Том 497, номер 2, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Первые данные U/Pb- и ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-датирования Предджугджурских вулканитов – новое свидетельст разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	'BO
В. Ф. Полин, П. Л. Тихомиров, А. И. Ханчук, А. В. Травин	107
ГЕОЛОГИЯ РУЛНЫХ МЕСТОРОЖЛЕНИЙ	
Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива "трондьемитов" Мо–W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb изотопного датирования циркона (метод LA–ICP–MS)	
С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин, Н. С. Бортников	116
ГЕОХИМИЯ	
Положительная аномалия δ ¹³ С и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии	
К. А. Савко, А. Б. Кузнецов, М. Ю. Овчинникова, А. Ю. Крамчанинов	122
Стероидные фитогормоны в угольных месторождениях: геохимический мост между древними и современными растениями	
Р. Г. Гарецкий, А. В. Барановский, В. Н. Жабинский, Р. П. Литвиновская, А. Г. Прядко, А. Л. Савчук, С. А. Фатыхова, В. А. Хрипач, П. С. Шабуня	128
Окислительно-восстановительное состояние тектитов из различных полей рассеяния по данным электрохимических определений собственной летучести кислорода	
О. А. Луканин, Е. В. Жаркова, В. Г. Сенин	133
МИНЕРАЛОГИЯ	
Сульфидсодержащие полиминеральные включения в мантийных гранатах из лампрофиров Чомполинского поля (Центральный Алдан, Сибирский кратон)	
Е. И. Николенко, И. С. Шарыгин, Д. И. Резвухин, В. Г. Мальковец, Н. С. Тычков, Н. П. Похиленко	139
Группа псевдобрукита: кристаллохимические особенности железистого аналога армолколита	
О. Н. Кажева, Н. В. Зубкова, К. Шефер, Н. В. Чуканов, И. В. Пеков, С. Н. Бритвин, Д. Ю. Пущаровский	145
ГЕОФИЗИКА	
Ионный состав экзосферы Земли в период смены магнитных полюсов Солнца	
М. С. Иванов, В. Б. Лапшин	151
Оценка вклада прямого радиационного воздействия в изменения приземной температуры в современный период	
В. А. Семенов, М. А. Алешина	155
Моделирование волновых полей в пористых средах диффузно-интерфейсным подходом	
Г. В. Решетова, Е. И. Роменский	161
СЕЙСМОЛОГИЯ	

Особенности сейсмической активизации Авачинского вулкана в конце 2019 г.

П. П. Фирстов, А. А. Шакирова, А. П. Максимов, Е. В. Черных

океанология

Вдольбереговые потоки песчаных осадков в районе прохождения тропических циклонов (на примере п-ва Икакос, Куба)							
Б. В. Дивинский, Н. Н. Дунаев, Р. Д. Косьян	171						
Динамика осадочных волн на западном склоне Каспийского моря							
А. К. Амбросимов, А. П. Лисицын	185						
ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ Нелинейные эффекты формирования качества воды							
В. И. Данилов-Данильян, О. М. Розенталь	189						
ГЕОЭКОЛОГИЯ							
Изменения надземной фитомассы экосистем Северной Евразии в XXI веке							
А. А. Тишков, А. Н. Кренке, С. В. Титова, Е. А. Белоновская, Н. Г. Царевская	193						

