиды; 11 – выступы фундамента кратона; 12 – Чарская глыба; 13 – местоположение Константиновского штока и месторождения Сухой Лог; 14 – нерасчлененные тектонические границы и швы: установленные (*a*) и предполагаемые (*б*).

возрасте гранитоидов Константиновского штока также отсутствуют, а резкое расхождение между собой оценок возраста по циркону (530– 650 млн лет) и сфену (290 ± 20 млн лет) [3, 5] рассматривалось как свидетельство унаследованного или захваченного циркона из вмещающих пород [5]. Учитывая неопределенность геохронологических данных, полученных (TIMS) ранее по большим навескам циркона, исключавших возможность учета их сложного строения, мы вернулись к изучению циркона гранитоидов Константиновского штока SIMS-методом локального U–Pbизотопного датирования единичных зерен и отдельных элементов их внутренней структуры. Помимо оценки возраста гранитоидов, находящихся в 6 км от месторождения Сухой Лог, задача состо-



Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из гранита Константиновского штока. I, III, V, VII – в режиме катодолюминесценции; II, IV, VI и VIII – в проходящем свете.

яла в выявлении и получении возрастной информации для ксеногенного циркона, захваченного расплавом из фундамента или вмещающих пород Бодайбинского прогиба.

По данным исследования в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции (КЛ) циркон, выделенный из гранитов Константиновского штока, представлен двумя морфологическими типами. Преобладают идиоморфные и субидиоморфные зональные кристаллы, состоящие из ядер и оболочек с K_y от 3 до 5 и длиной 150–500 мкм (рис. 2 I–VI) и значительно реже (не более 10%) наблюдаются длиннопризматические кристаллы с K_y , равным 5–6, и длиной около 250–300 мкм (рис. 2 VII–VII).

Ядра в зональном цирконе (І тип) составляют от 10 до 50% объема зерен, трещиноватые, часто бурые, пятнистые, с корродированной поверхностью. В режиме КЛ они светло-серые, часто с тонкой зональностью (рис. 2 I, V). Большинство этих ядер имеет несомненно ксеногенную природу, однако часть из них, возможно, была сформирована на ранней стадии кристаллизации расплава.

Оболочки на ядрах в проходящем свете прозрачные, не трещиноватые, идиоморфные (рис. 2 II, VI). В режиме КЛ в них наблюдается грубая осцилляторная зональность, в которой темно-серая окраска оболочек вблизи ядер сменяется черной на периферии (рис. 2 I, III) за счет высокого содержания урана (в среднем около 1680 г/т).

В ядрах наблюдаются полностью раскристаллизованные расплавные включения (PB 1 на рис. 2 VI), что свидетельствует об их магматической природе. Во внешней части оболочек иногда наблюдается тонкая зона субмикроскопических флюидных включений (рис. 2 IV), связанная, вероятно, с дегазацией расплава на завершающей стадии кристаллизации.

Длиннопризматический циркон (II тип) прозрачный, бесцветный, ядер не содержит, среднее содержание урана 750 г/т. В режиме КЛ видна грубая зональность с темно-серой внутренней и черной периферической зонами. Наблюдаются единичные полностью раскристаллизованные расплавные включения (РВ-2 на рис. 2 VIII), свидетельствующие о магматической природе длиннопризматического циркона.

Изотопное датирование отдельных зерен циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP–II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [12]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID [13]. Уран-свинцовые отношения нормализовались на значении 0.0668, соответствующем стандартному циркону TEMORA, содержания Pb, U и Th – относительно стандартного циркона 91500. Погрешности индивидуальных датировок приведены на уровне 1 сигмы.

Всего исследовано 37 зерен циркона, для которых получено 62 оценки возраста. В таблице приведены результаты исследования за исключением зерен с высоким содержанием обычного свинца и дискордантных оценок возраста (табл. 1). Средневзвешенное значение ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста семи длиннопризматических кристаллов составляет 301 ± 8 млн лет (СКВО = 0.48) (рис. 3–I). Оценки ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста магматических оболочек зональных цирконов I типа и длиннопризматических кристаллов II типа в пределах ошибок не отличаются друг от друга — 305 ± 5 млн лет (СКВО = =0.48, *n* = 12) (рис. 3–II). Для 11 ядер зональных цирконов I типа получены оценки ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста, совпадающие в пределах ошибок с возрастом оболочек и длиннопризматических кристаллов (средневзвешенное значение 301 ± 8 млн лет (CKBO = 1.6) (рис. 3–III), что подтверждает формирование этих ядер на ранней стадии кристаллизации циркона. Средневзвешенное значение



Рис. 3. Диаграмма с конкордией для длиннопризматических кристаллов (I), магматических оболочек (II) и ядер ранней стадии кристаллизации циркона (III) из гранита Константиновского штока по данным табл. 1.

 206 Pb/ 238 U-возраста для длиннопризматических кристаллов, оболочек и ядер ранней стадии кристаллизации зональных цирконов (n = 30), имеющих сравнимые средние содержания урана

(1245 г/т), составляет 303 ± 3 млн лет (СКВО = = 0.84) и интерпретируется как возраст кристаллизации гранитов Константиновского штока. Полученная оценка возраста подтверждает при-

оцЯ	0.580	0.582	0.687	0.659	0.731	0.558	0.324	0.608	0.652	0.685	0.653	0.755	0.748	0.633	0.695	0.734	0.784	0.584	0.712	0.646	0.678	0.582	0.590	0.766	0.524	0.760	0.415	0.558	0.529	0.605	0.572	0.416	0.483	0.721	0.755	0.706	0.765	0.866	0.912	
Err, %	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.2	1.3	0.9	1.1	1.1	0.9	1.1	1.1	1.2	0.9	1.1	0.9	0.9	0.9	1.2	1.2	1.0	0.9	0.9	1.2	0.9	1.3	0.9	0.9	0.9	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0	1.4	1.0	1.2	1.2	1
∩ _{8€7} /9d ₉₀₇	0.0481	0.0473	0.0486	0.0482	0.0485	0.0467	0.0468	0.0469	0.0470	0.0478	0.0479	0.0480	0.0482	0.0487	0.0487	0.0488	0.0494	0.0496	0.0500	0.0514	0.0472	0.0456	0.0483	0.0479	0.0485	0.0484	0.0520	0.0472	0.0495	0.0455	0.0561	0.0586	0.0623	0.1496	0.3207	0.3209	0.3320	0.3672	0.4614	
Err, %	2.1	2.0	1.7	1.7	1.5	2.1	4.0	1.5	1.7	1.6	1.4	1.5	1.5	1.8	1.3	1.5	1.1	1.5	1.2	1.8	1.7	1.7	1.6	1.2	2.3	1.2	3.1	1.6	1.8	1.5	2.1	2.5	2.5	1.6	1.3	2.0	1.4	1.4	1.3	1
∩ _{SSZ} /9d _{∠07}	0.35	0.34	0.36	0.35	0.35	0.34	0.33	0.34	0.34	0.35	0.34	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.38	0.34	0.32	0.35	0.35	0.35	0.34	0.38	0.34	0.35	0.33	0.41	0.44	0.47	1.43	5.06	4.99	5.21	6.40	11.59	1
Err, %	1.7	1.6	1.2	1.3	1.1	1.7	3.8	1.2	1.3	1.2	1.0	1.0	1.0	1.4	0.9	1.0	0.7	1.3	0.9	1.4	1.3	1.4	1.3	0.8	1.9	0.8	2.8	1.3	1.5	1.2	1.7	2.3	2.2	1.1	0.9	1.4	0.9	0.7	0.5]
9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	0.0521	0.0522	0.0530	0.0524	0.0527	0.0526	0.0515	0.0518	0.0524	0.0527	0.0518	0.0524	0.0528	0.0518	0.0524	0.0520	0.0521	0.0521	0.0525	0.0531	0.0529	0.0517	0.0520	0.0523	0.0523	0.0517	0.0526	0.0529	0.0519	0.0522	0.0534	0.0541	0.0546	0.0693	0.1143	0.1129	0.1139	0.1263	0.1822	[]
Err, %	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.2	1.3	0.9	1.1	1.1	0.9	1.1	1.1	1.2	0.9	1.1	0.9	0.9	0.9	1.2	1.2	1.0	0.9	0.9	1.2	0.9	1.3	0.9	0.9	0.9	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0	1.4	1.0	1.2	1.2	[]
9d ₉₀₇ /N ₈₆₇	20.79	21.14	20.57	20.75	20.63	21.40	21.37	21.32	21.28	20.90	20.86	20.84	20.73	20.54	20.52	20.47	20.23	20.15	20.02	19.46	21.17	21.95	20.71	20.89	20.63	20.68	19.24	21.17	20.20	21.98	17.82	17.05	16.06	69.9	3.12	3.12	3.01	2.72	2.17	
D' %	-4	-	8	1	4	9	-11	9-	2	4	-8	0	5	-10	-2	7	9–	-8	-2	3	6	-5	-0		-2	-10	4	10	6	2	-1	2	1	1	4	ю	1	2	6	антност
786 702 bP∕ ₅₀₆ bP	290 ± 39	294 ± 37	330 ± 27	305 ± 29	317 ± 24	312 ± 39	263 ± 87	277 ± 28	302 ± 30	315 ± 27	278 ± 24	301 ± 22	319 ± 22	275 ± 33	302 ± 21	286 ± 24	291 ± 16	288 ± 29	307 ± 20	333 ± 31	324 ± 28	273 ± 31	285 ± 29	299 ± 17	300 ± 44	273 ± 17	314 ± 64	326 ± 30	283 ± 34	294 ± 27	348 ± 38	376 ± 52	395 ± 49	907 ± 23	1869 ± 16	1846 ± 25	1863 ± 16	2048 ± 12	2673 ± 9	$\overline{\mathbf{D}}$ – лискор I
թեշ 1 ₃₀₆ Pb/ ²³⁸ Ս	303 ± 4	298 ± 3	306 ± 3	303 ± 3	305 ± 3	294 ± 3	295 ± 4	295 ± 3	296 ± 3	301 ± 3	302 ± 3	302 ± 3	304 ± 3	306 ± 3	307 ± 3	307 ± 3	311 ± 3	312 ± 3	314 ± 3	323 ± 4	298 ± 3	287 ± 3	304 ± 3	301 ± 3	305 ± 4	304 ± 3	327 ± 4	298 ± 3	311 ± 3	287 ± 3	352 ± 4	367 ± 4	389 ± 5	898 ± 10	1793 ± 16	1794 ± 22	1848 ± 17	2016 ± 21	2446 ± 25	тношений.
udd ^{per} 9d ₉₀₇	18.9	28.4	44.2	35.9	55.0	24.6	9.5	46.1	38.2	54.7	85.7	80.1	78.2	33.6	66.7	74.1	109.7	88.0	151.2	27.3	35.6	31.7	39.0	105.6	16.8	131.8	10.1	64.3	42.8	76.1	19.3	19.5	31.1	33.7	42.7	20.4	33.8	53.3	59.9	пибок о
∩ _{8€7} /ч⊥ _{7€7}	0.55	0.08	0.08	0.22	0.07	0.58	0.30	0.12	0.56	0.21	0.10	0.16	0.20	0.15	0.13	0.09	0.07	0.08	0.12	0.03	0.63	0.08	0.06	0.03	0.09	0.06	0.06	0.10	0.15	0.09	0.07	0.02	0.05	1.42	1.13	0.67	2.13	0.47	0.96	о иипви
udd 'qL	243	52	78	186	94	343	69	132	512	266	202	293	356	116	206	159	187	151	399	16	538	61	57	80	37	182	13	152	147	164	25	9	31	360	169	48	244	78	140	T KODDE
udd 'N	458	697	1056	868	1320	612	235	1143	945	1331	2076	1942	1885	804	1592	1763	2581	2053	3518	619	878	809	940	2565	402	3170	225	1582	1004	1940	400	387	579	262	155	74	118	169	151	фициен
% ⁹⁰⁴ 907	0.05	0.12	0.08	0.04	0.07	0.13	0.42	0.11	0.05	0.10	0.25	0.11	0.16	0.10	0.05	0.10	0.03	0.47	0.13	0.00	0.04	0.05	0.07	0.07	0.12	0.13	0.17	0.21	0.27	0.31	0.06	0.17	0.27	0.04	0.15	0.11	0.03	0.07	0.06	реоя – с
foq2	I_11.1	$I_{-}^{13.1}$	$I_{-}14.2$	$I_{-17.1}$	$I_{-}19.1$	$I_{-}16.1$	I_14.1	$II_2.2$	$I_3.1$	$I_4.2$	I-2 6.2	II 16.1	$I_{5.2}$	$I_{-15.1}$	II 5.3	II 1.2	II 10.2	II_13.2	II_17.2	$\Pi_{-}10.1$	II_2.1	II_9.1	II_11.1	II_16.2	$I_{-6.1}$	$II_{-18.1}$	I_5.1	$II-2_{-3.2}$	$\Pi_{-4.1}$	II_8.1	$I_{-}15.2$	$\Pi_{-}^{14.1}$	$I_{-8.1}$	I_1.1	$II_{-}12.1$	$I_{-7.2}$	$II_{-}10.1$	I_4.1	$I_{-}18.2$	зчание. Rho
циркона Тип	IЫ -И	ten Ule	ISN ISN	ıdx du	і эі он	ахэ ни	пД эг					И	яњс	шо	90)					ŧ	edI	кэ	IЧН	ЬИ	ləh	191	ниζ	С			вq	ДК	PIG	нн	9TC	ж	эЯ		Приме

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологического исследования цирконов из гранитов Константиновского штока (проба КШ-1)

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА (SIMS)

надлежность гранитоидов Константиновского штока к герцинской эпохе внутриплитного магматизма. Вместе с гранитоидами северной части Тельмамского массива, имеющими те же оценки возраста [9], формирование Константиновского штока коррелирует с процессами становления Ангаро-Витимского батолита в период $312 \pm 3 - 300 \pm 2$ млн лет [8].

Для 9 ядер зональных цирконов второго типа, в которых содержания U значительно меньше, чем в длиннопризматических кристаллах и оболочках (в среднем 255 г/т), получены конкордантные оценки возраста (табл. 1), варьирующие в широком интервале от 352 до 2446 млн лет, подтверждая ксеногенную природу этих ядер циркона. Источником палеозойских ксеногенных ядер зонального циркона (206 Pb/ 238 U-возраст – 352 ± 4 , $367 \pm 4, 389 \pm 5$ млн лет) могли являться мамскооронские пегматоидные граниты, образованные в результате зонального метаморфизма, наложенного на фундамент и перекрывающие осадочные толщи Бодайбинского прогиба. Присутствие пегматоидных гранитов отмечалось в ксенолитах даек аглан-аянского комплекса в бассейне реки Кадали [14].

Циркон с палеопротерозойскими (1846 \pm 25, 1863 \pm 16, 1869 \pm 16, 2048 \pm 12 млн лет) и архейскими (2673 \pm 9) оценками ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-возраста типичен для гранитоидов и метаморфических комплексов Чуя-Нечерского палеоподнятия фрагмента выступа фундамента Сибирского кратона в структуре Байкало-Патомского складчатого пояса. Эти образования являются источником детритового циркона для хомолхинской свиты, вмещающей месторождение Сухой Лог [7], и эдиакарских осадочных серий Патомского прогиба [15], и также могут рассматриваться в качестве источника для гранитоидов Константиновского штока.

Таким образом, в основании сдвиговой зоны латеральных деформаций, контролирующей золоторудное месторождение Сухой Лог, выявлены палеопротерозойские и девонские гранитоиды, типичные для палеоподнятий Чуя-Нечерской и Мамско-Бодайбинской структур Байкало-Патомского пояса (см. рис. 1). Новые данные позволяют полагать, что сдвиговая зона является граничной между этими структурами древней коры Сибирского кратона, претерпевшими масштабные процессы внутриплитной тектоно-термальной переработки в палеозое.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны за внимание к работе Л.А. Неймарку и Н.Г. Бережной, а также благодарят Г.П. Плескач за выполненный рисунок.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках тем НИР ИГГД РАН 0153-2019-0001, ИГЕМ РАН лаборатории редкометального магматизма и при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00724).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колпакова Н.А. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 4. С. 432–444.
- 3. *Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. //* Геол. рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- 4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И. и др. // ДАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 793–797.
- 5. *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.* / В кн.: Изотопное датирование эндогенных формаций. М. Наука, 1993. С. 124–146.
- 6. Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // ДАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236-241.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. // Геол. рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
- 9. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. // Геотектоника. 2017. Т. 25. № 3. С. 1–25.
- Перевалов О.В., Срывцев Н.А. Очерки по региональной геологии России. Выпуск 9. М. ГЕО-КАРТ: ГЕОС. 2013. 276 с.
- 11. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. // Геол. рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.
- Williams I.S., et al. // Applications in Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology. 1998. 7. P. 1–35.
- Ludwig K.R. / Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 2003. № 4. 70 p.
- Кондратенко А.К. Магматические комплексы центральной части Ленской провинции и их металлогеническая специализация. М.: Недра, 1977. С. 142.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., et al. // Precambrian Res. 2015. № 267. P. 39–71.

RESULTS OF THE STUDY OF ZIRCON (SIMS) FROM GRANITOIDS OF THE KONSTANTINOVSKY STOCK (AREA OF THE SUKHOI LOG GOLD DEPOSIT): AGE, SOURCES AND GEOLOGICAL CONSEQUENCES

E. Yu. Rytsk^{*a*,[#]}, E. V. Tolmacheva^{*a*}, S. D. Velikoslavinsky^{*a*}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^{*a*}, N. V. Rodionov^{*b*}, A. A. Andreev^{*c*}, and A. M. Fedoseenko^{*a*}

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation ^b Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russian Federation

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

[#]E-mail: ERytsk@geogem.spb.ru

This paper presents the results of U–Pb geochronological (SIMS) study on zircons of the Konstantinovsky stock granites, located 6 km from the Sukhoi Log gold deposit. The weighted average 206 Pb/ 238 U age for long-prismatic crystals, rims and cores of the early stage of zoned zircons crystallization is 303 ± 3 Ma (MSWD = 0.87). The Paleozoic, Paleoproterozoic and Archean ages of xenogenic cores of zoned zircons in studied granitoids indicate the consolidated basement of the Bodaibo epicratonic sedimentary basin and its intraplate tectono-thermal restructuring.

Keywords: U-Pb geochronological research, zircon, granitoids, Konstantinovsky stock, Sukhoi Log gold deposit

———— ГЕОФИЗИКА ———

УДК 550.383

ВЛИЯНИЕ РОСТА ТВЕРДОГО ЯДРА ЗЕМЛИ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОДИНАМО

© 2021 г. М. Ю. Решетняк^{1,2,*}

Представил академик РАН А.О. Глико 16.11.2020 г. Поступило 16.11.2020 г. После доработки 17.11.2020 г. Принято к публикации 20.11.2020 г.

Рассмотрена модель охлаждения ядра Земли, описывающая появление твердого ядра. Возникновение твердого ядра приводит к усилению конвекции за счет появления дополнительных источников энергии, связанных с кристаллизацией ядра. В то же время наблюдения геомагнитного поля не регистрируют значительных изменений напряженности поля в прошлом. В работе решена обратная задача по нахождению параметров модели эволюции ядра, основанной на балансе энергии и энтропии в ядре, при которых появление твердого ядра не оказывает существенного влияния на количество энергии, доступной для генерации магнитного поля.

Ключевые слова: эволюция Земли, жидкое ядро, энергобюджет, энтропия, геодинамо **DOI:** 10.31857/S2686739721020146

Остывание жидкого проводящего ядра Земли приводит к появлению конвекции и генерации переменного во времени магнитного поля, наблюдаемого на поверхности планеты [1]. Согласно сейсмическим наблюдениям, достоверно известно, что внутри жидкого ядра существует твердое ядро [2]. Далее, по степени надежности, следует информация о свойствах вещества в жидком ядре [3, 4], величине теплового потока на границе ядро-мантия и состоянии ядра после завершения процесса аккреции [5, 6]. На основе этих данных удается построить модель остывания ядра, позволяющую наблюдать зарождение твердого ядра и областей устойчивой стратификации. Появление твердого ядра приводит к переходу от режима чистой тепловой конвекции к режиму тепловой и композиционной конвекции [7], и может сопровождаться значительным резким увеличением энергии, доступной для генерации магнитного поля [8]. Более того, возможны сценарии эволюции, когда до появления твердого ядра тепловой энергии недостаточно для генерации магнитного поля. В то же время палеомагнитологи не только наблюдают древнее магнитное

поле в те времена, когда твердого ядра, вероятно, еще не было [9], но и не видят значительных изменений в его напряженности на протяжении большей части эволюции нашей планеты.

Ниже мы рассмотрим модель остывания ядра Земли [8, 10] и решим обратную задачу, выяснив, при каких значениях параметров появление твердого ядра не будет приводить к существенным изменениям напряженности поля.

В модели предполагается существование трех областей в ядре [6, 10, 11]: твердого ядра $0 \le r \le c$ (I), области, где существует развитая конвекция, приводящая к появлению адиабатического состояния $c \le r \le r_1$ (II), и области субадиабатического градиента температуры $r_1 \le r \le r_b$ (III), где $r - сферический радиус, <math>r_b - радиус$ жидкого ядра, не зависящий от времени. В начальный момент времени после формирования жидкого ядра, t = 0, существовала только адиабатическая область (II), $c = 0, r_1 = r_b$, с температурой в центре T_0 . На границе r_b задается тепловой поток с плотностью $q_b(t)$. Задача состоит в том, чтобы описать остывание ядра Земли, в процессе которого может появиться как твердое ядро (область I), так и область субадиабатического градиента III.