Vol. 497, no. 2, 2021

GEOLOGY

The First Data of U/Pb and ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Dating of Pre-Dzhugdzhur Volcanics – New Evidence of the Different Timing Of Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt Individual Links Formation	
V. F. Polin, P. L. Tikhomirov, A. I. Khanchuk, and A. V. Travin	107
GEOLOGY OF ORE DEPOSITS	
A Late Paleozoic Age of the Intrusive Rocks from the "Trondhjemite" Massif at the Tyrnyauz W–Mo Deposit (North Caucasus, Russia): First Zircon U–Pb Isotopic Data (LA–ICP–MS Method)	
S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, D. V. Semenova, Y. A. Kalinin, and N. S. Bortnikov	116
GEOCHEMISTRY	
Positive δ^{13} C Anomaly and Sr Isotope Composition in the Paleoproterozoic Limestone of the Tim Formation within the Kursk Block, Sarmatia	
K. A. Savko, A. B. Kuznetsov, M. Yu. Ovchinnikova, and A. Yu. Kramchaninov	122
Steroid Phytohormones in Coal Deposits: A Geochemical Bridge Between Ancient and Modern Plants	
R. G. Garetsky, A. V. Baranovsky, V. N. Zhabinskii, R. P. Litvinovskaya, A. G. Pryadko, A. L. Sauchuk, S. A. Fatykhava, V. A. Khripach, and P. S. Shabunya	128
Redox State of Tectites from Different Scattering Fields AC-cording to the Data of Electrochemical Determinations Of Oxygen Intrinsic Fugacity	
O. A. Lukanin, E. V. Zharkova, and V. G. Senin	133
MINERALOGY	
Sulfide-bearing Polymineralic Inclusions in Mantle-Derived Garnetsfrom Lamprophyres of the Chompolo Field (Central Aldan, Siberian Craton)	
E. I. Nikolenko, I. S. Sharygin, D. I. Rezvukhin, V. G. Malkovets, N. S. Tychkov, and N. P. Pokhilenko	139
Pseudobrookite Group: Crystal Chemical Features of the Ar-malcolite Fe ²⁺ Analogue	
O. N. Kazheva, N. V. Zubkova, Ch. Schäer, N. V. Chukanov, I. V. Pekov, S. N. Britvin, and D. Yu. Pushcharovskiy	145
GEOPHYSICS	
Ionic Composition of the Upper Atmosphere of the Earth During the Period of Inversion of the Solar Magnetic Field	
M. S. Ivanov and V. B. Lapshin	151
Estimates of Direct Radiative Forcing Impact on Surface Air Temperature Changes in the Modern Period	
V. A. Semenov and M. A. Aleshina	155
Wavefields Modeling in Porous Media Based on Diffuse Inter-Face Approach	
G. V. Reshetova and E. I. Romenski	161
SEISMOLOGY	-

Features of the Seismic Activation of Avachinsky Volcano at the End of 2019

P. P. Firstov, A. A. Shakirova, A. P. Maksimov, and E. V. Chernykh

OCEANOLOGY

Alongshore Sediment Transport in the Area of Tropical Cyclone Passage (Hicacos Peninsula, Cuba)					
B. V. Divinsky, N. N. Dunaev, and R. D. Kosyan					
Dynamics of Sedimentary Waves on the Western Slope of the Caspian Sea					
A. K. Ambrosimov and A. P. Lisitsyn	185				
LAND WATER PROBLEMS					
Nonlinear Effects of Formation of Water Quality					
V. I. Danilov-Danilyan and O. M. Rosenthal	189				
GEOECOLOGY					
Changes in Aboveground Phytomass in Northern Eurasia Eco-Systems in the 21st Century					
A. A. Tishkov, A. N. Krenke, S. V. Titova, E. A. Belonovskaya, and N. G. Tsarevskaya	193				

ДОКЛАЛЫ РОССИЙСКОЙ АКАЛЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 497, № 2, с. 107–115

_____ ГЕОЛОГИЯ _____

УЛК 552.32+551.215+550.4.02

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ U/Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-ДАТИРОВАНИЯ ПРЕДДЖУГДЖУРСКИХ ВУЛКАНИТОВ – НОВОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО РАЗНОВРЕМЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЗВЕНЬЕВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 2021 г. В. Ф. Полин^{1,*}, П. Л. Тихомиров^{2,4}, академик РАН А. И. Ханчук¹, А. В. Травин^{3,5}

Поступило 13.10.2020 г. После доработки 22.12.2020 г. Принято к публикации 23.12.2020 г.

Первые данные U/Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования вулканогенных пород Предджугджурского вулканотектонического прогиба (ПДВП) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) подтверждают наличие временных разрывов между становлением идентичных по составу и положению в разрезе комплексов надсубдукционного типа в разных звеньях ОЧВП: главном дуговом звене и примыкающих к нему фланговых зонах. Установлена разновременность формирования фланговых зон пояса. Образование главного дугового звена шло с задержкой на 9-11 млн лет против Западно-Охотской фланговой зоны и с опережением на 5-8 млн лет относительно Восточно-Чукотской зоны. Полученные результаты, совместно с данными по альбскому магматизму Северо-Востока России, позволяют предположить, что в альбе в период развития в обстановке трансформной окраины той части региона, которая впоследствии стала главной дуговой частью ОЧВП, область будущих Предджугджурского и Ульинского прогибов была ареной активного вулканизма режима конвергентной окраины.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Предджугджурский прогиб, U/Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-изотопное датирование