Распределения плотности $\rho(r)$, давления P(r) и гравитационного ускорения g(r) удовлетворяют гидростатическому балансу, задаваемому соотно-шениями:

$$\nabla P = -\rho g,\tag{1}$$

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

² Институт земного магнетизма, ионосферы

и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова

Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}*E*-mail: m.reshetnyak@gmail.com

$$g(r) = \frac{4\pi G}{r^2} \int_{0}^{r} \rho(u) u^2 du,$$
 (2)

где G – гравитационная постоянная.

Замыкает систему уравнений для трех переменных (P, ρ , g) логарифмическое уравнение состояния [12]:

$$P = K_0 \frac{\rho}{\rho_0} \ln \frac{\rho}{\rho_0}, \qquad (3)$$

где K_0 — модуль объемной упругости, ρ_0 — плотность при нулевом давлении.

Для учета скачка на границе ядро—мантия вводится поправка:

$$\rho(r) = \begin{cases} \rho + \delta \rho, & \text{если} \quad r \le c \\ \rho, & \text{если} \quad r > c. \end{cases}$$
(4)

Зная распределения (P, ρ , g), найдем адиабатическое распределение температуры:

$$T_{\rm ad}(r) = T_{\rm c}(c) \ e^{-\int_{c}^{\infty} \frac{\alpha g}{C_{\rm p}} du}, \tag{5}$$

где $T_c(c)$ – температура на границе r = c. Коэффициент объемного расширения α задан соотношением:

$$\alpha(r) = \frac{\gamma C_{\rm p} \rho_0}{K_0 \left(1 + \ln \frac{\rho}{\rho_0}\right)},\tag{6}$$

где $C_{\rm p}$ – удельная теплоемкость при постоянном давлении, γ – параметр Грюнайзена.

До появления твердого ядра, c = 0, $T_c(c) = T_c(0) = T_0$, где T_0 – температура в центре Земли. Значение T_0 находится из уравнения теплового баланса:

$$4\pi r_1^2 q_1 = -4\pi \int_0^{r_{\rm li}} C_{\rm p} \rho \frac{\partial T_{\rm ad}}{\partial t} r^2 dr = -\frac{\partial T_0 S}{\partial t}, \qquad (7)$$

где q_1 — плотность теплового потока на r_1 и

$$S(r_{1}) = \frac{4\pi}{C_{p}} \int_{0}^{r_{1}} e^{-\frac{1}{C_{p}} \int_{0}^{\sigma(a)g(a)da}} \rho r^{2} dr.$$
(8)

Рост твердого ядра начинается, когда температура станет меньше температуры кристаллизации:

$$T_{\rm s}(r) = T_{\rm s}^0 \left(\frac{\rho(r)}{\rho(c)}\right)^{2\left(\gamma - \frac{1}{3}\right)},\tag{9}$$

где T_s^0 — температура кристаллизации в центре ядра Земли. Кристаллизация начинается в центре ядра. Появление твердого ядра сводится к выполнению условия $T_c = T_0 = T_s(r)$ в центре r = c = 0. Далее, при росте твердого ядра, c > 0, температура кристаллизации дает значение для адиабаты на границе твердого ядра: $T_{ad}(c) = T_c(c) = T_s(c)$.

Положение границы твердого ядра с может быть найдено из баланса энергии:

$$Q_{\rm CMB} - Q_{\rm ICB} = Q_{\rm L} + Q_{\rm G} + Q_{\rm C},$$
 (10)

где Q_L , Q_G , Q_C — латентная теплота, изменение энергии, связанное с дифференциацией вещества и адиабатическое охлаждение соответственно. С левой стороны в (10) стоит разность тепловых потоков $Q_{\rm CMB} = 4\pi r_1^2 q_b$, $Q_{\rm ICB} = 4\pi c^2 q_c$ за единицу времени, входящих в адиабатическую область II, справа — скорость изменения энергий и теплот. Далее мы полагаем, что $Q_{\rm CMB} = Q_{\rm CMB}^0 - \lambda t$. Коэффициент λ выбран так, чтобы обеспечить уменьшение потока на 20% за 4.5 млрд лет. Для дальнейшего изложения удобно ввести переменные P_i :

$$Q_{\rm L} = \dot{c}P_{\rm L}, \quad Q_{\rm G} = \dot{c}P_{\rm G}, \quad Q_{\rm C} = \dot{c}P_{\rm C}. \tag{11}$$

Источник, связанный с латентной теплотой, равен

$$P_{\rm L}(c) = 4\pi\rho(c)c^2\delta ST_s(c), \qquad (12)$$

где δS — удельная энтропия кристаллизации.

Оценка изменения гравитационной энергии при росте твердого ядра [13] имеет вид:

$$Q_{\rm G}(c) = \frac{2\pi}{5} G M_0 \delta \rho \frac{c^3}{r_{\rm b}} \left(1 - \left(\frac{c}{r_{\rm b}}\right)^2 \right), \tag{13}$$

где $M_0 = \frac{4}{3} \pi \int_0^{r_b} \rho r^2 dr$ — масса ядра, величина постоянная в модели. Дифференцируя (13) по времени, получаем

$$P_{\rm G}(c) = \frac{2\pi}{5} G M_0 \delta \rho \frac{c^2}{r_{\rm b}} \left(3 - 5 \left(\frac{c}{r_{\rm b}} \right)^2 \right). \tag{14}$$

Изменение теплоты, связанное с адиабатическим охлаждением, дает следующий вклад в (10):

$$P_{\rm C} = -C_{\rm P} \pi \int_{c}^{r_{\rm I}} \rho \frac{\partial T_{\rm ad}}{\partial t} r^2 dr.$$
(15)

Уравнения (10)—(15) могут быть разрешены относительно производной по времени \dot{c} и про-интегрированы по времени¹.

Считая температуру непрерывной на границе c, получаем, что значение температуры $T_{\rm s}(c)$ является граничным условием на границе c для задачи теплопроводности внутри твердого ядра 0 < r < c(I) с движущейся границей c(t):

¹ Для вычислений удобно ввести переменную $f = c^3/3$, тогда $\dot{f} = c^2 \dot{c}$.

 T_0

 K_0

1	7	8
---	---	---

* *		
Название	Обозначение	Значение
гравитационная постоянная	G	$6.6873 \times 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг c}^2)$
коэффициент температуропроводности	k	$7 \times 10^{-6} \mathrm{m^2/c}$
параметр Грюнайзена	γ	1,5
радиус жидкого ядра	r _b	3480 км
удельная энтропия кристаллизации	δS	118 Дж/(кг К)
удельная теплоемкость	$C_{ m P}$	860 Дж/(кг К)
плотность при нулевом давлении	ρ ₀	7500 кг/м ³
скачок плотности на границе твердого ядра	δρ	500 кг/м ³
температура кристаллизации в центре	T_s^0	5270 K

Таблица 1. Параметры модели

начальная температура в центре модуль объемной упругости

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k\Delta T, \tag{16}$$

где k - коэффициент температуропроводности. В центре r = 0 имеем второе граничное условие $\frac{\partial T}{\partial r} = 0$. Совместное решение уравнений (1)–(16) дает распределение физических полей в областях I, II², см. значения параметров в табл. 1 и в работах [9, 10].

Течения жидкости в области II могут генерировать магнитное поле. На больших временах примем, что вся энергия магнитного поля превратится в тепло Q_1 , составив некоторую долю от полного потока Q_{СМВ}. Оценить Q_J из баланса энергий (10) нельзя, поскольку это уравнение не включает промежуточные формы энергии: т.е. не описывает появление конвекции в явном виде, возникновение магнитного поля с последующим превращением его в тепло. Для того, чтобы оценить $Q_{\rm I}$, кроме уравнения баланса энергии (10) используется дополнительное уравнение для энтропии [7, 8, 14], в которое $Q_{\rm J}$ входит в явном виде:

$$\frac{Q_{\rm CMB}}{T_{\rm CMB}} = \frac{Q_{\rm C}}{\overline{T}} + \Sigma + \frac{Q_{\rm J}}{T_{\rm D}} + \frac{1}{T_{\rm ICB}} (Q_{\rm L} + Q_{\rm ICB}), \qquad (17)$$

где до появления твердого ядра $Q_{\rm L} = Q_G = Q_{\rm ICB} = 0$. Вклад генерации энтропии адиабатой равен

Σ = $\int \kappa \left(\frac{\alpha g}{C_{\rm p}}\right)^2 dV_{\rm II}, \kappa$ – коэффициент теплопроводности, $V_{\rm II}$ – объем области II. $\overline{T} = V_{\rm II}^{-1} \int T_{\rm ad} dV_{\rm II}$ – средняя по объему температура. Обратим внимание, что $Q_{\rm G}$, напрямую не связанный с энтропией, не входит в (17). Величина температуры области диссипации магнитного поля $T_{\rm D}$: $T_{\rm ICB} < T_{\rm D} < T_{\rm CMB}$, выбрана по порядку величины, равной \overline{T} , до появления ядра и $\frac{\overline{T} + T_{\text{ICB}}}{2}$ – после его появления. Последнее отражает тот факт, что магнитное поле сконцентрировано вблизи твердого ядра. Все величины в (10), (17), кроме Q_1 , известны после решения (1)-(16).

6000 K

4.76 × 10¹¹ Па

Выражение для $Q_{\rm I}$, с учетом (10), (17), удобно записать в следующем виде:

$$Q_{\rm J} = T_{\rm D} \left[Q_{\rm CMB} \left(\frac{1}{T_{\rm CMB}} - \frac{1}{\overline{T}} \right) - \Sigma + (Q_{\rm L} + Q_{\rm ICB}) \left(\frac{1}{\overline{T}} - \frac{1}{T_{\rm ICB}} \right) + \frac{Q_{\rm G}}{\overline{T}} \right].$$
(18)

Как и прежде, второй член, содержащий $Q_{\rm L}$ и $Q_{\rm ICB}$, равен нулю при c = 0. За меру эффективности динамо-механизма примем отношение $\eta = Q_J / Q_{CMB}$. Обсуждение сходства и различия (18) с аналогичным выражением для цикла Карно можно найти в [7].

Решим обратную задачу для модели (1)-(18) методом Монте-Карло [9] на интервале времени 6 млрд лет и найдем такие Q_{CMB}^0 , T_0 и T_s^0 , лежащие в допустимых интервалах 7.6–30 ТВт, 5800–7000 К, 5100-5700 К соответственно, чтобы: 1) радиус твердого ядра при t = 4.6 млрд лет был максималь-

 $^{^{2}}$ В ходе эволюции возможно появление режимов, когда адиабатический тепловой поток вблизи мантии станет больше теплового потока на границе ядро-мантия. В этом случае конвекция прекратится. Подробнее с расчетами таких режимов можно ознакомиться в [9, 10]. Поскольку далее мы рассмотрим режим остывания без появления области III, мы не будем останавливаться на реализации этой возможности подробно.



Рис. 1. Поведение во времени теплот Q_G , Q_J , Q_L , потока Q_{ICB} и радиуса твердого ядра *с*.

но близок к современному значению $c_{\rm m} = 1220$ км; 2) средняя по времени омическая диссипация до и после появления твердого ядра $Q_{\rm J}^{\rm a}$, $Q_{\rm J}^{\rm b}$, соответственно, была больше некоторого заданного значения $Q_{\rm J}^{\rm 0}$; 3) отношение минимального значения диссипации $Q_{\rm J}^{\rm a}$, $Q_{\rm J}^{\rm b}$ к максимальному было в интервале ($R_{\rm min}$ -1). Для этого введем штрафную функцию $\Psi = 1 - e^{\frac{1}{3}(R_{\rm I}+R_{\rm 2}+R_{\rm 3})}$, где $R_{\rm i}$ определены следующим образом: $R_{\rm I} = \frac{|c-c_{\rm m}|}{c_{\rm m}}$. $R_{\rm 2} = 1$, если $Q_{\rm J}^{\rm a} < Q_{\rm J}^{\rm 0}$, или $Q_{\rm J}^{\rm b} < Q_{\rm J}^{\rm 0}$, в противном случае – $R_{\rm 2} = 0$. $R_{\rm 3} = 1$, если $\min(Q_{\rm J}^{\rm a}, Q_{\rm J}^{\rm b}) / \max(Q_{\rm J}^{\rm a}, Q_{\rm J}^{\rm b}) < < R_{\rm min}$, в противном случае – $R_{\rm 3} = 0$. Минимум функции Ψ будет соответствовать искомому решению.

Решение обратной задачи для $Q_J^0 = 0.5$ ТВт, $R_{\min} = 0.6$ методом Монте-Карло [9] дает $\Psi = 1.6 \times 10^{-4}$, $Q_{CMB}^0 = 18.9$ ТВт, $T_0 = 6681$ К, $T_s^0 = 5396$ К, и современный радиус ядра c = 1223 км. Выбор Q_J^0 основан на современных оценках энергии, требующейся для генерации магнитного поля [8]. Эволюция радиуса твердого ядра c и Q_i на интервале времени от появления жидкого ядра, t = 0, и до 6 млрд лет представлена на рис. 1. Настоящий момент времени соответствует t = 4.6 млрд лет. Модель позволяет сделать экстраполяцию на 1.4 млрд лет в будущее. Данный сценарий соответствует достаточно молодому твердому ядру, начавшемуся образовываться 1.4 млрд лет назад. В момент появления твердого ядра (t = 3.17 млрд лет) эффективность динамо η возрастает от 0.078 до 0.135, что связано с увеличение Q_J . Увеличение энергии Q_J , доступной для генерации магнитного

поля, происходит всего в 1.7 раза, что соответствует увеличению напряженности поля на 30%. Такое увеличение, если и является значимым с точки зрения палеомагнитных методов, то все же не является катастрофичным. Следует также отметить, что появление источников энергии вблизи границы твердого ядра $Q_{\rm I}$, $Q_{\rm G}$ приводит к изменению генерации магнитного поля, и требует решения уравнений динамо для более точной оценки напряженности магнитного поля на поверхности Земли. Выше мы лишь показали, что появление твердого ядра не обязательно приводит к существенному изменению напряженности магнитного поля. При имеющейся точности входных данных модели такой сценарий эволюции ядра вполне вероятен.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 19-47-04110.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Roberts P.H., King E.M. On the Genesis of the Earth's Magnetism // Rep. Prog. Phys. 2013. V. 76. P. 096801. https://doi.org/10.1088/0034-4885/76/9/096801
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Alfè D., Gillan M.J., Price G.D. Composition and Temperature of the Earth's Core Constrained by Combining ab initio Calculations and Seismic Data // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 91–98.
- Alfè D., Gillan M.J., Price G.D. Iron Under Earth's Core Conditions: Liquid-state Thermodynamics and High-pressure Melting Curve from ab initio Calculations // Phys. Rev. B. 2002.V. 65. P. 165118. https://doi.org/10.1103/PhysRevB.65.165118
- Gubbins D., Masters T.G., Jacobs J.A. Thermal Evolution of the Earth's Core // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1979. V. 59. P. 57–99.
- Labrosse S., Poirier J.P., Le Mouel J.-L. On Cooling of the Earth's Core // Phys. Earth Planet. Int. 1997. V. 99. P. 1–17.
- Braginsky S.I., Roberts P.H. Equations Governing Convection in Earth's Core and the Geodynamo // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1995. V. 79. P. 1–97. https://doi.org/10.1080/03091929508228992
- Labrosse S. Thermal and Magnetic Evolution of the Earth's Core // Phys. Earth Planet. Int. 2003. V. 140. P. 127–143. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.006
- Reshetnyak M. Yu. Inverse Problem for the Earth's Core Evolution Model // Russ. J. Earth Sci. 2020. V. 20. P. ES5007. https://doi.org/10.2205/2020ES000740

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

- 10. *Reshetnyak M*. Evolution of the Inner Core of the Earth: Consequences for Geodynamo // Magnetohydrodynamics. 2019. V. 55. № 1–2. P. 175–183. https://doi.org/10.22364/mhd.55.1-2.21
- Gubbins D., Thomson C.J., Whaler K.A. Stable Regions in the Earth's Liquid Core // Geophys. J. Int. 1982. V. 68. P. 241–251.
- 12. *Poirier J.-P., Tarantola A.A.* Logarithmic Equation of State // Phys. Earth Planet. Inter. 1998. V. 109. P. 1–8.
- Loper D.E. Structure of the Core and Lower Mantle // Adv. Geophys. 1984. V. 26. P. 1–34.
- 14. *Braginsky S.I.* Magnetohydrodynamics of the Earth's Core // Geomagn. Aeron. 1964. V. 4. P. 898–916.

INFLUENCE OF THE GROWTH OF THE EARTH' SOLID CORE ON THE EFFICIENCY OF GEODYNAMO

M. Yu. Reshetnyak^{*a,b,#*}

 ^a Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
 ^b Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation
 [#]E-mail: m.reshetnyak@gmail.com

Presented by Academician of the RAS O.A. Gliko November 16, 2020

The model of the Earth's core cooling, which describes the appearance of a solid core, is considered. The emergence of a solid core leads to increased convection due to the appearance of additional energy sources associated with crystallization of the core. At the same time, observations of the geomagnetic field do not register significant changes in the field strength in the past. In this work we solve the inverse problem for the core evolution model, based on the balance of energy and entropy, and find parameters at which the appearance of the solid core does not affect the amount of energy available for generating a magnetic field significantly.

Keywords: evolution of the Earth, liquid core, energy budget, entropy, geodynamo

———— МИНЕРАЛОГИЯ ————

УДК 550.4

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ УДАРНОГО ИСПАРЕНИЯ СЕРПЕНТИНИТА

© 2021 г. О. И. Яковлев¹, А. В. Мохов^{1,*}, Т. А. Горностаева¹, А. П. Рыбчук¹

Представлено академиком РАН Э.М. Галимовым 29.10.2020 г. Поступило 29.10.2020 г. После доработки 11.11.2020 г.

Принято к публикации 13.11.2020 г.

Приводятся экспериментальные данные ударного испарения серпентинита. Эксперимент проведен на двухступенчатой легко-газовой пушке при скорости соударения медного ударника с мишенью ~6 км/с. Испаренный материал в виде конденсатной пленки анализировался на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610. По данным анализа отношение Mg/Si в конденсате резко уменьшилось (в ~1.8 раза) по сравнению с исходным отношением в серпентинитовой мишени. Таким образом, показано, что при ударном испарении происходит глубокая дифференциация вещества – пар обогащается относительно летучим SiO₂, оставляя в остаточном расплаве менее летучий MgO.

Ключевые слова: ударное испарение, ударный эксперимент, конденсат, СЭМ, ЭДС, EBSD **DOI:** 10.31857/S2686739721020201

введение

На аккреционной стадии развития Земли ударно-взрывные процессы могли играть важную роль в дифференциации ее вещества. Однако вклад этих процессов в геохимию планеты практически не изучен. Одним из наиболее эффективных и быстро развивающихся методов их изучения является ударный эксперимент, проводимый на легко-газовых метательных установках (см., например, последние работы [1-3]). В публикациях зарубежных авторов основное внимание концентрируется на вопросах ударной дегазации водо-, карбонат- и сульфат-содержащих пород и минералов. При этом вопросы ударного испарения и конденсации силикатного вещества по причине отсутствия соответствующих экспериментальных методик не рассматриваются. Разработанные нами в 80-е годы приемы сбора сконденсированного пара и его анализа с последующим сравнением с исходным веществом мишени позволяют выйти из возникающих методических трудностей [4].

В настоящей статье мы представляем новые экспериментальные данные по ударному испарению серпентинита. Основная задача нашего исследования состояла в решении общей проблемы дифференциации силикатного вещества и, в частности, серпентинита при ударном испарении. Результаты данного исследования могут подсказать и общее направление возможной эволюции состава планеты на сталии глобальной метеоритной бомбардировки. Мишень из серпентинита была выбрана не случайно, так как это вещество близко к составу матрицы примитивных хондритов, где серпентин является главным минералом. Кроме того, серпентинит представляет собой водосодержащую породу и рассматривается как основной носитель воды в процессах ударной дегидратации [5]. Образец мишени имел состав (среднее из 3 анализов в мас. %): SiO₂ 37.3; TiO₂ 0.1; Al₂O₃ 0.6; FeO 6.9; MnO 0.1; MgO 39.1; СаО 0.6; Сг₂О₃ 0.2; п.п.п. 14.5; Сумма: 99.4. Для изучения тренда изменения состава при испарении мы использовали отношение Mg/Si, которое в исходном образце равнялось 1.57 (отношение в атомных процентах).

УДАРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ И МЕТОД АНАЛИЗА

Была проведена серия ударных экспериментов (более 20 выстрелов) на двухступенчатой легкогазовой пушке в НИИ механики МГУ с мишенями разного состава. Результаты одного из экспериментов представлены в настоящей статье. Выстрел был произведен медным сферическим ударником массой ~0.5 г со скоростью ~6 км/с. Полет ударника проходил в 13-ти метровой гер-

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: avm8okhov@gmail.com



Рис. 1. Схема ударной камеры.