DOI: 10.31857/S2686739721040125

ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия появилась серия работ по высокоточному изотопному датированию проявлений магматических процессов Охотско-Чукотского окраинно-континентального (надсубдукционного) вулканогенного пояса (ОЧВП), в которых проведена ревизия возраста образований пояса на основании новых ⁴⁰Ar/³⁹Ar- и U/Pbдатировок вулканических и плутонических пород

¹ Лальневосточный Геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

исследовательский институт им. Н.А. Шило,

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

([1, 3-10, 12-15] и др.). При этом установлено, что в большинстве сегментов ОЧВП извержения вулканитов начались позже альбского века (традиционно, вслед за В.Ф. Белым, принимаемого за время заложения всего пояса), а именно, в сеномане и, даже, туроне. В то же время крайняя югозападная часть ОЧВП – Предджугджурский вулканотектонический прогиб (ПДВП) Западно-Охотской вулканической зоны (ЗОВЗ) (рис. 1) до сих пор остается "терра инкогнита" в плане изотопно-геохронологического датирования процессов, приведших к формированию слагаюших его вулканоплутонических комплексов. Фитостратиграфические и архивные калий-аргоновые датировки вулканитов ПДВП (Материалы геологосъемочных работ, далее – Материалы ГСР) свидетельствуют об их значимо более древнем (валанжин-поздний турон) возрасте, чем у сходных по составу и положению в разрезе комплексов пород из расположенных северо-восточнее и восточнее частей ОЧВП. Это издавна вызывало вопросы, касающиеся, в первую очередь, структурно-тектонической принадлежности ПДВП (работы В.Ф. Белого, Р.Б. Умитбаева, Н.И. Филатовой и др.; Материалы ГСР). Имею-

² Северо-Восточный комплексный научно-

Магадан, Россия

⁴ Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия

⁵ Новосибирский государственный технический

университет, Новосибирск, Россия

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



Рис. 1. Положение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в континентальном обрамлении Северо-Восточной Азии (по: [1]; с изменениями). Названия секторов и фланговых зон пояса приведены по [2]: ЗОВЗ – Западно-Охотская вулканическая зона; ОС – Охотский сектор; ПС – Пенжинский сектор; АС – Анадырский сектор; ЦЧС – Центрально-Чукотский сектор; ВЧВЗ – Восточно-Чукотская вулканическая зона. Утолщенные штриховые линии – границы сегментов ОЧВП. Серая заливка – выходы основного объема известково-щелочных магм ОЧВП; черные области – обнажения постпоясовых континентально-рифтогенных базальтов; косой штриховкой обозначены участки распространения пород "предшественников" ОЧВП – Удско-Мургальской вулканической дуги и одновозрастных с ней магматогенных образований Чукотки. Кружки с цифрами указывают положение ключевых разрезов вулканических пород, изученных авторами и предшественниками; кружок с цифрой 1 – район работ (вне масштаба). Цифровые колон-ки содержат величины изотопных определений возраста (надсубдукционных) образований ОЧВП: цифры со звездочкой – SHRIMP-определения, прочие – ⁴⁰Аг/³⁹Аг-датировки. В квадратных скобках – ссылка на литературный источник. Синим шрифтом обозначены возраста ород формации т. "нижних андезитов", зеленым – "игнимбритовых" (по [2]) формаций, красным – золото-сереброносной трахидацит-трахириолитовой формации, завершающей становление пояса. Формационная принадлежность проб с ЮВ оконечности Чукотского полуострова указана на рисунке в интерпретации авторов статьи.

щиеся результаты прецизионной изотопной периодизации уже позволили ряду авторов [1, 7–9] предположить не одновременность становления главной дуговой части пояса (т.н. Тауйско-Чаунской аркоклинали) и его фланговых зон, с дискретным омоложением идентичных по составу и положению в разрезе магматогенных комплексов (рис. 1). Однако отсутствие надежных сведений по юго-западному сегменту ОЧВП не позволяло решить проблему однозначно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В этом контексте представляются весьма интересными результаты U/Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования вулканитов и субвулканитов конца ранней, начала и конца поздней (по В.Ф. Белому [2, 3] и др.) стадий развития ПДВП (рис. 1–3; табл. 1), полученные авторами с целью сравнения новых датировок с возрастами аналогичных по составу и положению в разрезе ОЧВП комплексов из других его сегментов. Образцы для исследований отобраны в пределах Челасинской полигенной вулканотектонической структуры (ЧВТС), локализованной в северо-восточной части ПДВП.

Разрез вулканогенных накоплений ОЧВП в Челасинской ВТС расчленен (снизу вверх) на немуйканскую, магейскую, мотаринскую и тунумскую свиты, от ранне- до позднемелового возраста, которые, совместно с сопутствующими им комагматичными субвулканическими и гипабиссальными образованиями, образуют одноименные вулканоплутонические комплексы (табл. 1; Материалы ГСР). На нижележащей джелонской свите, принадлежащей Удско-Мургальской вулканической дуге (поясу), и более древних



Рис. 2. Результаты U/Pb SHRIMP-датирования цирконов из вулканогенных пород магейского и тунумского (?) комплексов ЧВТС ПДВП. а–в – диаграммы Везерила для всех совокупностей анализов; размер эллипсов соответствует величине 2s. Средневзвешенные результаты показаны утолщенным штриховым эллипсом; данные индивидуальных определений отображены тонкими сплошными эллипсами. Пробы и их координаты (с.ш.; в.д.): ПН-148-1 – раннемагейский дацит, субвулканическое тело (56°46′49″; 137°01′48″); ПН-147-1 – среднемагейский риодацит, субвулканическое тело (56°46′58″; 137°02′04″); ПН-05.09.07 – тунумский (?) дацит, дайка (56°48′06″; 137°01′26″).



Рис. 3. Возрастные 40 Аг/ 39 Аг-спектры (а, в) и изохронные диаграммы (б, г), полученные методом ступенчатого нагрева мономинеральных фракций амфибола из пород немуйканского комплекса. Пробы и их координаты (с.ш.; в.д.): ПН-111-1 – туффизит дациандезита, субвулканическое тело (56°51′01″; 137°00′31″); ПН-136-2А – андезибазальт, дайка (56°47′37″; 136°58′55″). "Туффизит" здесь – синоним термина "интрузивный игнимбрит".

образованиях немуйканская свита залегает с резким угловым несогласием. По нашим полевым наблюдениям (В.Ф. Полин, 2007 г.) и Материалам ГСР, немуйканская, магейская, мотаринская и тунумская свиты образуют непрерывный вулканический разрез, выполняя одни и те же депрессионные вулканические структуры; значимых угловых несогласий и стратиграфических перерывов между ними не установлено.

U/Pb SHRIMP–II-датирование циркона выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ. Для целей геохронологии исследован циркон из кислых и умереннокислых пород магейского и тунумского вулканических комплексов, представляющих, соответственно, начало и конец поздней стадии развития ОЧВП в пределах ПДВП (табл. 1; рис. 2). Урансвинцовый возраст кристаллов магматогенного циркона из вулканитов ранне- и среднемагейского подкомплексов – позднеальбский (103.8 ± 1.5 и 101.0 ± 1.0 млн лет соответственно). Возраст кристаллов циркона из дайки кайнотипного дацитового витрофира тунумского комплекса совпал с границей сеномана-турона (93.9 ± 1.4 млн лет).

⁴⁰Ar/³⁹Ar-определения возраста выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований ЦКП МИИ СО РАН для двух мономинеральных фракций амфибола из субвулканических дациандезита и андезибазальта немуйканского комплекса (ранняя стадия развития ОЧВП, по В.Ф. Белому) (табл. 1; рис. 3). Расчет возрастного плато проводился с использованием программы Людвига Isoplot 4.15. В спектре амфибола ПН-111-1 все полученные значения возраста согласуются между собой, но при этом для двух среднетемпературных ступеней возраст измерен с большей ошибкой (рис. 3). Поэтому рассчитан возраст плато для двух высокотемпературных ступеней – 109.6 ± 1.5 млн лет. В практике ⁴⁰Ar/³⁹Arдатирования такое плато, когда нет полного соответствия принятым критериям, относят к промежуточным. На изохронной диаграмме для 5 экспериментальных точек получена линейная регрессия, характеризующаяся СКВО = 0.19, вероятностью 95% и значением возраста 106.1 ± ± 5.0 млн лет. В спектре роговой обманки ПН-136-2а выделяется соответствующее всем критериям плато (рис. 3), характеризующееся значением возраста 108.8 ± 1.2 млн лет. На изохронной диаграмме для пяти экспериментальных точек получена линейная регрессия, характеризующая-