метизированной баротрассе, заполненной воздухом при давлении $\sim 5 \times 10^3$ Па. Мишень из серпентинита в форме цилиндра высотой ~7 см и диаметром ~10 см устанавливалась в ударную камеру. Схема ударного эксперимента представлена на рис. 1. Ударник, попадая в камеру, разрушал мишень. При этом происходило дробление, плавление, испарение вещества мишени и ударника. Обломочный материал мишени был представлен фракциями от сантиметрового до субмикронного размера. В нем находились отдельные ошлакованные частицы размером ~1-5 мм, содержащие в виде включений ударное стекло. Медный ударник был полностью расплавлен и частично испарен. Для сбора испаренного вещества (конденсата) использовали металлические полированные



Рис. 2. Общий вид подложки с конденсатной пленкой (выделено окружностью). *1* – фиксирующий скотч; *2* – Си-подложка.

подложки из меди, закрытые диафрагмой, с отверстиями диаметром ~2 мм, и металлической сеткой для отсекания частиц пыли. Подложки устанавливались на расстоянии 6—8 см от места удара. Испаренное вещество достигало подложки и образовывало на его поверхности аморфную пленку конденсата мощностью ~0.1–0.2 мкм.

Продукты конденсации исследовались методами аналитической электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610. В качестве аналитического блока использовался энергодисперсионный спектрометр (ЭДС) "Oxford Aztec". Так как на подложке находился очень тонкий пленочный слой и часть падающего электронного пучка проходила сквозь вещество конденсата, возбуждая рентгеновское излучение в мишени, то в ЭДС-спектрах наблюдались пики Си различной интенсивности. Чтобы учесть погрешность анализа тонкопленочного образца на медной подложке, измеренные в конденсатах отношения Mg/Si сопоставлялись с таковыми на фрагментах различной толщины синтетического эталона флогопита, приклеенного на медную подложку. В результате сравнения вычислялся поправочный коэффициент, позволяющий внести поправку и выполнить корректный анализ конденсата. Были исследованы конденсаты на трех медных подложках. Пятно конденсата имело форму, близкую к окружности диаметром 1-2 мм (рис. 2).

Микроскопический осмотр конденсатной пленки показал, что ее поверхность преимущественно ровная, хотя в центральных зонах пятна наблюдались микрократеры, образовавшиеся от ударов проникших через защитную сетку отдельных пылевых частиц (рис. 3). Заметим, что микрократеры возникли при попадании пылевых частиц на уже образованное конденсатное покрытие, что свидетельствует о бо́льшей скорости распространения фронта пара относительно фронта пылевых частиц.


Рис. 3. Микрократеры на поверхности конденсатной пленки.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА И ВЫВОДЫ

На каждой из 3 подложек было выполнено 35, 27 и 33 анализа конденсатов. В результате усреднения аналитических данных отношения Mg/Si в них соответственно равнялись: 0.86, 0.84 и 0.86. Таким образом, отношение Mg/Si в конденсате резко уменьшилось (примерно в 1.8 раза) по сравнению с исходным отношением в серпентините, что свидетельствует о преимущественном испарении кремния по сравнению с магнием. Экспериментальные данные однозначно показали селективный характер испарения ударного расплава. Показано также, что при ударном испарении может происходить глубокое разделение вещества между паром и остаточным расплавом. Тем самым в общем виде получен ответ на важный вопрос, поставленный нами в начале статьи: каков тренд изменения состава задает ударное испарение силикатного расплава и, в частности, расплава серпентинита.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет бюджетных средств по госзаданию в рамках темы "Радиогенные и стабильные изотопы в исследовании эволюции внеземного вещества, мантии Земли и системы корамантия" 0137-2019-0015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Kurosawa K., Ohno S., Sugita S., Mieno T., Hasegawa S. Shock-induced Decarbonation in an Open System Using a 2-stage Light Gas Gun // 43rd Lunar and Planetary Science Conference. 2012. № 1730.pdf.
- Sommer F.D., Winkler R., Poelchau M.H., Deutsch A., Kenkmann T. Jetting in Experimental Impacts // 45th Lunar and Planetary Science Conference. 2014. № 1804.pdf.
- 3. Ramkissoon N.K., Price M.C., Kearsley A.T., Cole M.J., Burchell M.J. Examining Impact Induced Mineral Devolatilisation Using Raman Spectroscopy // 45th Lunar and Planetary Science Conference. 2014. № 1891.pdf.
- 4. Яковлев О.И., Файнберг В.С., Казначеев Е.А., Пилюгин Н.Н., Баулин Н.Н., Тихомиров С.Г. Экспериментальное изучение испарения при высокоскоростном ударе // Геохимия. 1988. № 12. С. 1698–1707.
- Lange M.A., Ahrens T.J. Impact Induced Dehydration of Serpentine and the Evolution of the Planetary Atmospheres // Journal of Geophysical Research. 1982. V. 87. S01. P. A451–A456.

EXPERIMENTAL STUDY OF IMPACT VAPORIZATION OF SERPENTINITE

O. I. Yakovlev^a, A. V. Mokhov^{b,#}, T. A. Gornostaev^b, and A. P. Rybchuk^b

^a Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

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

[#]E-mail: avm8okhov@gmail.com

Presented by Academician of the RAS E.M. Galimov October 29, 2020

Experimental data on impact vaporization of serpentinite are presented. The experiment was carried out using 2-stage light gas gun with impact velocity ~ 6 km/c. Copper with mass up to 0.5 g was used as projectile. Impact-generated vapor in the form of a condensate film was analyzed using a scanning electron JSM-5610. The analysis showed that the Mg/Si ratio in the condensate decreased sharply (by ~ 1.8 times) compared to the initial ratio in the serpentinite target. Thus, it is shown that the evaporation of the impact melt of the silicate target is selective: the vapor is enriched with relatively volatile SiO₂, leaving a relatively nonvolatile MgO in the residual melt.

Keywords: impact evaporation, impact experiment, condensate, SEM, EDS, EBSD

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 496, № 2, с. 184–188

———— СЕЙСМОЛОГИЯ ———

УДК 550.3

НАБЛЮДЕНИЕ В МОСКВЕ НАКЛОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ХОДЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 12 НОЯБРЯ 2017 г. НА ИРАНО-ИРАКСКОЙ ГРАНИЦЕ

© 2021 г. И. М. Алёшин^{1,*}, С. Д. Иванов¹, Ф. В. Передерин¹, Г. М. Стеблов¹, К. И. Холодков¹, И. А. Широков¹

> Представил академик РАН А.О. Глико 15.11.2020 г. Поступило 15.11.2020 г. После доработки 15.11.2020 г. Принято к публикации 17.11.2020 г.

Представлено описание наблюдения остаточного наклона, вызванного удаленным землетрясением. Результаты статического и динамического моделирования события согласуются с измеренными значениями. Обсуждаются условия, при которых возможно наблюдать остаточные деформации телесейсмических событий и перспективы применения наклономерной сети для мониторинга сейсмоактивных районов.

Ключевые слова: остаточный наклон, лапласово смещение, наклономер **DOI:** 10.31857/S2686739721020031

Первые наблюдения остаточного смещения, вызванного удаленным землетрясением, описаны в середине прошлого века. В работах [1–3] измерения велись на наклономерах. Пресс [4] наблюдал на Гавайях остаточную деформацию, вызванную землетрясением на Аляске. Так как помимо наклономеров использовался деформограф, то кроме остаточного наклона была зафиксирована также остаточная деформация. Для интерпретации наблюдений были использованы формулы для статической функции Грина полупространства, полученные в работах [5, 6] на основе дислокационной модели очага землетрясения [7].

Наиболее полное и всестороннее изучение процессов формирования остаточных смещений на основе дислокационной теории очага [7] выполнено Грайзером. В статье [8] было продемонстрировано, что форма возмущения в *P*-волне представляет собой суперпозицию квазипериодического сигнала и ступенчатого смещения U_{P0} . Аналогично, в *S*-волне также имеется постоянная составляющая U_{S0} . Кроме того, перед вступлением поперечной волны отмечается одностороннее длиннопериодное движение U_L (согласно введенному Г.А. Гамбурцевым в работе [9] понятию "лапласово смещение").

С удалением от очага величина постоянного смещения затухает обратно пропорционально квадрату расстояния [8]. Кроме того, эффект может быть замаскирован длиннопериодными возмущениями, например, фазой W [10]. Поэтому для экспериментального наблюдения остаточного смещения на телесейсмических расстояниях необходимо одновременное выполнение ряда условий. Во-первых, запись должна вестись устройством с достаточно хорошей разрешающей способностью. Во-вторых, регистрировать следует именно компоненты смещения, а не их производные по времени. В-третьих, землетрясение должно быть достаточно сильным, при этом ориентация нодальных плоскостей по простиранию на земной поверхности должна значимо отличаться от направления из эпицентра на пункт регистрации. В совокупности одновременное соблюдение приведенных условий существенно повышает возможность экспериментального наблюдения остаточного смешения на телесейсмических расстояниях. Ниже рассмотрено проявление одного из таких редких событий: наблюдения в Москве остаточного смещения, вызванного землетрясением магнитудой Mw = 7, произошедшего 12 ноября 2017 г. вблизи ирано-иракской границы.

На рис. 1 показаны записи иракского землетрясения, произошедшего 12 ноября 2017 г. вблизи города Халабия, Ирак. Согласно каталогу Гео-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия *e-mail: ima@ifz.ru



Рис. 1. Запись иракского землетрясения, 12 ноября 2017 г., на наклономерах НШ-11 (вверху) и НШ-12 (внизу). Время отсчитывается от вступления *P*-волны. *N* и *E* – компоненты наклона север—юг и восток—запад; *P*, *S* и *R* – вступления объемных телесейсмических волн и поверхностная волна Рэлея.

логической службы США¹ (*USGS*) магнитуда землетрясения составила 7.3, координаты эпицентра – 34.911° с.ш., 45.959° в.д., глубина – 19 км. Эпицентральное расстояние от пункта наблюдения в г. Москве равно приблизительно 21.6 град (≈2400 км). Тип смещения в очаге – чистый взброс.

Регистрация велась двумя высокочувствительными наклономерами серии НШ (наклономер штольневый). Приборы установлены на заглубленных постаментах в специально оборудованном подвальном помещении Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН [11]. Наклономеры этой серии разработаны в Особом конструкторском бюро ИФЗ АН СССР и к моменту их создания (середина 1990-х годов) обладали уникальными характеристиками. Текущий установленный диапазон измеряемых наклонов составляет $\pm 1 \times 10^{-4}$ рад с погрешностью 5 × 10⁻¹⁰ рад (один из двух диапазонов, в которых работает прибор с различной точностью). Диапазон измеряемых частот составляет от 0 до 0.005 Гц, дрейф нуля – 2.4×10^{-6} рад. В конце 2016 г. для этих наклономеров была реализована современная система регистрации [11], которая, помимо прочего, включает ведение архива измерений в формате *miniSEED* и обеспечения доступа к файлам по протоколу *HTTP*².

Оба наклономера отчетливо зафиксировали основные телесейсмические фазы: продольную *P*, поперечную *S* и рэлеевскую *R*. Кроме того, на записях обоих приборов присутствует постоянная составляющая. Однако, несмотря на сходство, записи НШ-11 и НШ-12 содержат ряд существенных отличий. Во-первых, между вступлениями волн *P* и *S* на обеих компонентах НШ-11 присутствует сильное периодическое возмущение. На записях НШ-12 такого сигнала нет. Во-вторых, по графикам видно, что величина N-компоненты постоянного наклона НШ-11 положительна, а НШ-12 — отрицательна. Наконец, модуль постоянного смещения, рассчитанного по записям наклономера НШ-11, многократно превыша-

¹ Адрес ссылки на метаданные события https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000bmcg/executive

 $^{^2}$ Архив доступен по адресу: http://data.ifz.ru/data/IPE-NSH

АЛЁШИН и др.

	<i>U_E</i> , см	<i>U_N</i> , см	<i>U_Z</i> , см	α_E , рад	α _{<i>N</i>} , рад	λ, град
Ι	-0.20×10^{-3}	-0.17×10^{-3}	-0.20×10^{-3}	-0.22×10^{-9}	-0.2×10^{-9}	310
Π	-0.23×10^{-3}	-0.22×10^{-3}	-0.22×10^{-3}	-0.40×10^{-9}	-0.07×10^{-9}	314

Таблица 1. Компоненты смещения (U) и углов наклона (α), рассчитанных по параметрам очага ирано-иракского землетрясения. В последней колонке приведены азимуты плоскости наклона (λ)

ет соответствующую величину, зафиксированную прибором НШ-12.

Последующие оценки показали, что ни большие значения постоянного наклона, ни указанные выше периодические возмущения, зафиксированные НШ-11, не согласуются с модельными расчетами. Наиболее вероятная причина этих эффектов — электромагнитная помеха в цепи регистрации этого устройства. Поэтому в дальнейшем обсуждении мы будем опираться только на данные прибора НШ-12.

В табл. 1 представлены величины остаточных смещений и углов наклона, рассчитанных по конечной модели очага для каждой из нодальных плоскостей, согласно фокальному механизму рассматриваемого землетрясения из каталога USGS. Расчет был выполнен для модели *PREM* [12] методом, описанным в работе [13]. Отметим, что проекция наклона на ось E положительна, а на ось N — отрицательна, что согласуется с записями наклономера HШ-12 (рис. 1). Абсолютные величины проекций согласуются по порядку величины с теоретическими значениями.

Азимут плоскости остаточного наклона λ , определенный по модельным смещениям, составил приблизительно $\lambda \approx 310^{\circ}$ (см. табл. 1), что также согласуется с измеренным значением этого угла (он оказался равным приблизительно 320°). На рис. 2 показаны компоненты смещения, рассчитанные по механизму очага рассматриваемого события (согласно данным USGS) и развернутые на угол λ . Вычисления проводились с помощью библиотеки *Instaseis*, с использованием модели



Рис. 2. SYN — синтетические сейсмограммы, компоненты смещения на горизонтальные оси, в системе координат, развернутой вокруг вертикальной оси на угол λ . Для удобства сравнения с записями наклона знак компонент изменен на противоположный. Для иллюстрации присутствия остаточного смещения на вставке изображена та же *R*-компонента, но в увеличенном масштабе. НШ-12 — запись наклономера НШ-12 после низкочастотной фильтрации (20 с) и разворота на тот же угол. В такой системе координат постоянное смещение присутствует только на компоненте *R*.

186

187

пересчитаны в систему координат (R, T) поворотом на угол λ . Ось *R* образована проекцией смещения на горизонтальное сечение плоскости наклона, ось *Т* перпендикулярна к *R* и вертикали. На этом же рисунке приведены зарегистрированные компоненты наклона после разворота на тот же угол λ . Остаточное смещение на *R*-компоненте в этом случае достигает максимальной величины (полного наклона), на Т-компоненте остаточное смещение не отмечается.

Возможность регистрации статического смещения на значительном по величине эпицентральном расстоянии, превышающем 2000 км, стало результатом благоприятного сочетания ряда факторов: во-первых, высокая магнитуда сейсмического события и мелкофокусный очаг; вовторых, фокальный механизм, соответствующий чистому взбросу, наиболее эффективно проявляющийся в виде наклонных деформаций сплошной срелы: в-третьих. амплитулно-частотные характеристики прибора, позволяющие фиксировать крайне малые относительные смещения подстилающих слоев земной поверхности.

В отношении чувствительности наклономерных измерений следует заметить, что погрешность измерений для использованных приборов составила, примерно, 0.1 максимальной амплитуды колебательного процесса и сопоставима по порялку величины с остаточным смешением. В то же время точность смещений земной поверхности, регистрируемая спутниковыми геодезическими методами, ограничена величиной порядка 1 мм, так что величина ожидаемого сигнала для рассмотренного события составила бы. примерно, 0.001 от погрешности таких наблюдений. Кроме того, заметное преимущество наклономерных измерений по сравнению с сейсмометрией состоит в частотной характеристике наклономеров, которая практически не ограничена в низкочастотной области, что позволяет уверенно регистрировать остаточные смещения. При этом схожие по частотной характеристике деформографы представляют собой весьма громоздкие установки, требующие значительных усилий по обслуживанию и эксплуатации.

Указанные сопоставления говорят о перспективности развития сети наклономерных наблюдений, возможно, с меньшей чувствительностью, вблизи сейсмоопасных регионов, в пределах от нескольких сотен до тысячи километров от возможных очаговых зон.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Nishimura E. On Some Destructive Earthquakes Observed with the Tiltmeter at a Great Distance (Study on Some Phenomena Foretelling the Occurrence of Destructive Earthquakes) // Bulletins - Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. 1953. V. 6. P. 1-15.
- 2. Tomaschek R. Earth Tilts in the British Isles Connected with Far Distant Earthquakes // Nature. 1955. V. 176. P. 24–25.
- 3. Бончковский В.Ф. Деформации земной поверхности, сопровождающие некоторые катастрофические, далекие землетрясения // Известия Академии наук СССР. Серия геофизическая. 1962. № 2. C. 190-193.
- 4. Press F. Displacements, Strains, and Tilts at Teleseismic Distances // Journal of Geophysical Research. 1965. № 10. V. 70. P. 2395–2412.
- 5. *Chinnerv M.A.* The Deformation of the Ground around Surface Faults // Bulletin of the Seismological Society of America. 1961. № 3. V. 51. P. 355-372.
- 6. Maruyama T. Statical Elastic Dislocations in an Infinite and Semi-infinite Medium // Bulletin of the Earthquake Prevention Research Institute of the University of Tokyo, 1964.
- 7. Введенская А.В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956. № 3. С. 277-284.
- 8. Грайзер В.М., Шебалин Н.В. Волновое поле вблизи разрыва и оценка параметров источника // Доклады Академии наук СССР. 1983. № 3. Т. 268. С. 579-583.
- 9. Гамбурцев Г.А. О волнах, вызванных движущимся источником в твердой упругой среде // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1946. № 1. Т. 10. С. 31-43.
- 10. Kanamori H. W phase // Geophysical Research Letters. 1993. № 16. V. 20. P. 1691–1694.
- 11. Алешин И.М., Иванов С.Д., Корягин В.Н., Кузьмин Ю.О., Передерин Ф.В., Широков И.А., Фаттахов Е.А. Оперативная публикация данных наклономеров серии НШ на основе протокола SeedLink // Сейсмические приборы. 2017. № 3. Т. 53. С. 31-41. https://doi.org/10.21455/si2017.3-3
- 12. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. № 4. P. 297-356.
- 13. Pollitz F.F. Coseismic Deformation from Earthquake Faulting on a Layered Spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 1-14.
- 14. van Driel M., Krischer L., Stähler S.C., Hosseini K., Nissen-Meyer T. Instaseis: Instant Global Seismograms Based on a Broadband Waveform Database // Solid Earth. 2015. V. 6. P. 701-717. https://doi.org/10.5194/se-6-701-2015

³ Для расчета использовались данные PREM 20, представленные на сайте проекта Instaseis: https://instaseis.net

OBSERVATION OF TILT DEFORMATIONS IN MOSCOW AFTER NOVEMBER 12, 2017 IRAN-IRAQ EARTHQUAKE

I. M. Aleshin^{*a*,#}, S. D. Ivanov^{*a*}, F. V. Perederin^{*a*}, G. M. Steblov^{*a*}, K. I. Kholodkov^{*a*}, and I. A. Shirokov^{*a*}

^a Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]e-mail: ima@ifz.ru

Presented by Academician of the RAS A.O. Gliko November 15, 2020

In this article we describe the observation of residual tilt after a teleseismic earthquake. We tested static and dynamic models and both agree very well with the observation. Discussion includes conditions that make observations of residual deformations of teleseismic events possible and the prospects for using the tiltmeter network for monitoring seismically active regions.

Keywords: residual tilt, Laplace shift, tiltmeter, inclinometer

УДК 551.581:551.465:551.583

ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМОВ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ ПО МОДЕЛЬНЫМ РАСЧЕТАМ

© 2021 г. Академик РАН И. И. Мохов^{1,2,3,*}, Ф. А. Погарский¹

Поступило 08.09.2020 г. После доработки 23.09.2020 г. Принято к публикации 11.11.2020 г.

Проведен анализ характеристик активности морского волнения в Арктическом бассейне с использованием модели WAWEWATCH III и результатов расчетов морских льдов и ветра в атмосфере с ансамблем глобальных климатических моделей CMIP5. Сделана оценка относительной роли ветровых волн и зыби в общей активности морских волн в Арктическом бассейне по модельным расчетам в сопоставлении с полученными с использованием данных реанализа и спутниковых данных. Получены оценки возможных изменений морского волнения, сопровождающих значительное уменьшение протяженности морских льдов в Арктике по модельным расчетам для XXI века при разных сценариях антропогенных воздействий. Отмечены особенности различных режимов морских волн в Арктическом бассейне с оценкой роли ветровых волн, зыби, их взаимодействия, режимов хаотичного волнения типа волновой толчеи.

Ключевые слова: Арктический бассейн, изменения климата, морское волнение, моделирование, ветровые волны, зыбь, режимы волновой толчеи **DOI:** 10.31857/S2686739721020134

введение

В последние десятилетия отмечено значительное сокращение общей протяженности морских льдов в Арктике. Это имеет существенное значение для развития арктической транспортной системы и работы на шельфе [1-4]. При отступлении морских льдов возрастает риск увеличения морского волнения [5-10]. В связи с этим необходим разносторонний анализ режимов морского волнения в различных арктических акваториях с оценкой, наряду с ветровым волнением, эффектов зыби и эффектов типа волновой толчеи. Зыбь – компоненты волнения без притока энергии от ветра (после ослабления или изменения направления ветра, либо дошедшие из другой акватории с сильным волнением). Волны зыби могут распространяться на достаточно большие расстояния и, будучи сформированными в удаленных морских бассейнах, могут влиять на режим мор-

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова

Российской академии наук, Москва, Россия

² Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Московский физико-технический институт, Москва, Россия ских волн в акваториях Арктического бассейна. Толчея — волновой режим с беспорядочным (хаотичным) волнением, связанный с взаимодействием разнонаправленных систем ветровых волн и зыби.

Цель данной работы — анализ разных режимов морского волнения в Арктическом бассейне и их изменений при возможных изменениях климата в XXI веке на основе модельных расчетов, в том числе анализ вклада ветровых волн и волн зыби в волновую активность в Арктическом бассейне.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Характеристики ветровых волн в арктическом бассейне анализировались с использованием двумерной спектральной численной модели морского волнения третьего поколения WAWEWATCH III (версия 5.16) [11]. Численное моделирование выполнялось для области к северу от 50° с.ш. с пространственным разрешением 1° по долготе и 0.5° по широте. В качестве форсинга для модели WAVEWATCH III использовались поля концентрации морских льдов и приповерхностного ветра по расчетам с ансамблем 11 глобальных климатических моделей CMIP5 при разных сценариях: историческом (historical) сценарии для периода

^{*}E-mail: mokhov@ifaran.ru

1990—2005 гг. и сценариях семейства RCP (RCP 4.5 и RCP 8.5) при различных антропогенных воздействиях для периода 2006—2100 гг. [10] (см. также [4, 12, 13]).

В данной работе, в частности, представлены результаты расчетов с климатическими моделями ACCESS1-3 (с пространственным разрешением $1.25^{\circ} \times 1.875^{\circ}$) и inmcm4 3 (с пространственным разрешением $1.5^{\circ} \times 2^{\circ}$) из ансамбля климатических моделей CMIP5 [14]. При отборе моделей учитывалась степень соответствия модельных расчетов современным данным для климатических характеристик в Арктическом бассейне (включая сплоченность морских льдов и высоту морских волн), а также их изменениям в начале XXI века [10].

В числе анализируемых характеристик морских волн — их значительная высота, значительная высота волн зыби, повторяемость режимов толчеи и оценки энергии морских волн. Для разделения компонент волнения использовалась встроенная в программный пакет модели WAVE-WATCH III соответствующая автоматическая процедура [11]. В данной работе режим толчеи волн определялся с учетом превышения общей значительной высоты волн 2.5 м (бурное волнение) и наличия двух систем волн, направленных навстречу друг к другу, со значительными высотами этих двух систем волн, отличающимся менее чем в два раза.

Энергия волн определялась интегрированием по спектру. Акватории с покрытием льдом более чем на 75% в расчетах не учитывались, покрытые морским льдом менее чем на 25% считались открытой водой. В диапазоне 25—75% учитывалось затухание волн на несплошном льду. Полная энергия волн в океане рассчитывалась интегрированием по площади плотности энергии волн во всех расчетных точках модели, где покрытие льдом не превышает 75%.

При анализе использовались различные данные реанализа, включая ERA-Interim (https:// www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim) и NCEP/NCAR CFSR (https:// climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr), и спутниковые данные (ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/swath/ altimeters/waves/).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты анализа численных расчетов с ансамблем климатических моделей в рамках международного проекта CMIP5 свидетельствуют о способности лучших современных моделей достаточно адекватно воспроизводить протяженность арктических морских льдов и изменении положения их границы в последние десятилетия в сопоставлении с данными спутниковых наблюдений [3, 4, 10, 15].

В [10] анализировались результаты различных модельных расчетов для положения кромки морских льдов (с концентрацией ≥25%) в Арктическом бассейне для периода 2006-2016 гг. и его изменений относительно периода 1990-2005 гг. в сопоставлении со спутниковыми данными. Модельные расчеты при историческом сценарии для периода 1990-2005 гг. были дополнены соответствующими модельными расчетами для периода 2006-2016 гг. при сценарии RCP 4.5. Анализ расчетов с 11 моделями ансамбля СМІР5 выявил, в частности, вполне адекватное согласие со спутниковыми данными региональных особенностей расположения кромки морских льдов и ее изменения в последние десятилетия для моделей ACCESS1-3 и inmcm4.

Аналогичное сравнение проведено для значительных высот морских волн в Арктике в сентябре по расчетам с волновой моделью WAVEWATCH III при климатических изменениях (включая концентрацию морских льдов и приповерхностный ветер) по расчетам с глобальными климатическими моделями ансамбля CMIP5, а также с использованием данных реанализа CFSR и ERA-Interim и спутниковых данных для периода 1990-2005 гг. Некоторые различия в сравнении со спутниковыми данными связаны с неопределенностью, присущей продуктам спутниковых наблюдений. В частности, анализ с учетом времени и локации спутниковых измерений свидетельствует [10] о хорошем согласии региональных особенностей для значительной высоты морских волн, определенных на основе данных реанализа и спутниковых данных. В сравнении с оценками, полученными по данным спутниковых наблюдений и реанализа, в целом адекватно воспроизводятся региональные особенности для значительной высоты волн в Арктическом бассейне, в частности в сентябре, по расчетам с моделями ACCESS1-3 и inmcm4.

На рис. 1 представлены средние изменения значительной высоты морских волн, значительной высоты зыби и повторяемости толчеи волн к концу XXI века (2091–2100 гг.) при сценарии RCP 8.5 относительно периода 1990–2005 гг. WAVEWATCH III по расчетам с моделью морского волнения WAVEWATCH III при климатических изменениях (включая концентрацию морских льдов и приповерхностный ветер) по расчетам с глобальными климатическими моделями ACCESS1-3 (а, в, д) и inmcm4 (б, г, е).

Полученные результаты с использованием расчетов с глобальными климатическими моделями из ансамбля СМІР5 при историческом (historical) и RCP сценариях подтверждают ранее полученные результаты с использованием расчетов



Рис. 1. Изменения значительной высоты волн, м (а, б), значительной высоты зыби, м (в, г) и возникновения толчеи волн, количество случаев в год (д, е) в конце XXI века (2091–2100 гг.) по сценарию RCP8.5 относительно периода 1990–2005 гг., по результатам моделирования WaveWatch III с климатическим форсингом (концентрация морского льда и приземный ветер), полученным на основе моделирования с двумя глобальными климатическими моделями: ACCESS1-3 (а, в, д) и inmcm4 (б, г, е).

с региональной климатической моделью HIRHAM при сценарии умеренных антропогенных воздействий семейства SRES [7, 8]. Значительная высота волн и ее экстремальные значения увеличиваются в разных акваториях Арктического бассейна при сокращении протяженности морских льдов в XXI веке. Противоположная тенденция с некоторым снижением высоты волн проявляется для атлантического сектора Арктического бассейна.

Результаты модельных расчетов свидетельствуют о сложной реакции морских волн в Арктическом бассейне на совместные изменения приповерхностного ветра и протяженности морских льдов при изменениях климата. Модельные прогностические оценки с пространственно-неоднородными изменениями морского волнения в Арктическом бассейне были позднее подтверждены [10]. По спутниковым данным и данным анализа, качественный переход к региональным режимам, прогнозируемым по модельным расчетам, уже начал проявляться со второй половины первого десятилетия XXI века (см. также [15]). Согласно рис. 1 аналогичные эффекты проявляются и для режимов зыби.

Особые эффекты связаны с взаимодействием ветровых волн и зыби с сопоставимой высотой, распространяющихся в разных направлениях (волновой режим толчеи). Согласно полученным модельным оценкам, можно ожидать увеличение повторяемости подобных явлений в Гренландском море и уменьшение в Норвежском и Баренцевом морях в XXI веке, в частности при сценарии RCP 8.5.

Наряду с оценками изменений разных видов морского волнения в различных акваториях Арктического бассейна получены модельные оценки изменений энергии морского волнения в целом для Арктического бассейна и изменений плотности энергии морского волнения на единицу площади.

На рис. 2 показан годовой цикл полной энергии ветровых волн E_{TOT} в Арктическом бассейне



Рис. 2. Годовой ход полной энергии ветровых волн E_{TOT} в Арктическом бассейне по модельным расчетам при историческом сценарии и сценарии RCP 8.5 для двух периодов (1990–2005 гг. и 2091–2100 гг.) с нормированием на среднегодовую величину энергии морских волн для периода 1990–2005 гг. Тонкие линии соответствуют расчетам с моделями ACCESS1-3 и іптст4, жирные линии соответствуют средним значениям для двух моделей. Пунктирные линии (1) соответствуют периоду 1990–2005 гг., сплошные линии (2) соответствуют периоду 2091–2100 гг.

по модельным расчетам при историческом сценарии и сценарии RCP 8.5 для двух периодов (1990—2005 гг. и 2091—2100 гг.) с нормированием на среднегодовую величину энергии морских волн $\overline{E_{\text{TOT}_{hist}}}$ для периода 1990—2005 гг. Согласно модельным расчетам, следует ожидать общего увеличения суммарной энергии морских волн в Арктическом бассейне в XXI веке для всех месяцев.

Согласно рис. 2, наибольшие изменения энергии ветровых волн в XXI веке при сценарии RCP 8.5 проявляются в холодные месяцы года – в конце осени и зимой. Наименьшие изменения проявляются в конце весны и начале лета.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные оценки характеризуют реакцию морского волнения в арктическом бассейне на одновременные изменения режимов морских льдов и приповерхностного ветра с использованием результатов расчетов с климатическими моделями из ансамбля СМІР5 при сценариях RCP для XXI века. Согласно модельным результатам в условиях глобального потепления с уменьшением протяженности морских льдов следует ожидать общего увеличения значительной высоты волн в арктическом бассейне. Подобная тенденция ожидается и для экстремальных значений высот морских волн в арктических акваториях. Противоположная тенденция, с уменьшением высоты морских волн, проявляется для атлантического сектора Арктического бассейна. Впервые

на фоне региональных особенностей ветровых волн получены оценки для режимов зыби и волновой толчеи, и их изменений при возможных изменениях климата в XXI веке.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена в рамках тематики проекта РНФ 18-47-06203. Анализ региональных особенностей климатической изменчивости с использованием модельных расчетов проводился в рамках проекта РНФ 19-05-00240. Особенности изменений режима морских льдов в Арктике оценивались в рамках тематики проекта РФФИ 18-05-60111.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Khon V.C., Mokhov I.I., Latif M., Semenov V.A., Park W.* Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the Twenty First Century // Clim. Change. 2010. V. 100. P. 757–768.
- 2. *Мохов И.И.* Современные изменения климата Арктики // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5-6. С. 478-484.
- 3. *Khon V.C., Mokhov I.I., Semenov V.A.* Transit Navigation through Northern Sea Route from Satellite Data and CMIP5 Simulations // Environ. Res. Lett. 2017. V. 12. 024010.
- 4. Кибанова О.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Хон В.Ч. Изменения продолжительности навигационного периода Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей: байесовские оценки // ДАН. 2018. Т. 481. № 1. С. 88–92.
- Overeem I., et al. Sea Ice Loss Enhances Wave Action at the Arctic Coast // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L17503. https://doi.org/10.1029/2011GL048681
- Young I.R., Zieger S., Babanin A.V. Global Trends in Wind Speed and Wave Height // Science. 2011. V. 332 (6028). P. 451–455.
- 7. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Тенденции климатических изменений в высоких широтах Северного полушария: Диагностика и моделирование // Лед и снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
- Khon V., Mokhov I.I., Pogarskiy F., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., Matthes H. Wave Heights in the 21 Century Arctic Ocean Simulated with a Regional Climate Model // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41 (8). P. 2956–2961.
- Liu Q., Babanin A.V., Zieger S., et al. Wind and Wave Climate in the Arctic Ocean as Observed by Altimeters // J. Climate. 2016. V. 29. P. 7957–7975.
- Pogarskiy F., Khon V., Mokhov I. Changes in the Arctic Basin Wave Characteristics from CMIP5 Simulations for the 21st Century // Geophys. Res. Abs. 2019. V. 21. EGU2019-14965.
- The WAVEWATCH III Development Group (WW3DG) User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III Version 5.16. Tech. Note 329,

NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA/ Technical note, MMAB Contribution. 2016. 361 p.

- Dobrynin M., Murawsky J., Yang S. Evolution of the Global Wind Wave Climate in CMIP5 Experiments // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39 L18606. https://doi.org/10.1029/2012GL052843
- 13. Wang M., Overland J.E.E. A Sea Ice Free Summer Arctic within 30 Years - an Update from CMIP5 Models //

Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L18501. https://doi.org/10.1029/2012GL052868

- Knutti R., Masson D., Gettelman A. Climate Model Genealogy: Generation CMIP5 and how we Got There // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1194–1199.
- Мохов И.И. Оценка способности современных климатических моделей адекватно оценивать риск возможных региональных аномалий и тенденций изменения // ДАН. 2018. Т. 479 (4). С. 452–455.

CHANGES OF SEA WAVES CHARACTERISTICS IN THE ARCTIC BASIN FROM MODEL SIMULATIONS FOR THE 21ST CENTURY

Academician of the RAS I. I. Mokhov^{*a,b,c,#*} and F. A. Pogarskiy^{*a*}

^a A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation ^b Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation ^c Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: mokhov@ifaran.ru

A significant reduction of the Arctic sea ice extent enhances the sea waves activity in the Arctic Ocean. In this paper we analyze characteristics of wind waves activity in the Arctic basin using the WAWEWATCH III model simulations forced by wind and sea ice fields derived from the CMIP5 global climate models under different scenarios. A relative contribution of wind seas and swells to the total sea waves activity in the Arctic basin from model simulations is assessed and compared to that based on reanalysis data and satellite observations. Possible changes of sea waves characteristics from model simulations for the 21st century with anthropogenic scenarios are estimated. Regional estimates of various states of sea waves in the Arctic basin (such as wind seas, swells and their interaction, chop-like events) are performed.

Keywords: Arctic basin, climate change, sea waves, modeling, wind waves, swells, chop-like events

УДК 551.465.62 (262.5)

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМОКЛИНА В ЗОНЕ ДЕЙСТВИЯ ОСНОВНОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ

© 2021 г. А. А. Сизов¹, Т. М. Баянкина^{1,*}, Н. Е. Лебедев¹

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 13.08.2020 г. Поступило 14.08.2020 г. После доработки 19.10.2020 г. Принято к публикации 11.11.2020 г.

Использование данных дрифтерного эксперимента в зоне действия Основного черноморского течения (ОЧТ) позволило получить предварительные оценки реакции термоклина на изменяющуюся скорость течения. Найдено, что рост скорости ОЧТ приводит к заглублению термоклина с одновременным уменьшением его толщины и ростом градиента температуры в нем. Уменьшение скорости ОЧТ вызывает подъем термоклина на меньшие глубины, сопровождающийся увеличением его толщины и градиента температуры в нем. Приводятся предварительные соображения о возможном механизме такого процесса.

Ключевые слова: термоклин, геострофическая скорость, Основное черноморское течение, субрегион **DOI:** 10.31857/S2686739721020183

В зимний сезон Основное черноморское течение (OЧT) интенсифицируется [1-3], а конвекция и турбулентное перемешивание завершают формирование максимального по глубине верхнего квазиизотермического слоя. Проходящие в нем процессы определяют изменение глубины залегания термоклина [2, 5, 6]. Основными факторами, изменяющими характеристики термоклина в зоне действия ОЧТ в зимний сезон, являются ОЧТ и циклонические круговороты в западной и восточной частях моря, а также вихри обоих знаков на границах ОЧТ [2-4]. Невыясненной остается изменчивость характеристик термоклина в фазы интенсификации и ослабления ОЧТ, что очень важно для оценок турбулентного перемешивания в нем и формирования холодозапаса в холодном промежуточном слое. Поэтому предлагаемая работа посвящена исследованию реакции термоклина на изменяющуюся скорость ОЧТ.

Материалом для исследования послужили данные, полученные с термокос дрейфующих буев (дрифтеров) [7] в течение эксперимента 2012— 2014 гг. Термодатчики находились на глубинах 0.2; 10.0; 12.5; 15.0 м и далее через 5 м до 80 м. [7]. Были отобраны четыре участка (субрегиона), где дрифтеры находились со второй половины декабря по март (гидрологическая зима) в основной струе ОЧТ и не были захвачены синоптическими или мезомасштабными вихрями (рис. 1). Субрегионы располагались: 1 – в южной ветви ОЧТ (время нахождения дрифтера 17–22.01.2013, 26.01–10.02.2014), 2 – в восточной ветви (4– 12.03.2013), 3 – у южного берега Крыма (ЮБК) (26–31.03.2013), 4 – в северной ветви ОЧТ (18– 31.12.2012).

Указанные временные интервалы обусловлены тем, что геострофическая V_g и поверхностная V_s скорости, использовавшиеся для оценки реакции термоклина, регулярно рассчитываются по



Рис. 1. Траектории дрифтеров: с 14.12.2012 по 31.03.2013 — сплошная линия, с 01.01.2014 по 10.02.2014 — точечная. Цифрами обозначены номера субрегионов.

¹ Федеральный исследовательский центр "Морской гидрофизический институт Российской академии наук", Севастополь, Россия

^{*}*E*-mail: bayankina_t@mail.ru





Рис. 2. Связь аномалии глубины термоклина Z', м/с: V'_g , м/с (a); $\Delta Z'$, м (б); ($\Delta T/\Delta Z$)', °С/м (в).

спутниковым данным [8, 9] со второй половины 2011 г. Данные по V_g и V_s брались из Банка океанографических данных МГИ, частично представленных на портале сайта МГИ (mhi-ras.ru).

Изменяющаяся скорость ОЧТ регулирует глубину верхней границы термоклина (далее — глубину термоклина), а также его толщину и градиент температуры. Оценка их зависимости от скорости ОЧТ проводилась по рядам аномалий этих характеристик, которые вычислялись в каждом субрегионе как отклонения среднесуточных значений каждой характеристики от их средних величин за все время нахождения дрифтера в субрегионе.

Регрессионный график зависимости аномалий глубины термоклина Z', м от аномалий геострофической скорости V'_g , м/с показан на рис. 2а. На этом рисунке представлены значения, полученные по субрегионам 1–3. В субрегионе 4 величины V_g были заметно меньше, чем V_s , и здесь эти оценки рассчитаны по V_s .

Как видно, измерения в субрегионах 1–3 показывают устойчивую тенденцию к заглублению границы термоклина при увеличении V_g и ее подъему на меньшие глубины с ослаблением V_g . Заметный разброс значений позволяет, тем не менее, аппроксимировать полученную зависимость линейным трендом с $R^2 = 0.27$: Z, м = $60.4V'_g$ + + 0.42 м/с. С учетом отношения коэффициента корреляции к ошибке его вычисления $R/\sigma = 4.3$, эта аппроксимация значима на уровне 95%-ной доверительной вероятности.

Данные по субрегиону 4 близки к данным по субрегионам 1-3. Учитывая это, можно сделать вывод, что вариация скорости ОЧТ формирует соответствующее изменение глубины термоклина в зоне ОЧТ. Толщина термоклина вычислялась как разность глубин изотерм, ограничивающих верхнюю и нижнюю границы термоклина $(\Delta Z, M)$. Отношение разности температур на его верхней и нижней границах (ΔT , °C) к ΔZ представляло градиент температуры в термоклине. На рис. 26 показано изменение аномалий толщины термоклина ΔZ , м в зависимости от аномалий глубины его верхней границы Z. В этом случае представлены данные по субрегионам 1, 2, 4, поскольку в субрегионе 3 измерения проводились в конце гидрологической зимы, когда термоклин максимально заглублен и термокоса дрифтера не достигала его нижней границы. Видно, что заглубление термоклина при увеличении скорости ОЧТ сопровождается уменьшением его толщины. Наблюдается своего рода "сжатие" термоклина. С другой стороны, подъем термоклина на меньшие глубины сопровождается увеличением его толшины. Аппроксимация этого процесса линейным трендом значима на уровне 99%-ной доверительной вероятности. Для оценки изменчивости градиента температуры в термоклине в зависимости от глубины его положения использовались аномалии градиента температуры ($\Delta T/\Delta Z$)' и глубины верхней границы термоклина Z. График этой зависимости показан на рис. 2в. Линейный тренд изменчивости ($\Delta T/\Delta Z$)' от Z' показывает, что с увеличением глубины термоклина наблюдается рост градиента температуры в нем, и, наоборот, подъем термоклина на меньшие глубины сопровождается уменьшением градиента. Этот линейный тренд значим на уровне 95%-ной доверительной вероятности.