Сегмент	За вулкан	падно-Охотск ическая зона (ая (30B3)	Охотский с	ектор (ОС)	Центрально сектор	Центрально-Чукотский сектор (ЦЧС)	
UADII		кое поле						
Геодинами- ческие типы магмато- генных ком- плексов	Предджуг- джурский ВТ прогиб (ЧВТС) (1)	Ульинский ВТ прогиб (южная часть) (2)	Ульинский ВТ прогиб, (центр) (3)	Малтано- Ольская и Арманская ВТС (4)	Омсукчан- ский ВТ прогиб (5)	Энмываам- ское вулка- ническое поле (6)	Пегтымель- ский ВТ прогиб (7)	
		. ,	Магма	тогенные ком	плексы			
Внутри- плитные	_	_	_	"Постмыг- дыкитский" лендеиты 72–66; трахирио- литы 75* [4]; 76.8* [1]	_	"Постэнмы- ваамский" (трахирио- литы) 67 [3]	_	
Постсубдук- ционные ("верхние базальты")	_	Хакарин- ский	Хакарин- ский	Мыгдыкит- ский 74–78 [1, 13]	Джагын- ский	Энмываам- ский 74 [3]	_	
Надсубдук- щионные "заверша- ющие" (золото- серебронос- ные риоли- тоиды и гранитоиды)	Тунумский 95–86 [Материалы ГСР]; 93.9* [эта статья]	Гавыний- ский 90*; 90.7*; 91* [6]	Уракский 79.8*; 80* [1]; сухо- реченский 85.0* [4];	Ольский, аганский 80.4*; 80.6*; 81.2*; 81.5*; 82*; 83*; 81—83 [1, 13]; 82.9* [4]	Шорохов- ский (ная- ханский) > 82.5* ; > 84.0* ; > 86.3* [1]	Эргываам- ский 81.2 *; 84.2 * [9] "эмунерет- ский, снеж- нинский", по [3] 81.2 ; 81.3 ; 81.8 [3]	_	
Надсубдук- ционные ("дву- пироксено- вые андези- базальты и андезиты")	Мотарин- ский	Хетанин- ский	Хетанин- ский	Улынский	_	Коэквунь- ский (верхнеэму- неретский) 86.8* [10]	Коэквунь- ский ("эки- тыкин- ский") 84.3* [4]	
Надсубдук- ционные ("игнимбри- товые" фор- мации)	Поздне- магейский Среднема- гейский 101.0* [эта статья]	Тоттинский 96.6* [6] 99.9–96.5 [Материалы ГСР] –	"Амкин- ский" (?) 84*; 84.9* [1] –	Хольчан- ский 84.5 *; 84.8 *; [1, 13] Хольчан- ский 86 — 87 *; 86.5 *; 87 * [1, 13]	Тава-тум- ский, кахов- ский	Вороньин- ский 85.8 * [9]; 87.1 [3] (нижне- эмунерет- ский)	Вороньин- ский 86—87 [14]	
	Ранне- магейский 103.8* [то же]	_	_	_	_	Пыкарваам- ский 88.2 *; 88.6 * [9]; 88.5 ; 89.3 [3]	Пыкарваам- ский 89 [14]	

Таблица 1. Схема вещественно-структурной корреляции и сопоставление данных изотопной периодизации однотипных магматогенных комплексов ОЧВП в различных его сегментах