Для предварительного объяснения деформации термоклина в зоне ОЧТ были привлечены результаты лабораторного эксперимента [10], косвенно подтвержденного в натурных условиях [11]. Он показал, что придонное гравитационное течение, распространяющееся в стратифицированной жидкости, вызывает в пограничном слое придонного течения волнообразные колебания, передающиеся в стратифицированную жидкость. Учитывая, что стрежень ОЧТ наблюдается в слое 10-25 м, а верхняя граница термоклина в зимний сезон – на глубине 40-60 м [2], можно предположить, что возмущения, вызываемые флуктуируюшим потоком, распространяются в пограничные слои в виде волновых колебаний. В рассматриваемых нами случаях верхняя граница термоклина располагалась в среднем на глубине 40-50 м, поэтому наблюдающееся изменение характеристик термоклина в зависимости от скорости течения может быть связано с волновыми процессами в пограничном слое струи ОЧТ. Данные пересекающих ОЧТ гидрологических съемок [12] показали, что при вхождении в зону ОЧТ изотермы термоклина заглубляются, что косвенно свидетельствует о справедливости приведенного предположения.

Большой разброс значений на графиках рис. 2 может быть связан с тем, что дрифтер перемещался в водных массах с различными гидрофизическими характеристиками. Поэтому для повышения точности полученных оценок необходимо проведение эксперимента с использованием стационарных (заякоренных) измерительных систем. Полученные оценки реакции сезонного термоклина на изменяющуюся скорость ОЧТ дают основание сделать вывод о том, что возрастание скорости ОЧТ вызывает заглубление термоклина, уменьшение его толщины и увеличение градиента температуры в нем. Уменьшение скорости ОЧТ, наоборот, приводит к подъему термоклина на меньшие глубины, увеличению его толщины и уменьшению градиента температуры. Этот вывод справедлив для зимнего сезона, когда ОЧТ интенсифицируется [2].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме № 0827-2018-0001 "Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан—атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата" (Шифр "Взаимодействие океана и атмосферы") и № 08272020-0002 "Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений" (Шифр "Оперативная океанология").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Ginsburg A.I., Zatsepin A.G., Kostianoy A.G., et al.* Mesoscale Water Dynamics // Handbook of Environmental Chemistry. 2008. V. 5. Part Q. P. 195–215.
- 2. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь, 2011.
- Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Seasonal and Interannual Variability of the Black Sea Eddies and its Dependence on Characteristics of the Large–scale Circulation // Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers. 2015. V. 97. P. 80–91.
- Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М. и др. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 816–825.
- Сизов А.А., Баянкина Т.М. Особенность формирования температуры верхнего слоя Черного моря во время холодного вторжения // ДАН. 2019. Т. 487. № 4. С. 95–99. https://doi.org/10.31857/S0869-56524874443-447
- 6. *Sizov A.A., Bayankina T.M., Yurovsky A.V.* Study of the Process of the Black Sea Upper Layer Mixing in the Zone of the Rim Current Activity in Winter Based on
- Zone of the Rim Current Activity in Winter Based on the Drifters Data // Physical Oceanography. 2019. V. 26 (3). P. 260–270.
- 7. Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев С.В. Анализ результатов натурных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 5. С. 9–32.
- 8. *Кубряков А.А., Станичный С.В.* Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2011. № 5. С. 24–30.
- Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Reconstruction of Mean Dynamic Topography of the Black Sea for Altimetry Measurements // Isvestiya Atmospheric and Ocean Physics. 2012. V. 48 (9). P. 973–979. https://doi.org/10.1134/S0001433812090095
- Maxworthy T., Leilich J., Simpson J.E., et al. The Propagation of a Gravity Current into a Linearly Stratified Fluid // Journal of Fluid Mechanics. 2002. V. 453. P. 371–394.
- Гриценко В.А., Чубаренко И.П. Об особенностях структуры фронтальной зоны придонных гравитационных течений // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 32–39.
- Ogus T., Besiktepe S. Observations on the Rim Current Structure, CIW Formation and Transport in the Western Black Sea // Deep Sea Research. Part I. Oceanographic Research Papers. 1999. V. 1. 46 (10). P. 1733– 1753.

VARIABILITY OF THERMOCLINE CHARACTERISTICS IN THE RIM CURRENT ZONE

A. A. Sizov^a, T. M. Bayankina^{a,#}, and N. E. Lebedev^a

^a Federal Research Center "Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences", Sevastopol', Russian Federation [#]E-mail: bayankina_t@mail.ru

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov August 13, 2020

Using of data gained through drifter experiment within the Rim Current zone made it possible to obtain preliminary estimations of the thermocline reaction to a changing current velocity. It was found that an increase in the Rim Current velocity leads to a deepening of the seasonal thermocline with a simultaneous decrease of its thickness and an increase of its temperature gradient. A decrease of the Rim Current velocity causes the rise of the thermocline to shallower depths, accompanied by an increase of its thickness and a decrease of its temperature gradient. Considerations on the possible mechanism of such a process are presented.

Keywords: thermocline, geostrophic velocity, main black sea current, sub-region

——— ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ ———

УДК 550.97

ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗАРЯДА В ОБЛАКЕ ПО ДАННЫМ О ВАРИАЦИИ ПОТОКА ЭНЕРГИЧНЫХ ЧАСТИЦ ПОД ОБЛАКОМ

© 2021 г. Е. К. Свечникова^{1,2,*}, Н. В. Ильин¹, член-корреспондент РАН Е. А. Мареев^{1,2}

Поступило 02.11.2020 г.

После доработки 19.11.2020 г. Принято к публикации 23.11.2020 г.

Увеличение потока энергичных частиц под грозовыми облаками обусловлено размножением и ускорением частиц вторичных космических лучей в электрическом поле облака. Изучение механизмов размножения энергичных частиц требует выяснения электрических свойств облаков. Предложен новый способ оценки электрической структуры облака, создающего поток энергичных частиц. Способ основан на использовании результатов наземных измерений напряженности электрического поля и потока энергичных частиц под облаком. С помощью разработанной методики исследованы облака, создающие нисходящие потоки энергичных частиц, наблюдаемые на Исследовательской станции Арагац. Определено характерное распределение заряда: двухслойная структура с плотностью заряда 0.5–5 нКл/м³ в нижнем слое и -0.2...-3 нКл/м³ в верхнем слое. Полные заряды электрически активных областей, формирующих поток частиц, находятся в пределах 1–20 Кл и -1...-30 Кл соответственно.

Ключевые слова: лавина убегающих электронов, приземное увеличение потока энергичных частиц, гамма-вспышка земного происхождения, грозовое облако

DOI: 10.31857/S2686739721020195

ВВЕДЕНИЕ

Потоки энергичных частиц, формируемые в облаках земной атмосферы, регистрируются приборами как на космических аппаратах, так и на поверхности Земли. Энергичное излучение грозовых облаков, направленное вверх и регистрируемое детекторами на спутниках, было открыто в 1994 г. и названо гамма-вспышками земного происхождения (terrestrial gamma-ray flashes, TGF) [1-3]. Увеличение потока энергичных частиц (относительно фонового значения), измеряемое наземными приборами при прохождении над ними электрифицированных облаков, впервые описано в 2009 г. и носит название приземных грозовых увеличений потока энергичных частиц (thunderstorm ground enhancements, TGE) [4, 5]. В случае обоих типов явлений – TGF и TGE – регистрируемый поток частиц содержит электроны и фотоны с энергиями в диапазоне 10 кэВ-100 МэВ, длительность составляет около 100 мкс для TGF

² Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия [1] и 1–100 мс для TGE [4]. ТGF и TGE возникают благодаря развитию в электрифицированных облаках лавин релятивистских убегающих электронов (relativistic electron avalanche, RREA) [6]. Убеганием электронов называется их ускоренное движение под действием электрического поля в воздухе, возможное благодаря существованию диапазона энергии электрона, при котором ускоряющая сила действия электрического поля превосходит силу сопротивления воздуха [7]. Убегающий электрон при столкновении с частицами воздуха способен создавать новые свободные электроны, которые тоже могут стать убегающими. Совокупность частиц, образованных в результате взаимодействий одной исходной частицы в воздухе в электрическом поле, называется лавиной релятивистских убегающих электронов.

В [8] предложено аналитическое описание динамики численности частиц лавины, основанное на общей закономерности экспоненциального нарастания количества частиц. Формализм, подобный изложенному в [8], неоднократно использовался для анализа событий TGF. Подобие явлений TGF и TGE, а также успех аналитического рассмотрения в анализе TGF [8] привели нас к идее разработки сходного метода, позволя-

¹ Институт прикладной физики Российской академии наук, Нижний Новгород, Россия

^{*}*E-mail: svechnikova@ipfran.ru*

ющего получить данные об электрической структуре облаков, под которыми наблюдаются TGE.

ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗАРЯДА В ОБЛАКЕ

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ ТGE

Данные наблюдений TGE получены на Исследовательской станции Арагац (Армения, 3200 м над ур. моря) и взяты из открытого архива Отдела космических лучей Ереванского физического института [9]. Измерения потока энергичных частиц произведены с помощью детектора Stand-3 на основе пластикового сцинтиллятора с эффективностью детектирования 3–4% для гамма-фотонов (с энергией более 3 МэВ) и 99% для электронов. Электрическое поле измерено с помощью Electric Field Monitor Boltek EFM-100 (погрешность измерения электростатического поля 10%).

На основе моделирования состояния атмосферы с помощью Weather Research and Forecasting Model (WRF) найдена структура облаков для 28 событий TGE, наблюдавшихся на станции Арагац [10]. Для большинства событий TGE структура облака хорошо описывается моделью двух слоев, расположенных один над другим: нижний слой при этом обычно состоит из частиц снежной крупы, верхний образован частицами снега и льда. Достоверность моделирования подтверждается сопоставлением с результатами измерения приземных значений температуры и давления. Дополнительная верификация моделирования выполняется сравнением с радиолокационными данными об отражаемости облачных частиц: а также сопоставлением с данными спутникового мониторинга в микроволновом диапазоне, характеризующими высоту и температуру верхней кромки облака [10].

МЕТОД ОЦЕНКИ ЗАРЯДОВОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАКА

Явление TGE обусловлено лавиной электронов, распространяющейся вниз, т.е. развивающейся в направленном вверх электрическом поле.

Простейшее распределение заряда в облаке, способное обеспечить развитие нисходящих электронных лавин, — дипольное распределение с нижним положительным и верхним отрицательным зарядом. Дипольная модель зарядовой структуры создающего TGE облака находится в согласии с измеренной динамикой приземной напряженности электрического поля [10]. Весь последующий анализ подразумевает двухслойную зарядовую структуру облака, как достаточную для развития явления и согласующуюся с данными наблюдений.

МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАРЯДА В СОЗДАЮЩЕМ ТGE ОБЛАКЕ

Неоднородность распределения заряда в облаке может быть учтена при сохранении простоты двухслойной осесимметричной модели путем задания зависимости плотности заряда от координаты внутри зарядового слоя облака в виде (1):

$$\rho(r,z) = \rho_0 \exp\left(-\left(\frac{z-z_m}{\sigma}\right)^8\right) \theta(R-r), \qquad (1)$$

где $\rho(r, z)$ — плотность заряда в точке с координатами (r, z) (цилиндрической системы координат с центром в центре зарядового слоя и вертикальной осью z), ρ_0 — плотность заряда в центре слоя, z_m вертикальная координата центра слоя, σ — характеристика скорости спадания плотности заряда по мере удаления от центра слоя, $\theta(x)$ — функция Хэвисайда, R — радиус зарядового слоя. Соотношение (1) описывает общепринятую модель распределения заряда [13] и используется далее для нахождения приземного значения электрического поля и описания условий ускорения электронов.

Пространственное распределение плотности заряда (1), а также профиль напряженности электрического поля в облаке, где плотность заряда в каждом из двух слоев описывается выражением (1), представлены на рис. 1. Отрицательным высотам над поверхностью земли соответствуют "заряды-отражения", примененные для вычисления распределения напряженности электрического поля в приближении идеально проводящей земли. Для иллюстрации распределения заряда и поля в облаке выбрана структура с параметрами, соответствующими событию TGE 21.06.2017. Процесс анализа, приводящий к восстановлению структуры, показанной на рис. 1, приведен в разделе 4.

ДИНАМИКА ПОТОКА ЭНЕРГИЧНЫХ ЧАСТИЦ В МОДЕЛИ ЛАВИН УБЕГАЮЩИХ ЭЛЕКТРОНОВ

Развитие электронной лавины в области однородного электрического поля допускает аналитическое описание [8], основанное на экспоненциальной зависимости количества частиц в лавине от расстояния, пройденного лавиной. Приведенное в [8] выражение для объемной плотности убегающих электронов \overrightarrow{J}_{re} (с энергией около 7 МэВ) в конце лавины (т.е. в конце области сильного поля) имеет следующий вид (1):

$$\overrightarrow{J_{\rm re}} = -e * \overrightarrow{v} * \exp\left(\frac{z_0^2}{2\varepsilon_{re}} \left| \frac{dE}{dz} \right| \right), \tag{2}$$



Рис. 1. Профили плотности заряда и напряженности электрического поля в облаке из двух слоев с распределением заряда (1) каждый. Параметры нижнего (*l*) и верхнего (*u*) слоев: $\rho_l = 3.7 \text{ нКл/m}^3$, $\sigma_l = 100 \text{ м}$, $R_l = 2000 \text{ м}$, $\rho_u = -2.0 \text{ нКл/m}^3$, $\sigma_u = 500 \text{ м}$, $R_u = 3000 \text{ м}$. На левом рисунке синей сплошной кривой изображено распределение заряда в верхнем отрицательном слое заряда, красной сплошной кривой – в нижнем положительном слое заряда; пунктиром обозначены плотности "зарядов-отражений", использующихся для нахождения распределения поля в приближении идеально проводящей земли. На правом рисунке синей кривой изображен профиль поля, созданного заданным распределением заряда; оранжевой кривой обозначен профиль критического поля; красной стрелкой отмечена длина лавины z_0 .

где z_0 – длина лавины, $\varepsilon_{\rm re} = 7.3 \times 10^6$ В – характерная энергия убегающего электрона, $\left|\frac{dE}{dz}\right|$ – модуль производной вертикальной компоненты электрического поля по вертикальной координате в конце лавины.

Выражение (2) получено в предположении линейности зависимости электрического поля от вертикальной координаты вблизи конца лавины. Приближение хорошо согласуется с результатами моделирования профиля напряженности поля в облаке при достаточно произвольных параметрах распределения заряда. На рис. 1 представлена зависимость электрического поля от вертикальной координаты для облака двухслойной структуры, на примере облака, анализируемого далее. В конце лавины зависимость поля от высоты близка к линейной, что обеспечивает корректность допущения.

Несложным преобразованием из (2) получено соотношение (3), характеризующее увеличение потока убегающих электронов в единицу времени относительно фонового значения I (или – про-порциональное ему увеличение потока фотонов):

$$I = \exp\left(\frac{z_0^2}{2\varepsilon_{\rm re}} \left| \frac{dE}{dz} \right| \right). \tag{3}$$

Соотношение (3) связывает увеличение приземного потока энергичных частиц (относительно фонового значения) с двумя характеристиками профиля электрического поля (длина лавины и вертикальная производная поля), которых оказывается достаточно для рассмотрения эволюции лавины энергичных частиц в принятом предположении о распределении заряда в облаке. Используемая модель электрической структуры облака приводит к профилю электрического поля, который ближе к результатам аэростатных измерений [11, 12], чем однородное или линейное распределение, рассматриваемое в подавляющем большинстве исследований, посвященных аналитическому и численному описанию эволюции потоков энергичных частиц в грозовых облаках [8].

АЛГОРИТМ ОЦЕНКИ ПЛОТНОСТИ ЗАРЯДА В ОБЛАКЕ

На основе изложенных соображений оценка плотности заряда слоев исследуемого облака производится следующим образом:

Определение геометрических характеристик и взаиморасположения заряженных слоев облака (по данным измерений, например, радарным, если они доступны, или путем численного моделирования; в данном случае применена модель WRF).

Расчет профиля поля над Станцией в момент увеличения потока, для диапазона плотностей заряда обоих слоев.

Определение диапазона значений плотности заряда обоих слоев, обеспечивающего наблюдаемое значение приземного поля.

Нахождение относительного увеличения приземного потока энергичных частиц в результате развития электронных лавин в профиле поля, по формуле (3).



Рис. 2. Динамика приземных значений электрического поля (черная кривая, по данным MAKET) и потока энергичных частиц (синяя кривая, по данным детектора Stand-3) во время TGE 21.06.2017 г. Положительной выбрана вертикальная проекция электрического поля, направленного вниз.

Нахождение диапазона значений плотности заряда обоих слоев, соответствующего найденному значению изменения потока.

Определение значений плотности заряда обоих слоев, обеспечивающих измеренные приземные значения электрического поля и потока.

Пример оценки структуры заряда в облаке по представленному алгоритму приведен в следующем разделе.

ОЦЕНКА СТРУКТУРЫ ОБЛАКА, ОБУСЛОВИВШЕГО ТGE 21.06.2017

На рис. 2 представлена динамика измеренных приземных значений электрического поля и потока энергичных частиц. Событие TGE произошло около 21:20 UT. Величина приземной напряженности электрического поля во время TGE: -8 кB/м (отрицательным обозначено поле, направленное вверх), приземный поток энергичных частиц на 3% превосходит фоновое значение (что соответствует I = 1.03 в соотношении (3)).

Увеличение приземного потока энергичных частиц наблюдается при направленном вверх электрическом поле (соответствует отрицательному значению), что косвенно свидетельствует о близости области развития электронных лавин к поверхности земли: и около поверхности, и в области развития лавин электрическое поле направлено одинаково.

Найденное путем WRF-моделирования распределение облачных частиц во время наблюдения TGE изображено на рис. 3: облако образовано нижним слоем частиц снежной крупы и верхним слоем частиц снега. Результаты моделирования позволяют оценить геометрические параметры двух зарядовых слоев: $\sigma_l = 100$ м, $R_l = 2000$ м, $\sigma_u = 500$ м, $R_u = 3000$ м. Единственными неизвестными величинами остаются плотности заряда каждого из двух слоев. Применение описанного в разделе "Оценка структуры облака..." алгоритма приводит к результатам, показанным на рис. 4. Плотности заряда определяются по принципу соответствия промоделированных и измеренных значений двух величин: приземной напряженности электрического поля и относительного увеличения потока энергичных частиц.

Область значений плотностей заряда, приводящих модельную структуру в соответствие результатам измерений, обозначена на рис. 4 оранжевым цветом, т.е. нижний слой имеет положительный заряд с плотностью в средней части $\rho_I = 3.7 \text{ нK}_{\pi}/\text{м}^3$, верхний слой имеет отрицательный заряд с максимальной плотностью $\rho_u = -2.0 \text{ нKл/м}^3$. В каждом из слоев заряд считается распределенным по закону (1). Нижний заряд гораздо сильнее, чем верхний, влияет на электрическое поле в конце лавины, поэтому область значений зарядов, соответствующих измеренному потоку излучения, на рис. 4 имеет вид почти горизонтальной полосы. Ширина синей и зеленой областей на рис. 4 отражает погрешности определения входных параметров методики (измеренное приземное поле и увеличение потока, оцененная высота слоев заряда). Результирующая погрешность оценки плотности заряда слоев исследуемого облака составляет около $\Delta \rho = 0.1$ нКл, т.е. около 5% от характерного значения искомой величины. Полные заряды нижнего и верхнего слоев исследуемого облака - около 10 и - 18 Кл соответственно. Восстановленное распределение заряда в облаке, обусловившем TGE 21.06.2017, а также



Рис. 3. Пространственное распределение частиц снежной крупы и снега над Станцией во время TGE, 21.06.2017 20:50, на основе WRF-моделирования.



Рис. 4. а, б — Зависимость приземных значений относительного возрастания потока энергичных частиц и напряженности электрического поля от плотностей заряда (вертикальная ось соответствует плотности заряда верхнего отрицательного слоя, нижняя ось — плотности заряда нижнего положительного слоя); в — области значений плотности заряда обеспечивающих соответствие измеренным значениям приземной напряженности поля (синий), увеличения потока энергичных частиц (зеленый), и обеим величинам сразу (оранжевый).

структура электрического поля в облаке показаны на рис. 1. Согласно приземным измерениям электрического поля (рис. 2), вскоре после события TGE над точкой наблюдения проходил нескомпенсированный положительный заряд, не оказавший прямого влияния на формирование электронной лавины; поэтому в целом облако можно считать приблизительно электронейтральным. Нисходящая лавина релятивистских убегающих электронов имела длину около $z_0 =$ = 300 м и обеспечила увеличение приземного значения потока энергичных электронов и фотонов, наблюдавшееся на станции Арагац 21.06.2017 в 21:20 UT.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен новый метод, позволяющий охарактеризовать электрическую структуру облака, увеличивающего поток гамма-излучения. Геометрические параметры облака определяются из результатов моделирования состояния атмосферы, заряды основных заряженных областей находятся по предложенной методике. Анализ 28 событий ТGE, наблюдавшихся на Исследовательской станции Арагац в 2016—2018 гг., привел к определению характерного распределения заряда в облаке, обусловливающем TGE: в дипольной структуре заряда нижний слой заряжен положительно, верхний — отрицательно, характерные плотности заряда: $\rho_1 = 0.5-5$ нКл/м³ и $\rho_u =$ = -0.2...-3 нКл/м³ соответственно. Область надкритического электрического поля, где развивается лавина убегающих электронов, обычно расположена в центральной части облака.

Таким образом, совокупный анализ приземной динамики потока энергичных частиц и напряженности электрического поля под облаком обеспечивает неизвестные ранее сведения об условиях развития электронных лавин.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 19-17-00218.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Fishman G.J., et al. Discovery of Intense Gamma-Ray Flashes of Atmospheric Origin // Science. 1994. V. 264 (5163). P. 1313–1316.
- Dwyer J., Smith D., Cummer S. High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena // Space Science Reviews. 2012. 173.
- 3. *Dwyer J., Liu N., Grove J., Rassoul H., Smith D.* Characterizing the Source Properties of Terrestrial Gammaray Flashes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2017. 122.
- Chilingarian A. Thunderstorm Ground Enhancements model and relation to lightning flashes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2014. V. 107. P. 68–76.
- Chilingarian A., et al. Origin of Enhanced Gamma Radiation in Thunderclouds // Phys. Rev. Res. 2019. 033167.
- 6. *Gurevich A.V., Milikh G.M., Roussel-Dupr'e R.A.* Runaway Electron Mechanism of Air Breakdown and Pre-

conditioning during a Thunderstorm // Phys. Lett. A. 1992. V. 165. P. 463–468.

- Wilson C.T.R. The Acceleration of Beta-particles in Strong Electric Fields such as those of Thunder-clouds // Proc. Cambridge Philos. Soc. 1925. V. 22. P. 534–538.
- Dwyer J.R., Cummer S.A. Radio Emissions from Terrestrial Gamma-ray Flashes // JGR: Space Physics. 2013. V. 118. P. 3769–3790.
- 9. http://crd.yerphi.am/adei
- 10. Свечникова Е.К., Ильин Н.В., Мареев Е.А. Метеохарактеристика энергичных атмосферных явлений // Письма в журнал "Физика элементарных частиц и атомного ядра". 2020. Т. 17. № 6. Р. 791–802.
- Marshall T., Rison W., Rust W., Stolzenburg M., Willett J., Winn W. Rocket and Balloon Observations of Electric Field in Two Thunderstorms // Journal of Geophysical Research. 1995. 100. P. 20815–20828.
- Stolzenburg M., Rust W., Marshall T. Electrical Structure in Thunderstorm Convective Regions 2. Isolated storms // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 1031. P. 14079–14096.
- 13. *Rakov V.A., Uman M.A.* Lightning: Physics and Effects. 2004. Chapter 3.

ESTIMATION OF CHARGE DISTRIBUTION IN A CLOUD BASED ON MEASUREMENTS OF ENERGETIC PARTICLE FLUX UNDER THE CLOUD

E. K. Svechnikova^{*a,b,#*}, N. V. Ilin^{*a*}, and Correspondent Member of the RAS E. A. Mareev^{*a,b*}

^a Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russian Federation ^b Lobachevsky State University, Nizhny Novgorod, Russian Federation [#]E-mail: svechnikova@ipfran.ru

The increase in the flux of energetic particles under thunderstorm clouds is due to the multiplication and acceleration of particles of secondary cosmic rays in the electric field of the cloud. The study of the mechanisms of multiplication of energetic particles requires an estimation of the electrical properties of clouds. In this paper, we propose a method for evaluating the electrical structure of a cloud that creates a flux of energetic particles. The developed technique for estimating the distribution of charge in the cloud involves the use of the results of ground-based measurements of the electric field strength and flux of energetic particles. The technique was used to study the clouds that create the descending fluxes of energetic particles observed at the Aragats Research Station. The characteristic charge distribution is determined: a two-layer structure with a charge density of 0.5-5 nC/m³ in the lower layer and -0.2...-3 nC/m³ in the upper layer. The total charges of the two charged regions are in the range of 1-20 and -1...-30 C, respectively.

Keywords: avalanche of runaway electrons, thunderstorms ground enhancement, terrestrial gamma-ray flash

УДК 551.79

О ВОЗРАСТЕ ЧИБИТСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2021 г. И. Д. Зольников^{1,2,3}, Е. В. Деев^{2,3,4}, Р. Н. Курбанов^{3,5,*}, А. В. Панин^{3,5}, А. В. Васильев^{1,2}, Н. И. Позднякова^{2,4}, И. В. Турова^{2,4}

> Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 19.10.2020 г. Поступило 20.10.2020 г. После доработки 16.11.2020 г. Принято к публикации 17.11.2020 г.

Приведены новые результаты датирования методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ), которые позволяют уточнить возраст чибитского оледенения Горного Алтая. Три даты в верхней части озерно-ледниковых баратальских песков без инверсий укладываются в интервал от 21.0 до 14.4 тысяч лет назад (тыс. л.н.). С баратальским лимногляциалом коррелируются флювиогляциальные пески из оплывневых морен последнего куэхтанарского ледника, из которых получено три ОСЛ-даты в диапазоне 30–24 тыс. л.н. Согласно восьми ОСЛ-датам, проточное подпрудное Сукорское озеро, происхождение которого связывается с Сукорским оползнем, перегородившим долину Чуи, существовало в интервале от 16 до 11 тыс. л.н. Новые ОСЛ-даты позволяют более надежно обосновать возраст чибитского оледенения в стратиграфической схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области как соответствующее морской изотопной стадии (МИС) 2, т.е. четвертой ступени верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы.

Ключевые слова: оледенение, палеогеография, геохронология, стратиграфия, морена, Алтай **DOI:** 10.31857/S2686739721020225

введение

Проблема периодизации оледенений Горного Алтая на сегодняшний день оставалась нерешенной, а ледниковые горизонты региональной стратиграфической схемы не имели надежного геохронологического обоснования. Этим обусловлены актуальность и значимость для стратиграфии новых данных по возрасту чибитского оледенения.

Лектостратотип чибитской морены расположен в низовьях р. Чибитки у пос. Чибит, по которому она и названа (рис. 1). В региональной стратиграфической схеме 1983 г. чибитская морена отнесена ко второй ступени верхнего неоплейстоцена (морская изотопная стадия (МИС) 4),

т.е. соответствует первому верхненеоплейстоценовому оледенению Горного Алтая [1]. Однако это стратиграфическое положение не было обосновано современными геохронологическими методами. В результате работ по проекту РНФ 19-17-00179 получены новые данные, которые позволяют уточнить возраст чибитской морены. На рис. 1а показано, что в районе урочища Баратал долина реки Чуи разделяется на две ветви, которые затем смыкаются у поселка Чибит. Северная долина именуется "старой". Она имеет хорошо выраженное широкое днище шириной от 0.5 до 1.2 км, выстланное диамиктонами. От места разделения магистральной долины на две ветви и выше по течению реки в районе урочища Баратал для долины реки Чуя характерны меандры, многочисленные старицы и болота, развитые на поверхности лимногляциальной террасы, которая была сформирована за счет подпруживания Чуи, вероятно, ледником. В разрезах правого берега Чуи, на ее излучине у Баратальского урочища, лимногляциальные пески и алевриты вскрываются на расстояние до 7-8 м вниз от бровки обрыва. Следует особо подчеркнуть, что морены "старой доли-ны", морены "новой долины" и "баратальская озерная терраса" непосредственно граничат в пространстве (рис. 1б), т.е. нет сомнений в том, что это парагенез отложений единого оледенения. Поэтому датирование баратальских песков позволяет не-

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

² Новосибирский государственный университет,

Новосибирск, Россия

³ Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

⁵ Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^{*}*E*-mail: roger.kurbanov@gmail.com



Рис. 1. Территория исследований: а – обзорная схема; б – чибитско-баратальский участок; в – куэхтанарско-сукорский участок. *1* – борта долины р. Чуя; *2* – область распространения морен; *3* – область распространения песков; *4* – долина реки Чуя, Курайская котловина; *5* – участок, занятый отложениями Сукорского оползня-обвала; *6* – местоположение разрезов.

посредственно судить о возрасте чибитской морены.

С чибитской мореной коррелируется верхняя морена ледника, выходившего из трога ручья Куэхтанар [2] – правого притока Чуи в сужении ее долины между Чуйской и Курайской котловинами (рис. 1). Куэхтанарские морены зафиксированы на этом участке вдоль долины р. Чуя на протяжении 4 км [3]. При этом постоянно оставался дискуссионным вопрос происхождения сукорских озерных песков, которые занимают участок преимущественно на правом берегу Чуи восточнее, северо-восточнее Сукорского оползня, расположенного на левом ее берегу (рис. 1в). Являются ли они свидетельством ледникового подпруживания Чуйской долины последним куэхтанарским ледником или же возникли в результате перегораживания Чуйской долины Сукорским оползнем?

Соответственно можно ли коррелировать сукорские пески с верхней куэхтанарской мореной и чибитским оледенением? Действительно ли Чибитский и Куэхтанарский ледники одновозрастны? Для ответа на эти вопросы необходимы геохронологические исследования.

Единственное свидетельство, по которому было возможным судить о возрасте чибитского оледенения, — это относительно недавно полученная ОСЛ-дата 14.4 \pm 1.4 тыс. л.н. (142565) из коррелятных ей баратальских ледниково-озерных песков в карьере на глубине 3.1 м от дневной поверхности [4]. Эта дата поставила под сомнение утверждение о том, что чибитская морена отложена первым верхненеоплейстоценовым оледенением, возраст которого по современным представлениям должен быть древнее 50 тыс. лет. Однако единичная ОСЛ-дата вряд ли может служить надеж-



Рис. 2. Литологические колонки изученных обнажений. *1* – озерный песок параллельно-слоистый; *2* – эоловый песок неявно слоистый; *3* – флювиогляциальный алевропесок; *4* – флювиогляциальный гравийный песок с пологой косой слоистостью; *5* – моренный диамиктон; *6* – палеопочва; *7* – место отбора на ОСЛ-датирование, рядом полученный возраст образца в тыс. л.н.; *8* – номера изученных разрезов, расположение показано на рис. 1.

ным аргументом для стратиграфической ревизии целого ледникового горизонта Горного Алтая. Поэтому летом 2019 г. было проведено доизучение баратальских песков, сукорских песков и песчаных флювиогляциальных прослоев из верхнекуэхтанарских морен.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возраст отложений определялся оптико-люминесцентным методом в Скандинавской люминесцентной лаборатории (университет Орхуса, Дания, лабораторный индекс RISØ) по принятым протоколам SAR [5]. Люминесцентное датирование выполнялось по современной методике, которая включает в себя получение хронологии по трем протоколам: оптически-стимулированная люминесценция со стимуляцией голубым светом по кварцу, инфракрасно-стимулированная люминесценция (ИКСЛ) с нагревом до 50°С (IR₅₀) и 290°С (pIRIR₂₉₀) для калиевых полевых шпатов (КПШ). Получение датировок по трем протоколам позволяет выполнять анализ полноты засветки образца и сравнение результатов по степени надежности. Доказано [6], что наиболее надежными определениями абсолютного возраста методом ОСЛ являются результаты с соотношением датировок pIRIR₂₉₀/Q в диапазон 0.9–1.2, а соотношение IR₅₀/Q принадлежит 0.5-0.7. Полученные датировки удовлетворяют всем стандартным тестам ОСЛ (температуры пред-нагрева, регенерации дозы), что позволяет считать итоговую хронологию надежной. Такие детальные исследования позволяют существенно увеличить надежность датирования и для Горного Алтая выполнены впервые.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Баратальский карьер расположен на правом берегу реки Чуя. Координаты 50.24161° с.ш.; 87.70161° в.д.; абсолютная высота 1466 м. Карьер имеет глубину 6 м от бровки террасы. В нем сверху вниз вскрыты (разрез 1 на рис. 2) светло-серые с буроватым оттенком неслоистые мелкозернистые пылеватые перевеянные пески мощностью 1.7 м. Кровля неровная, осложненная невысокими эоловыми грядами. В основании залегает эфемерная светло-бурая палеопочва толщиной 0.3 м. Непосредственно под палеопочвой на глубину 4 м вскрыты светло-серые с желтоватым оттенком параллельно-субгоризонтально-слоистые мелко- и среднезернистые пески баратальского подпрудного озера. Участками слоистость становится полого-линзовидной. Редко встречаются мелкие белесые алевритовые прослои. Подошва слоя не вскрыта. Судя по разрезу, в береговом обрыве рядом с карьером изученной оказалась верхняя половина озерной толщи.

Из озерных песков были отобраны две пробы, по которым получены даты: 21.0 ± 1.9 тыс. л.н. с глубины 5.8 м (208811) и 18.3 ± 1.2 тыс. л.н. с глубины 4.6 м (208812) от бровки карьера. Таким образом, вместе с предыдущей три даты в совокупности составили серию согласующихся значений с глубины около 6 м вверх примерно через 1 м: 21.0, 18.3 и 14.4 тыс. л.н. Следует подчеркнуть, что инверсии значений по разрезу отсутствуют. Также отсутствуют следы интенсивных размывов или сколько-нибудь значительных палеоврезов. Это позволяет сделать вывод о спокойной обстановке озерного осадконакопления без визуально определяемых в разрезе спусков и прорывов ледниково-подпрудного водоема. Таким образом, новые данные ОСЛ-датирования представляются достаточно надежными для обоснования возраста баратальского лимногляциала, коррелятного чибитской морене, как соответствующего МИС-2, или четвертой ступени верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы. Здесь же особо отметим, что датирована только верхняя часть баратальских песков, что указывает на начало баратальского подпруживания, а значит, и чибитского оледенения древнее 21 тыс. л.н.

Сукорские пески вскрываются в серии дефляционных ложбин и западин к юго-востоку от куэхтанарских моренных гряд и граничащих с ними образований Сукорского оползня. Эти пески сложены двумя слоями: нижний — субаквальный и верхний — субаэральный (перевеянные пески с эфемерными палеопочвами).

Из озерной пачки песков ранее [7] получены термолюминесцентные даты 14.5 ± 1.5 и $13.0 \pm$ ± 1.5 тыс. л.н. Эоловые пески охарактеризованы серией голоценовых радиоуглеродных дат [8-10]; кроме того, в них найдено несколько археологических объектов времени палеометалла [10] и установлен археологический памятник, отнесенный по типологии каменных артефактов к финалу палеолита [11]. Ниже по течению реки Чуя от Сукорского оползня-обвала и куэхтанарского моренного поля до выхода в Курайскую котловину зафиксированы обвальные гряды, поперечные основной долине [3], которые также были способны перегораживать ее в голоцене и формировать локальные завально-подпрудные проточные озера, что подтверждается в [8, 10].

Был найден участок с наибольшей мощностью песков и вскрыт экскаватором от кровли слоя валунно-галечников в цоколе террасы до кровли самих песков. Описываемая расчистка сукорских песков расположена на правом берегу Чуи, 50.14239° с.ш. и 88.31686° в.д. (разрез 2 на рис. 2). Глубина расчистки от вершины эоловой дюны составляет 6 м. Снизу вверх от подстилающего валунно-галечника в ненарушенной стратиграфической последовательности вскрыто переслаивание светло-серых среднезернистых пылеватых песков и серых хорошо промытых крупнозернистых песков. Слоистость параллельная субгоризонтальная. Участками проявлена пологоволнистая симметричная волнистость, отражающая слабую рябь ветрового волнения. Субаэральных перерывов или размывов не зафиксировано. Текстурно-структурные особенности песков соответствуют обстановке проточного озера. Их зандровый генезис исключается так же, как и разновозрастные подпруды от ледника и от обвала. Остается вопрос о происхождении палеоплотины, подпруживавшей сукорское палеоозеро. Мощность слоя — 3.9 м. Выше залегают перевеянные светло-серые мелкозернистые пылеватые пески с нечетко выраженной параллельной полого наклонной слоистостью, которая срезает слоистость в нижележащих озерных песках, что фиксирует дефляционный контакт. Слой включает в себя три эфемерных (инициальных) палеопочвы, нижняя из которых подчеркивает подошву субаэральных отложений. Мощность эоловых песков вместе с палеопочвами — 2.1 м.

По разрезу отобрано 11 проб на ОСЛ-датирование (табл. 1). Впервые благодаря специальным вскрышным работам сукорские пески отобраны на всю глубину через полметра. Из субаэрального слоя получены ОСЛ-даты с возрастом моложе 10.2 тыс. л.н., начиная с образца в подошве перевеянных песков непосредственно в основании нижней палеопочвы. Полученные данные не противоречат существующим радиоуглеродным датам из эоловых песков. Обращает на себя внимание тот факт, что в субаэральных отложениях ОСЛ-даты идут сверху вниз без инверсий: с глубины 1 м - 2.4 ± 0.3 тыс. л. (208823); с глубины 1.5 м — 4.6 ± 0.4 тыс. л. (208822) и с глубины 2 м — 10.2 ± 0.8 тыс. л. (208821). Из озерного слоя получено 8 ОСЛ-дат в диапазоне от 11.2 ± 0.9 до $16.2 \pm$ ± 1.3 тыс. л.н.

Вопрос о хронологических взаимоотношениях Сукорского палеоозера и Куэхтанарского ледника может быть решен установлением возраста куэхтанарских морен и сравнением его с возрастом нижнего (озерного) слоя сукорских песков. Для этого на правом берегу реки Чуя напротив куэхтанарского трога были опробованы прослои флювиогляциального песка в диамиктонах оплывневых морен. Наиболее типичным является прослой песка в основании инверсионной гляциальной гряды, выраженной в рельефе (рис. 1). Координаты: 50.14986° с.ш.; 88.30674° в.д. (разрез 3 на рис. 2). Здесь в береговом обрыве высотой 8 м от бровки над урезом воды р. Чуя вскрыт палевый диамиктон с двумя маломощными (около 10 см) прослоями алевропеска. Кровля верхнего из них залегает в 30 см от бровки обрыва, а кровля нижнего – в 1 м от бровки. Из нижнего прослоя взят образец на ОСЛ и получена дата 24.3 ± 2.5 тыс. л. (208809), которая на 8 тыс. лет выходит за хронологический интервал существования сукорского палеоозера.

На правом берегу реки Чуя, в районе 855-го километра Чуйского тракта, дорога прорезает гряду, вскрывая вдоль обочины обнажение куэхтанарской оплывневой морены протяженностью 36 м и высотой над уровнем дороги 6 м (разрез 4 на рис. 2). Основная площадь придорожного обнажения сложена темно-серым валунно-галечным диамиктоном с алевропесчаным заполнителем (разрез 3 на рис. 2). Вдоль нижней кромки обнажения на высоте 1–1.5 м над поверхностью дороги отчетливо прослеживается слой гравийных

ения	Кварц достаточно засвечен			Λ	Λ		Λ	Λ	Λ	Λ	Λ	Λ	Λ		Λ	Λ			٨			нарской мо- ной морены эрожное об- го песка. 5 – циии (Грей);
Возрастные соотнош	IR ₅₀ /Q		1.33 ± 0.22	0.71 ± 0.08	0.72 ± 0.08	нет ПШ	0.66 ± 0.05	0.86 ± 0.07	0.71 ± 0.08	0.97 ± 0.10	0.80 ± 0.06	0.68 ± 0.07	0.69 ± 0.07	_	0.71 ± 0.09	0.81 ± 0.07	П/Н		0.79 ± 0.11	1.06 ± 0.13	1.24 ± 0.12	нию от куэхта ряда абляцион эсок. 4 – Прид могляциальноі іая) доза радиє
	pIRIR ₂₉₀ /Q		1.98 ± 0.47	0.98 ± 0.11	1.01 ± 0.14	_	0.85 ± 0.08	1.16 ± 0.17	1.01 ± 0.12	1.10 ± 0.16	1.08 ± 0.18	0.97 ± 0.20	0.97 ± 0.17	-	1.12 ± 0.17	1.15 ± 0.20	_		1.11 ± 0.31	2.10 ± 0.37	2.17 ± 0.28	и выше по тече [нверсионная г ляциальный пе ренного флюв ия (эквиваленти
***	ОСЛ (кварц)		2.4 ± 0.3	4.6 ± 0.4	10.2 ± 0.8	14.3 ± 0.9	12.0 ± 0.8	11.8 ± 0.7	12.6 ± 1.1	11.2 ± 0.9	13.0 ± 0.8	16.2 ± 1.3	15.7 ± 1.2	-	21.0 ± 1.9	18.3 ± 1.2	14.4 ± 1.4	-	24.3 ± 2.5	30.9 ± 2.9	26.7±2.0	авобережье Чу я пачка). 3 – И нный флювиог Слой внутримо – накопленна
Возраст, тыс.л.**	ИКСЛ (ПШ, pIRIR ₂₉₀)		4.8 ± 1.0	4.5 ± 0.3	10.4 ± 0.9	IIII	10.1 ± 0.6	13.6 ± 1.8	12.7 ± 1.4	12.4 ± 1.4	14.0 ± 1.8	15.8 ± 2.0	15.3 ± 2.1		23.5 ± 2.9	20.9 ± 3.4		пые пески	26.9 ± 7.0	64.7 ± 9.5	57.9 ± 5.9	юм поле на пр пески (нижня t. Внутриморе кого ледника. x аликвот; ED
	ИКСЛ (ПШ, IR ₅₀)	кие пески	3.2 ± 0.5	3.4 ± 0.4	7.4 ± 0.9	нет I	7.9 ± 0.5	10.1 ± 1.5	8.9 ± 1.5	10.9 ± 1.2	10.4 ± 1.8	11.0 ± 2.1	10.9 ± 1.5	ские пески	14.9 ± 1.9	14.8 ± 2.3	_	зиогляциальн	19.13 ± 5.5	32.62 ± 5.4	33.13 ± 4.7	истка в песчан стка, озерные г., 88.30674° в. на куэхтанарс ло измеренны
(кварц) **	DR	Cykopci	2.03 ± 0.08	2.03 ± 0.08	2.13 ± 0.08	2.13 ± 0.08	2.06 ± 0.08	2.18 ± 0.08	2.21 ± 0.08	2.26 ± 0.08	2.22 ± 0.08	2.04 ± 0.08	1.95 ± 0.07	Бараталь	1.81 ± 0.07	1.74 ± 0.06	П/Н	нарские флюн	1.07 ± 0.04	1.30 ± 0.05	1.26 ± 0.05	азцов: 1 – Расч 2 – та же расчи 1; 50.14986° с.п лывневая море в.д. ** <i>n</i> – чис
е измерений	ED		5.3 ± 0.5	9.9 ± 0.8	22.8 ± 1.5	31.6 ± 1.6	25.4 ± 1.2	26.3 ± 1.2	28.4 ± 2.1	25.8 ± 1.7	29.1 ± 1.2	33.2 ± 2.3	30.7 ± 1.9	_	38.1 ± 3.1	31.8 ± 1.6	_	Куэхтан	28.9 ± 2.7	41.1 ± 3.5	34.3 ± 2.2	я позиция обра рхняя пачка). 2 о берега р. Чук .28673° в.д. Оп. с.ш.; 87.70161°
Данны	и		18	18	18	18	18	26	26	26	26	20	22	-	21	22	_		25	23	24	афическа пески (ве Ние право 5° с.ш., 88 50.24161°
образцов	Глубина, см		100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	590	-	580	460	310		130	470	480	за, стратиг .д. Эоловые вое обнаже кта; 50.1635 ерег р. Чуя;
Позиция	Страти- графия*		1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2		5	5	5		3	4	4	ение разре 88.31686° в 1686° в тка. Берего йского тра правый бо
образцов	Лаб. индекс (RISØ)		208823	208822	208821	208820	208819	208818	208817	208816	208815	208814	208813	-	208812	208811	142565	-	208809	208807	208808	ие. *Полож 4239° с.ш., ¹ жого ледни а 855 км Чу :ий карьер,
Номера (Полевой (DeAlt19)		23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13		12	11			7	6.1	6.2	Примечан рены; 50.1 ² куэхтанарс нажение на Баратальск

208

Таблица 1. Результаты оптико-люминесцентного датирования

ЗОЛЬНИКОВ и др.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2

2021

песков толщиной от 15 до 30 см с пологой косой слоистостью флювиального типа, которые перекрываются тонкослоистыми алевритами толщиной от 10 до 25 см. Гравийно-песчаные и алевритовые отложения четко выделяются светло-серым и белесым цветами на темно-сером фоне обнажения. Из флювиогляциальных песков взяты две пробы на ОСЛ, для которых получены значения возраста 30.9 ± 2.9 тыс. л.н. (208807) и 26.7 ± 2.0 тыс. л.н. (208808). Результаты сверочного датирования по кварцу и КПШ указывают на возможную неполную засветку материала в процессе формирования флювиогляциальных песков (значения pIRIR290/Q близки к 2.1), что, повидимому, может быть связано с примесью материала из более древних горизонтов. С учетом этого факта полученные значения возраста выходят за хронологический интервал существования Сукорского палеоозера примерно на 10 тыс. лет. Таким образом, установлено, что сукорские пески не являются фациальным аналогом верхней куэхтанарской морены, и их формирование следует связывать не с Куэхтанарским ледником, а с Сукорским обвалом, перегораживавшим долину Чуи в возрастном интервале 11.2 ± 0.9 до 16.2 ± 1.3 тыс. л.н.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая вышеизложенное, с баратальским лимногляциалом, верхняя часть которого датирована в хронологическом интервале 21-14 тыс. л.н., следует коррелировать флювиогляциальные пески из оплывневых морен последнего куэхтанарского ледника, возраст которых определяется наиболее надежной датой, полученной на основе оптически стимулированной люминесценции, в 24 тыс. л.н. Эти даты соответствуют по времени последнему глобальному похолоданию Северного полушария (LGM), а не первому верхнечетвертичному оледенению, как это считалось ранее [1]. Сукорские озерные пески сформировались, повидимому, позднее за счет гигантского обвала, перегородившего Чуйскую долину во второй половине последнего ледникового максимума. Новые даты, полученные на основе оптически стимулированной люминесценции, позволяют более надежно обосновать возраст чибитского оледенения в стратиграфической схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области, как соответствующего четвертой ступени верхнего неоплейстоцена. Это оледенение наиболее ярко проявилось в Чуйской долине формированием двух моренных полей: чибитского и куэхтанарского.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда 19-17-00179.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисов Б.А. Алтае-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. С. 331–350.
- 2. *Krivonogov S., Zolnikov I., Novikov I. et al.* Gaint Glaciogenic Floods in Altai: Geomorfological, Geological and Hydrological aspects. Novosibirsk: Novosibirsk State University, 2017. 110 p.
- Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель, 2008. 180 с.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А. и др. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1194–1197. https://doi.org/10.15372/GiG20160606
- 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
- Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., et al. 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
- Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований Вып. 93. М.: Изд-во ИГ РАН, 2002. С. 41–55.
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.
- 9. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., et al. Human Occupation of South Eastern Altai Highlands (Russia) in the Context of Environmental Changes // Archaeological and Anthropological Sciences. 2016. V. 8. Is. 3. P. 419–440. https://doi.org/10.1007/s12520-014-0202-7
- 11. Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 112 с.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

AGE OF CHIBITSKY GLACIATION IN GORNY ALTAI

I. D. Zolnikov^{*a,b,c*}, E. V. Deev^{*b,c,d*}, A. V. Panin^{*c,e*}, R. N. Kurbanov^{*c,e,#*}, A. V. Vasiliev^{*a,b*}, N. I. Pozdnyakova^{*b,d*}, and I. V. Turova^{*b.d*}

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

^dA.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Russian Federation, Novosibirsk, Russian Federation

^e Moscow State University. M.V. Lomonosov, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: roger.kurbanov@gmail.com

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov October 19, 2020

We present new OSL dating results, which allows specifying the age of the Chibitsky glaciation in the Altai Mountains. Three dates were obtained from the upper part of the lacustrine-glacial Baratal sands, logically distributed within the chronological interval from 21.0 to 14.4 ka. Fluvioglacial sands from the drift moraines of the last Kuekhtanar glacier correlate with the Baratal limnoglacial, from which three OSL ages were obtained within the range of 30–24 ka. The age of the Sukorski sands, associated with the Sukorski landslide, which blocked the Chuya river valley, has been defined. According to eight OSL dates, the dammed Sukorskoye Lake existed in the interval from 16.2 to 11.2 ka. Luminescence chronology allows a more reliable reconstruction of Chibitsky glaciation age and position of the corresponding sediments in the Quaternary stratigraphic chart of the Altai-Sayan mountainous region, as corresponding to the LGM and the fourth stage of the Upper Neopleistocene of the Russian stratigraphic chart.

Keywords: glaciation, paleogeography, geochronology, stratigraphy, moraine, Altai Mountains

УДК 551.89

ПОСТЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ОКИНСКОГО ПЛАТО (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

© 2021 г. Е. В. Безрукова^{1,2,*}, Н. В. Кулагина³, Е. В. Волчатова¹, академик РАН М. И. Кузьмин¹

Поступило 17.11.2020 г. После доработки 19.11.2020 г. Принято к публикации 23.11.2020 г.

Представлены первые результаты палинологического анализа донных отложений оз. Каскадное и реконструкции растительности и климата Окинского плато за последние 14.2 тыс. к.л. Показано, что ~14.2–12.9 тыс. к.л.н. (GI-1) региональный климат был достаточно теплым и влажным для развития травяно-кустарниковой тундры с участием ели, пихты. Похолодание ~12.9–11.5 тыс. к.л.н. (GS-1) привело к преобладанию в бассейне озера травяно-кустарниковых тундр. Сосна сибирская расселялась на Окинском плато в умеренно-холодном и влажном климате 11.5–9.0 тыс. к.л.н. Более теплый и сухой климат среднего голоцена, ~9.0–4.5 тыс. к.л.н., привел к отступлению темнохвой-ных лесов из бассейна оз. Каскадное. Распространение лиственницы и сосны сибирской совпало с наступлением неогляциальных условий позднего голоцена. Установлено, что условия природной среды на Окинском плато в позднеледниковое время и в голоцене контролировались взаимодействием западного атмосферного переноса и восточноазиатского летнего муссона, изменением температуры, обусловленным уровнем инсоляции, а также особенностями региональной атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: палинологический анализ, история растительности, климат, позднеледниковое время – голоцен, Окинское плато, юг Восточной Сибири

DOI: 10.31857/S2686739721020043

Реакция континентальных экосистем северного полушария на климатические изменения после последнего оледенения меняется во времени и пространстве. Это можно объяснить воздействием глобальной инсоляции, сменой направлений господствующего атмосферного переноса, региональными ороклиматическими условиями. Ответ экосистем Восточной Сибири на изменения глобального климата пока трудно реконструировать из-за ограниченного числа датированных и непрерывных записей постледникового времени. В настоящее время для Восточного Саяна такие записи единичны, и все они моложе 11.2 тыс. лет [1]. Полученная нами пыльцевая запись является самой длительной, хорошо датированной, включающей историю растительности региона за последние 14.2 тыс. лет, в позднеледниковое время и в голоцене.

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия ² Иркутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия ³ Институт земной коры Сибирского отделения Оз. Каскадное расположено на высоте 2080 м над уровнем моря. Его максимальная глубина 7 м и площадь поверхности 2.5 км² (рис. 1). Озеро питается за счет атмосферных осадков и разгрузки подземных вод. Климат в районе континентальный со среднегодовой температурой – 4°С. За год выпадает около 400 мм осадков. Преобладает западный перенос воздушных масс [2]. Для водосбора озера характерен прерывистый растительный покров, в котором преобладают разнотравно-злаковые группировки, кустарниковая береза *Betula nana*, редкие островки лиственницы *Larix sibirica*, ивы *Salix* sp., пихты *Abies sibirica* стелющейся формы.

Разрез озерных отложений длиной 150 см был вскрыт полностью с захватом подстилающих ледниковых отложений. В литологии разреза выделяются два основных слоя: нижний (144—150 см) — серая алевритистая глина, верхний (0—144 см) биогенно-терригенный ил. Возрастная модель керна опубликована [3]. Она базируется на семи радиоуглеродных датах, полученных с применением ускорительной масс-спектрометрии в г. Познань (Польша). Далее в тексте все значения возраста выражены в тысячах калиброванных лет назад от нашего времени (тыс. к.л.н.).

Российской академии наук, Иркутск, Россия

^{*}E-mail: bezrukova@igc.irk.ru



Рис. 1. Схема района исследований. Звездочка – местоположение оз. Каскадное.

Локальные пыльцевые зоны (рис. 2) выделены с использованием стратиграфически ограниченного кластерного анализа CONISS [4].

Палинозона 5 включает две подзоны (рис. 2). В спорово-пыльцевых спектрах (СПС) подзоны Кск-5б (~14.2–13.77 тыс. к.л.н.) преобладает *Betula nana*-type, пыльца трав – полыней *Artemisia sp.*, маревых Chenopodiaceae, осок Cyperaceae, есть пыльца ели *Picea obovata* и *Larix*. Состав СПС характеризует неоднородный характер растительности с преобладанием кустарниковой тундры с елово-лиственничными группировками, участками степей. Согласно хроностратиграфии изменений глобального климата из ледовых кернов Гренландии [5] такая растительность существовала в бассейне оз. Каскадное в начале интерстадиала GI-1 (Аллеред) и способствовала поступлению в озерные осадки значительного объема органического вещества (рис. 2).

Подзона Кск-5а (~13.77–12.9 тыс. к.л.н.) отличается повышением обилия пыльцы ели, пихты, сосны сибирской *Pinus sibirica* и скоростей аккумуляции пыльцы (САП), означая расширение в бассейне озера древесной темнохвойной растительности в умеренно-холодном и влажном климате с высоким снежным покровом. Такие условия наступили в финале GI-1.

Снижение обилия пыльцы ели, пихты, повышение — маревых, гвоздичных в СПС зоны Кск-4 (~12.9—11.5 тыс. к.л.н.) предполагает более сухой, чем ранее, климат, соответствующий похолоданию в стадиал GS-1 (Поздний Дриас). Однако высокие значения САП и ППП свидетельствуют об относительно густом растительном покрове в бассейне оз. Каскадное.

Снижение обилия пыльцы древесных растений, самые высокие САП, подъем кривых сосны



Рис. 2. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Каскадное. *1* – ледниковые глины; *2* – биогенно-терригенные илы с диатомовыми водорослями; *3* – места отбора проб для УМС¹⁴С-датирования; САП – скорость аккумуляции пыльцы (зерен в год на см²); ППП – потери при прокаливании как показатель изменения органического вещества. Динамика летней инсоляции – красная линия, зимней – синяя пунктирная.

сибирской и обыкновенной в спектрах Кск-3 (~11.5-9.0 тыс. к.л.н.) означают повышение в горах верхней границы сосен и приближение их к бассейну озера. В самом бассейне оз. Каскадное существовала кустарниковая тундра с редкой пихтой. Последняя предпочитает высокую весенне-летнюю влажность почвы и глубокий уровень залегания многолетней мерзлоты. Появление водорослей Pediastrum, вероятно, указывает на повышение летних температур. Эти данные согласуются с другими региональными палеоклиматическими реконструкциями, свидетельствующими о повышенных атмосферных осадках и росте летних температур [6]. Вероятно, в этот период увеличение поверхностной температуры в северной части Атлантического океана и активный летний восточноазиатский муссон [7] способствовали развитию интенсивной облачности летом, что приводило к влажным летним сезонам. Однако в бассейне оз. Каскадное теплые летние сезоны, обусловленные высокой инсоляцией в среднем голоцене [8], могли приводить к повышенному испарению и дефициту влаги, которой стало недостаточно для ели и пихты.

Низкие значения САП и ППП в спектрах Кск-2 (~9.0—4.5 тыс. к.л.н.) предполагают преимущественно безлесный ландшафт кустарниковой тундры в бассейне оз. Каскадное. Максимальное содержание пыльцы сосны обыкновенной может отражать прогрессирующее повышение верхней границы леса в горах Восточного Саяна, как и во многих регионах Северной Азии [6]. Расширение региональной лесной растительности и одновременно ее отступление из бассейна оз. Каскадное указывают на местные различия в топографии, характере бассейна озера, доступности влаги.

В последние ~4.5 тыс. лет (Кск-1, рис. 2) в бассейне оз. Каскадное повысилась роль лиственницы и сосны сибирской (рис. 2). Предполагается, что снижение летней инсоляции привело к более прохладному климату в северном полушарии [9], понижению поверхностной температуры в северной части Атлантического океана. Одновременное повышение зимней инсоляции и снижение объема глобального льда [10] могли быть причинами ослабления Сибирского антициклона, что позволило влажным атлантическим воздушным массам проникать дальше на восток. Вероятно, в ответ на летнее похолодание и повышение атмосферных осадков в бассейне оз. Каскадное расширилась древесно-кустарниковая растительность.

Таким образом, нами получена первая непрерывная, самая длительная и датированная запись изменения природной среды Окинского плато, отражающая динамику климата и растительности в горах Восточного Саяна, где хранятся значительные запасы пресной воды Сибири. Эта запись позволила установить, что бассейн оз. Каскадное был свободен от льда уже ~14.2 тыс. к.л.н., и в районе начался процесс лимногенеза. Умеренно-холодный и влажный климат начала позднеледникового времени был благоприятен для развития в бассейне озера тундрово-степной растительности с участием ели, пихты и лиственницы. Позднее, снижение общей увлажненности района в стадиал GS-1 привело к деградации ели и пихты. Более теплые и сухие, чем ранее, летние сезоны стали причиной локального сокращения лесной растительности в бассейне оз. Каскадное ~11.6-9.0 тыс. к.л.н., но способствовали расширению сосны обыкновенной в низкогорном поясе, которое продолжилось позднее, ~9.0-4.7 тыс. к.л.н. Снижение летней инсоляции, а вслед за ней летних температур на широте Окинского плато привело к расширению в бассейне оз. Каскадное-1 лиственницы и сосны сибирской в последние ~4.5 тыс. лет.

Бассейн оз. Каскадное находится в высокогорной зоне, характеризуется сложной топографией, и это сильно влияет на климат и растительность на мезо- и микромасштабном уровне. В новой записи из оз. Каскадное ясно видны факторы, влияющие на климат в масштабе полушария, но именно высокогорное положение района, его топографическая неоднородность привели к пространственным и временным различиям в ответах природной среды Окинского плато на глобальные изменения климата. Полученные результаты подчеркивают важность субрегиональных палеогеографических исследований и потребность в репрезентативном наборе хорошо датированных записей из донных отложений озер Восточного Саяна с высоким разрешением для лучшего понимания изменений природной среды этого региона, являюшегося "водонапорной башней" юга Восточной Сибири.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 19-05-00328) и в соответствии с государственным заданием Института геохимии СО РАН (проект № 0350-2017-0026).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M., et al.* Aquatic Ecosystem Responses to Holocene Climate Change and Biome Development in Boreal, Central Asia // Quat. Sci. Rev. 2012. V. 41. P. 119–131.
- Lydolph P.E. Eastern Siberia. In: Climates of the Soviet Union. World Survey of Climatology 7. Elsevier, Amsterdam. P. 91–115.
- 3. Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley

(East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 173. P. 291–303.

- Grimm E.C. TGVIEW 2.0.2 (Computer Software). I. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, 2004.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., et al. Stratigraphic Framework for Abrupt Climatic Changes during the Last Glacial Period Based on Three Synchronized Greenland Ice-core Records: Refining and Extending the INTIMATE Event Stratigraphy // Quat. Sci. Rev. 2014. V. 106. P. 14–28.
- *Zhang D., Feng Z.* Holocene Climate Variations in the Altai Mountains and the Surrounding Areas: A Synthesis of Pollen Records // Earth-Science Reviews. 2018. V. 185. P. 847–869.

- Zhang S., Yang Z., Cioppa M. T., et al. A High-resolution Holocene Record of the East Asian Summer Monsoon Variability in Sediments from Mountain Ganhai Lake, North China // Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol. 2018. V. 508. P. 17–34.
- Berger A., Loutre M.F. Insolation Values for the Climate of the Last 10 Million Years // Quat. Sci. Rev. 1991. V. 10. P. 297–317.
- Tian F., Cao X., Dallmeyer A., et al. Biome Changes and Their Inferred Climatic Drivers in Northern and Eastern Continental Asia at Selected Times Since 40 cal ka BP // Vegetation History and Archaeobotany. 2018. V. 27. P. 365–379.
- Yokoyama Y., Kido Y., Tada R., et al. Japan Sea Oxygen Isotope Stratigraphy and Global Sea-level Changes for the Last 50 000 Years Recorded in Sediment Cores from the Oki Ridge // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007. V. 247. P. 5–17.

POSTGLACIAL VEGETATION AND CLIMATE HISTORY OF OKA PLATEAU (EAST SAYAN MOUNTAINS, SOUTH SIBERIA)

E. V. Bezrukova^{*a,b,#*}, N. V. Kulagina^{*c*}, E. V. Volchatova^{*a*}, and Academician of the RAS M. I. Kuzmin^{*a*}

^a A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation
 ^b Irkutsk Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation
 ^c Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation
 [#]E-mail: bezrukova@igc.irk.ru

The article presents the first results of palynological analysis of Lake Kaskadnoe sediments and reconstruction of vegetation and climate on the Oka plateau over the last 14.2 ky. It is shown that \sim 14.2–12.9 cal. kyBP (GI-1) the regional climate was warm and humid enough for supporting forb-shrub tundra with spruce and larch stands. Cooling at \sim 12.9–11.5 cal. ky BP (GS-1) led to the predominance of forb-shrub tundra in the lake basin. Siberian pine arrived on the Oka Plateau at \sim 11.5–9.0 cal. ky BP. The warmer and drier than during the previous stage climate of the Middle Holocene, \sim 9.0–4.5 cal. ky BP, resulted in the retreat of darkconiferous forests from the lake basin. The spread of larch and Siberian pine coincided with the onset of Neoglacial cooling in the Late Holocene. It was found, that the environmental conditions on the Oka plateau in the Lateglacial and Holocene were controlled mainly by the interplay of the western atmospheric transport and the East Asian summer monsoon, temperature variations caused by changing insolation, as well as the regional atmospheric circulation features.

Keywords: palynological analysis, vegetation history, climate, Lateglacial–Holocene, Oka plateau, south of Eastern Siberia

———— ГЕОЭКОЛОГИЯ ———

УДК 621.039.7

МОДЕЛЬ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ "СОСТАРЕННЫХ" НАТРИЙ-АЛЮМОФОСФАТНЫХ СТЕКЛОМАТРИЦ РАДИОНУКЛИДОВ

© 2021 г. В. И. Мальковский^{1,*}, член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев¹

Поступило 12.10.2020 г. После доработки 11.11.2020 г. Принято к публикации 11.11.2020 г.

Высокорадиоактивные отходы ядерной энергетики включают в стеклообразные матрицы для удаления в глубокие подземные хранилища. Распад радионуклидов вызывает разогрев и кристаллизацию остеклованных отходов с ухудшением способности удерживать опасные компоненты. С учетом экспериментальных данных предложена модель растворения в воде закристаллизованного Na–Al– P-стекла для прогноза поведения такой матрицы в хранилище.

Ключевые слова: ядерная энергетика, радиоактивные отходы, изоляция, стекломатрица, раскристаллизация, прогноз устойчивости, теоретическая модель разрушения **DOI:** 10.31857/S2686739721020109

Изоляция высокоактивных отходов (ВАО) от переработки отработанного топлива (ОЯТ) является необходимым условием ресурсосберегающего и экологически безопасного топливного цикла ядерной энергетики. ВАО представляют собой азотнокислые растворы с высокими концентрациями радионуклидов [1]. Основным способом обращения с ними признана стратегия отверждения жидких ВАО и подземного захоронения [2– 4]. Перевод жидких ВАО в твердое состояние осуществляется включением растворенных компонентов в матрицу-консервант. В нашей стране для этого используется натрий-алюмофосфатное стекло, в остальных странах – боросиликатное [3–6].

Одним из главных требований к матрицам ВАО является долговременная устойчивость в подземных водах после размещения в хранилище [6, 7]. Имеется большое количество данных по интенсивности растворения стеклообразных матриц отходов в нагретых водных растворах в различных условиях [4–7]. Остеклованные ВАО выделяют тепло за счет радиоактивного распада, изза чего их температура существенно повышается. Разогрев стекла приводит к изменению его строения (кристаллизации), этот процесс интенсивно протекает в интервале температуры 450–550°С для алюмофосфатных стекол и 600–700°С для боросиликатных матриц [4, 5]. В таких условиях полная или частичная девитрификация стекломатриц происходит за время от нескольких часов до первых суток. В среде паров воды с влажностью около 70% температура кристаллизации Na-Al-P-стекла опускается до 250-300°С [8], а сам процесс занимает не более суток (рис. 1). Изменение остеклованных ВАО в горячем влажном воздухе получило название "паровая гидратация", а сами измененные матрицы называют состаренными (или aged в англоязычной литературе) [9]. При контакте таких ускоренно-состаренных матриц с водой содержание в ней плутония, нептуния, урана и имитаторов продуктов деления (Cs) возрастает в десятки и даже тысячи раз по сравнению с растворами. полученными в опытах с неизмененным стеклом [9, 10]. Вода в небольшом количестве попадает в контейнер с остеклованными ВАО до его герметизации на радиохимическом заводе. Контакт паров воды с матрицей может также произойти при разрушении контейнера уже на начальной "сухой" стадии эволюции подземного хранилища, которая может длиться до ста лет после его закрытия и характеризуется температурой от 100 до 140°С [11].

Для прогноза поведения матриц отходов в хранилище необходимо проанализировать их устойчивость в течение всего времени, пока долгоживущие радионуклиды актинидов и продуктов деления представляют экологическую угрозу для биосферы (до десятков тысяч лет и более). С этой целью на основе полученных ранее данных [10] разработана модель временной зависимости растворения в воде девитрифицированных

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

^{*}E-mail: malkovsky@inbox.ru



Рис. 1. СЭМ-изображение Na–Al–Р-стекла с имитаторами отходов: исходное (а) и после девитрификации в среде пара (б). Цифрами обозначены номера фаз (*1–4*). Составы фаз *1–4* приведены в табл. 2.

Na-Al-P-стекол. Исходное стекло имеет однородное строение (рис. 1а), если не считать газовые поры, и состав. После суточной обработки паром воды при 300 С происходит его раскристаллизация (рис. 16; табл. 1). Определение интенсивности растворения закристаллизованного Na-Al-P-стекол в воде осуществлялось следующим образом. Монолитные образцы (состава, в мас. %: 17.3 Na₂O; 14.0 Al₂O₃; 51.1 P₂O₅; 5.5 Fe₂O₃; 1.1 NiO; 2.1 SrO; 2.5 Cs₂O; 2.1 Ce₂O₃; 2.0 Nd₂O₃; 2.3 UO_3 ; $\Sigma = 100\%$) помещались в титановый автоклав с фторопластовым вкладышем. Автоклав заполнялся дистиллированной водой, герметично закрывался и помещался в термостат при температуре 90°С. Через определенное время (1, 3, 10 и 30 сут) автоклав извлекался из термостата и охлаждался проточной водой. Раствор из автоклава сливался, и в нем измерялись концентрации продуктов растворения стекла. Затем автоклав с тем же образцом заполнялся дистиллированной водой, герметизировался и помещался в термостат. Концентрации элементов в растворах измерялись методом ICP-MS в ИГЕМ РАН.

Обозначим Δt_i интервал времени между (i - 1)-й и *i*-й заменой раствора. Среднюю скорость рас-



Рис. 2. Интенсивность выщелачивания Al из матрицы по отношению к Na и P.

творения стекла, нормализованную по элементу *E*, в интервале времени Δt_i можно оценить по формуле $R_{i,E} = mC_{i,E}/(F_ES\Delta t_i)$, где *m* – масса раствора в автоклаве, $C_{i,E}$ – массовая концентрация элемента *E* в растворе, *S* – площадь поверхности образца, F_E – массовая доля элемента *E* в стекле.

Если растворение образца осуществляется конгруэнтно, т.е. поверхность его контакта с раствором перемещается параллельно самой себе, то R_{iF} должны быть одинаковыми для всех *E*. Однако в большинстве случаев это не так [10, 12], часть этих элементов относительно легко переходит в раствор, а менее растворимые элементы оседают в поверхностном слое матрицы, уменьшая площадь ее контакта с раствором. Для сравнения скорости поступления в раствор элементов E и F, образующих каркас матрицы, удобно использовать количественную характеристику $\gamma_{E/F}(t_n) = R_{n,E}/R_{n,F},$ где $t_n = \sum_{i=1}^n \Delta t_i$. Если $\gamma_{E/F} \ll 1$, то при растворении матрицы элемент F преимущественно поступает в раствор, а элемент Е в большей степени оседает в поверхностном слое образца, что замедляет его растворение. Зависимости характеристик $\gamma_{E/F}$ от времени для элементов каркаса стекла (Na, Al и P) после гидратации в паре приведены на рис. 2. Отметим, что Al поступает в раствор гораздо слабее, чем Р и Na. За исключением короткого начального интервала времени величины $\gamma_{Al/P}$ и $\gamma_{Al/Na}$ в течение эксперимента меняются незначительно.

	Атомные количества элементов в расчете на 10 катионов											
Элемент	№ 1 Na—Al-фосфат-1	№ 2 Na—Al-фосфат-2	№ 3 Sr-Ln-U-фосфат	№ 4 Сѕ–U-фосфат	Исходное стекло							
Na	3.84	2.69	—	1.00	3.27							
Al	1.96	1.66	0.44	0.50	1.61							
Р	3.89	4.15	5.06	3.73	4.22							
Fe	0.31	0.74	—	0.23	0.40							
Ni	—	0.55	—	_	0.09							
Sr	—	0.16	1.24	—	0.12							
Cs	—	0.05	—	1.57	0.10							
Ce	—	—	1.41	_	0.07							
Nd	—	—	1.19	—	0.07							
U	—	—	0.66	2.97	0.05							
0	15.05	16.08	19.77	20.62	15.76							

Таблица 1. Состав стекла и фаз после его девитрификации при обработке паром

Для анализа влияния осаждения продуктов выщелачивания Na–Al–P-стекла на изменение поверхности выщелачивания предложена следующая модель. Обозначим z глубину продвижения фронта растворения, а S – текущее значение поверхности фронта растворения. При продвижении фронта растворения на Δz произойдет выщелачивание массы образца $\rho_m S(z)\Delta z$, ρ_m – плотность стекла. Из этой массы часть перейдет в раствор, а часть продуктов выщелачивания массой δ_m осядет на поверхности образца. Изменение S за счет осаждения этих слаборастворимых продуктов выщелачивания удовлетворяет уравнению

$$S(z + \Delta z) - S(z) = -A\delta_m,$$

где А – некоторый постоянный коэффициент.

Поскольку в течение всего описанного эксперимента по выщелачиванию, за исключением краткого начального периода, величины $\gamma_{Al/Na}$ и $\gamma_{Al/P}$ изменялись незначительно (рис. 2), в линейном приближении можно записать $\delta_m = \theta \rho_m S(z) \Delta z$, где $0 < \theta < 1$. Следовательно,

$$\frac{dS}{dz} = -A\theta\rho_m S, \quad z = 0, \quad S = S_0,$$

где S₀ – поверхность образца. Отсюда

$$S = S_0 \exp(-Bz), \tag{1}$$

где $B = A\theta \rho_m$.

Во всех экспериментах концентрации продуктов выщелачивания матрицы в растворе малы. Это позволяет предположить, что выщелачивание всех кристаллических фаз протекает независимо. Миграция продуктов растворения *i*-й фазы к исходной поверхности образца осуществляется за счет диффузии через канал с переменным сечением $s_i(z)$ и удовлетворяет уравнению:

$$\frac{\partial C^{(i)}}{\partial t} = \frac{1}{s_i(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(D_i s_i(z) \frac{\partial C^{(i)}}{\partial z} \right), \tag{2}$$

217

где $C^{(i)}$ — локальная массовая концентрация продуктов выщелачивания *i*-й фазы, D_i — коэффициент молекулярной диффузии продуктов выщелачивания *i*-й фазы, $s_i(z)$ — площадь фронта выщелачивания при его смещении на расстояние *z* от исходной поверхности образца, *t* — время. Согласно (1), $s_i(z)$ можно представить в виде $s_i(z) =$ $= S_m \sigma_i \exp(-b_i z)$, где S_m — исходная поверхность образца, σ_i , b_i — константы. Одна из фаз (№ 3 на рис. 1 и в табл. 1) представлена фосфатом РЗЭ со структурой монацита. Монацит практически не растворим в воде до 150°С, поэтому растворение этой фазы не учитывалось. Обозначим *t_n* время *n*-й замены раствора в автоклаве. При этом выполняется условие

$$t = t_n, \quad C^{(i)} \equiv 0. \tag{3}$$

Граничные условия для уравнения (2) запишутся в виде

$$z = 0, \quad C^{(i)} = C_v^{(i)}; \quad z = Z_i(t), \quad C^{(i)} = C_{\text{sat}}^{(i)}, \quad (4)$$

где $C_v^{(i)}$ — концентрация продуктов выщелачивания *i*-й фазы в объеме раствора, $C_{\text{sat}}^{(i)}$ — концентрация насыщения продуктов выщелачивания *i*-й фазы в воде, $Z_i(t)$ — перемещение фронта выщелачивания *i*-й фазы за время *t*. Величины $C_v^{(i)}$ и $Z_i(t)$ определяются из соотношений [13]:

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 496 № 2 2021

Номер фазы	D_i , M^2/c	$C_{ m sat}^{(i)},$ безразм.	σ _{<i>i</i>} , безразм.	<i>b</i> _{<i>i</i>} , 1/м		
1	3.3×10^{-11}	0.014	0.65	1.3×10^{4}		
2	4.9×10^{-13}	0.011	0.17	0.73×10^4		
4	6.1×10^{-13}	0.017	0.20	2.6×10^{4}		

Таблица 2. Параметры модели из данных эксперимента по выщелачиванию

$$\frac{\partial C_v^{(i)}}{\partial t} = \frac{\rho_i s[Z_i(t)]}{m} \frac{dZ_i}{dt},$$

$$\rho D_i \frac{\partial C^{(i)}}{\partial z} [t, Z_i(t)] = \rho_i \frac{dZ_i}{dt},$$
(5)

где ρ_i – плотность *i*-й фазы, ρ – плотность воды.

Уравнение (2) с начальными и граничными условиями (3), (4) и дополнительными соотношениями (5) полностью определяют задачу Стефана, если заданы параметры { $C_{sat}^{(i)}$, D_i , σ_i , b_i , i = 1, ..., 4}. Их значения получены из условия:

$$\Phi = \sum_{n=1}^{4} \left[\frac{1}{C_{n,E}} \sum_{i=1}^{4} (1 - \delta_{i,3}) C_{v}^{(i)}(t_{n}) F_{i,E} - 1 \right]^{2} \to \min, (6)$$

где n — номер замены раствора в автоклаве, i — номер фазы, $\delta_{i,j}$ — символ Кронекера, $F_{i,E}$ — мас-

Массовая концентрация Na в растворе, г/г 0.0006 🖗



Рис. 3. Сравнение расчетных (линия) и измеренных (точки) концентраций Na в воде в опытах по растворению закристаллизованного Na–Al–P-стекла. Ступенчатое снижение концентрации до нуля соответствует замене раствора в автоклаве через интервалы времени 1, 3, 10 и 30 сут.

совое содержание такого элемента Е в каркасе матрицы, который, во-первых, наиболее легко (по сравнению с другими элементами каркаса) переходит в раствор, а во-вторых, не осаждается при его диффузионном переносе от фронта вышелачивания до основного объема раствора в автоклаве. Из данных наших опытов по растворению девитрифицированных стекол следует, что таким элементом является Na [10]. Уравнение (2) интегрировалось полунеявным конечно-разностным методом с учетом соотношений (5) и условий (3) и (4) [14]. Минимум функции Ф определен модифицированным градиентным методом с контролем сходимости [15]. Полученные значения параметров даны в табл. 2, а вычисленные для них концентрации Na в растворе согласуются с измеренными в опытах по выщелачиванию (рис. 3). Полученные из решения задачи Стефана зависимости $Z_i(t)$ при этих параметрах с удовлетворительной точностью могут быть аппроксимированы степенными функциями вида $Z_i^0 t^{P_i}$ с показате-

ны степенными функциями вида $Z_i T$ с показателями степени P_i от 0.4 до 0.7, что согласуется с решениями близких по постановке задач Стефана, приведенными в [13]. Эти зависимости имеют вид

$$Z_1 = 8.09 \times 10^{-4} t^{0.38}, \quad Z_2 = 3.36 \times 10^{-5} t^{0.58}, \quad (7)$$
$$Z_4 = 3.36 \times 10^{-5} t^{0.7},$$

где $[Z_i] = M; [t] = сут.$

Общая масса *i*-й фазы, выщелачиваемая с единичной поверхности образца, определяется выражением

$$m_i(t) = \frac{\rho_i}{S_m} \int_0^{Z_i(t)} s_i(z) dz.$$

Тогда масса *i*-й фазы, выщелачиваемая в единицу времени с единичной поверхности раскристаллизованного Na–Al–P-стекла, вычисляется по формуле:

$$\frac{dm_i}{dt} = \rho_i \sigma_i \exp[-b_i Z_i(t)] \frac{dZ_i}{dt} = \rho_i \sigma_i \exp(-b_i Z_i^0 t^{P_i}) \frac{P_i Z_i^0}{t^{1-P_i}},$$

где значения Z_i^0 , P_i приведены в выражении (7), а параметры σ_i , b_i – в табл. 2.

Отсюда масса натрия, переходящая в раствор с единичной поверхности образца в единицу времени, вычисляется по формуле

$$\frac{dm_{\rm Na}}{dt} = \sum_{i=1}^{4} F_{i,\rm Na} \frac{dm_i}{dt} (1 - \delta_{i,3}) =$$

$$= \sum_{i=1}^{4} (1 - \delta_{i,3}) F_{i,\rm Na} \rho_i \sigma_i \exp(-b_i Z_i^0 t^{P_i}) \frac{P_i Z_i^0}{t^{1-P_i}}.$$
(8)

Однако с точки зрения оценки защитных свойств матрицы большее значение имеет определение массы актинидов, поступающей в рас-


Рис. 4. Интенсивность выщелачивания U и имитаторов актинидов (Ce, Nd) по отношению к Na.

твор в единицу времени с единичной поверхности образца. В качестве их имитаторов в образец вводились радиоизотоп ²³⁸U и геохимические аналоги актинидов: Се и Nd. Интенсивность вышелачивания U. Ce и Nd по отношению к интенсивности выщелачивания Na характеризуется параметрами $\gamma_{U/Na}$, $\gamma_{Ce/Na}$, $\gamma_{Nd/Na}$, зависящими от времени (рис. 4). Можно отметить, что за исключением сравнительно короткого начального периода графики всех трех зависимостей практически совпадают. Из табл. 1 следует, что U входит в состав третьей и четвертой фазы, а Ce и Nd – только в состав слаборастворимой третьей фазы. По-видимому, отклонение кривой $\gamma_{U/Na}(t)$ в начальный период времени обусловлено наличием в приповерхностном слое образца более растворимой четвертой фазы (пластинчатые кристаллы на рис. 1б). В дальнейшем переход U, Ce и Nd в раствор осуществляется только за счет частиц третьей фазы, о чем убедительно свидетельствует совпадение всех трех кривых на рис. 4. Для всех трех имитаторов актинидов зависимости $\gamma_{Act/Na}(t)$ (где Act = U, Ce, Nd) вне начального интервала времени с хорошей точностью аппроксимируются функцией

$$\gamma_{\text{Act/Na}}(t) \cong 0.0495 \exp(-0.076t),$$
 (9)

где [t] = сут.

Таким образом, массу актинида Act, переходящую в раствор с единичной поверхности в единицу времени, можно оценить по определению $\gamma_{Act/Na}$ как

$$\frac{dm_{\rm Act}}{dt} = \frac{dm_{\rm Na}}{dt} \frac{F_{\rm Act}}{F_{\rm Na}} \gamma_{\rm Act/Na},$$

где $dm_{\rm Na}/dt$ и $\gamma_{\rm Act/Na}$ вычисляются по формулам (8) и (9).

Данная модель может быть использована для анализа долговременной устойчивости раскристаллизованных алюмофосфатных матриц в отношении основных элементов каркаса стекла (Na, Al, P), а также для оценки интенсивности выноса из нее элементов отходов, в том числе радионуклидов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы НИР государственного задания ИГЕМ РАН. Состав растворов определен в центре коллективного пользования "ИГЕМ РАН – Аналитика".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Копырин А.А., Карелин А.И., Карелин В.А. Технология производства и радиохимической переработки ядерного топлива: М.: Атомэнергоиздат, 2006. 576 с.
- End Points for Spent Nuclear Fuel and High-level Radioactive Waste in Russia and the United States / Committee on End Points for Spent Nuclear Fuel and High-Level Radioactive Waste in Russia and the United States. Washington: National Academies Press. 2003. 137 p.
- 3. Laverov N., Yudintsev S., Kochkin B., Malkovsky V. // Elements. 2016. V. 12. P. 253–256.
- Вашман А.А., Демин А.В., Крылова Н.В., Кушников В.В., Матюнин Ю.И., Полуэктов П.П., Поляков А.С., Тетерин Э.Г. Фосфатные стекла с радиоактивными отходами / Под ред. А.А. Вашмана, А.С. Полякова. М.: ЦНИИатоминформ, 1997. 172 с.
- Donald I.W., Metcalfe B.L., Taylor R.N.J. // Journ. of materials science. 1997. V. 32. P. 5851–5887.
- Nuclear Waste Conditioning. A Nuclear Energy Division Monograph. Ed. by Jean-François Parisot. Gifsur-Yvette: Commissariat à l'énergie atomique, 2009. 151 p.
- Abdelouas A., Neeway J., Grambow B. // In: Springer Handbook of Glass. Musgraves J.D., Hu J., and Calvez L. (Eds.). Switzerland AG: Springer Nature. 2019. Chapter 12.
- Александрова Е.В., Мальковский В.И., Юдинцев С.В. // ДАН. 2018. Т. 482. № 6. С. 693–696.
- 9. Bates J.K., Seitz M.G., Steindler M.J. // Nucl. and Chem. Waste Managem. 1984. V. 5. P. 63–73.
- Malkovsky V.I., Yudintsev S.V., Aleksandrova E.V. // Journ. of Nuclear Materials. 2018. V. 508. P. 212–218.
- 11. Diomidis N., Johnson L.H. // JOM. 2014. V. 66. Iss. 3. P. 461–470.

- 12. *Rebiscoul D., Frugier P., Gin S., Ayral A.* // Journ. of Nuclear Materials. 2005. V. 342. P. 26–34.
- 13. *Carslaw H.S., Jaeger J.C.* Conduction of Heat in Solids, 2d ed. Oxford: Clarendon Press, 1959. 510 p.
- 14. *Roache P.J.* Computational Fluid Dynamics. Albuquerque: Hermosa Publishers, 1976. 446 p.
- 15. *Gill P.E., Murray W., Wright M.H.* Practical optimization. London: Academic Press: 1981. 401 p.

MODEL OF LEACHING OF "AGED" SODIUM-ALUMINOPHOSPHATE VITREOUS WASTE FORMS OF RADIONUCLIDES

V. I. Malkovsky^{a,#} and Correspondent-Member of the RAS S. V. Yudintsev^a

^a Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: malkovsky@inbox.ru</sup>

High-level radioactive waste of nuclear power engineering are vitrified for removal to deep underground repositories. Radionuclides decay leads to heating and crystallization of the vitrified waste with a deterioration of their ability to retain hazardous components. A model of dissolution of crystallized Na–Al–P-glass in water is developed taking into account experimental data. The model is destined for prediction of waste form behavior in the repository.

Keywords: nuclear power engineering, radioactive waste, isolation, vitreous waste form, crystallization, stability forecast, theoretical model of destruction