Сегмент	За вулкан	падно-Охотск ическая зона (ая (30B3)	Охотский с	ектор (ОС) Центрально-Чукот сектор (ЦЧС)		-Чукотский (ЦЧС)		
OARII		Вулкано	-тектоническа	я структура и	ли вулканическое поле				
Геодинами- ческие типы магмато- генных ком-	Поздне- немуйкан- ский 109.6 ; 108.8 [то же]	Верхненет- ский 106.2* [6]	Поздне- еманрин- ский 94 *; 94 5 * [1] [.]	Нараулий- ский 90*; 91*; 92*; 94*	_	Каленьму- ваамский	Каленьму- ваамский; 89.6* [5]		
плексов Надсубдук- ционные ("ранние андезиты")	-	_	96.1* [4] Средне- еманрин- ский 99.2*; 100*; 101* [1] 103* [1]	Поздненан- калинский > 94 * [1, 13]	_	Позднеугат- кынский 94.4 * [10]	Алькаквунь- ский 86.2 *; 86—89 [12]; 91.2 * [5]; кытапкай- ский 88.6 * [10]		
	Ранне- немуйкан- ский > 109 [то же]	_	Раннееман- ринский	Ранненанка- линский > 99* [1, 13]	_	Раннеугат- кынский 97.2* [10]	_		
Допоясовые (фундамент ОЧВПи/или комплексы этапа сколь- жения лито- сферных плит)	_	Учуликан- ский 132 [Материалы ГСР]	Учуликан- ский 124.6* [4]; > 132 [1]	Ульберикан- ский 136* [4]; момол- тыкичский > 147; 153* [1, 13]	Арылах- ский + аскольдин- ский 134.6* [1]	Пучевээм- ский 103*; 104*; 106*; 107.3* [4, 10]	Этчикунь- ский 106.8* [10] 105 *; 110.3 * [5]		
(Сегмент ОЧВГ	1	Восточно-Чу каническая з западны	икотская вул- зона (ВЧВЗ), ай фланг	Восточно- зона (ВЧ	Восточно-Чукотская вулканическая зона (ВЧВЗ), восточный фланг			
Геодинамиче комплексов	ские типы маг	матогенных	Вулкано Амгуэмо-Ка пс	-тектоническа анчаланское оле 8)	я структура или вулканическое поле Провиденско-Лаврентьевское поле (Румилетская кальдера и Кооленьский купол) (9)				
Внутриплитные			Амгуэмский (л ниты, коменди	Магма [.] щелочные гра- пы) 67* [9])	гогенные комплексы				
Постсубдукционные ("верхние базальты" и рвущие их дайки)			"Постнунлигранский" (трахидациандезиты 74.4) [8]; (трахириолиты 69.2–70.9) [9]		Нунлигранск	ий			
Надсубдукционные "завершающие" (золото-сереброносные риолитоиды и гранитоиды)			Леурваамски фаза 76.1* [9] Леурваамски фаза 77.6 [8]	й, конечная) й, начальная	"Леурваамский верхний", по [1] 84, 84.3 , > 84.5* [1] "Леурваамский нижний", по [1] 86.4;				
Надсубдукцио андезибазаль	онные ("двупиј ты и андезиты	роксеновые ")	Экитыкински [Материалы]	Экитыкинский 80—69 — — — — — — — — — — — — — — — — — —					

Таблица 1. Продолжение

Таблица 1. Окончание

Сегмент ОЧВП	Восточно-Чукотская вул- каническая зона (ВЧВЗ), западный фланг	Восточно-Чукотская вулканическая зона (ВЧВЗ), восточный фланг
Надсубдукционные ("игнимбритовые"	Позднеамгеньский	Чаплинский 85*, 86*, 88* [15]; румилет-
формации)	Среднеамгеньский	ский 85* [15]
	Раннеамгеньский 80.6* [9]	
Надсубдукционные ("ранние андезиты")	Поздненырвакиннотский 88.1 * [9]	Позднеэтелькуюмский 92.8 ; 93.3 [1]
	Ранненырвакиннотский 92.5* [12]	Раннеэтелькуюмский >93.5* [1]; прови- денский 94* [15]
Допоясовые (фундамент ОЧВП и/или комплексы этапа скольжения литосферных плит)	Ольховский ("предвулка- ногенная моласса" и туфы риолитов) 105-112 [Мате- риалы ГСР]	Туфы риолитов г. Хаос 105*; ткаченский 119*–122*; долина 131*–136* [15]

Примечание. Наряду с данными по магматогенным комплексам ОЧВП, приведены сравнительные сведения по его "предшественникам" и "последователям": допоясовым и постпоясовым магматогенным образованиям, в том числе, внутриплитным. За "типично" поясовые приняты только надсубдуционные вулканоплутониты.

Цифры после наименований магматогенных комплексов – их изотопный возраст, млн. лет; полужирным шрифтом выделены значения U/Pb (со звездочкой) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок. Прочие значения – архивные калий-аргоновые датировки. ВТ – вулканотектонический, ~ая; ВТС – вулканотектоническая структура: Прочерк – подразделения не известны. В квадратных скобках – ссылка на источник. Цифры в круглых скобках в подзаголовке – номер ключевого разреза вулканогенных пород на рис. 1. Наименования дайковых комплексов: "постмыгдыкитский", "постэнмываамский", "постнунлигранский" – условные; приставки – "ранне-, средне-, поздне-" перед названиями магматогенных комплексов – также условные.

ся СКВО = 0.88, вероятностью 45% и значением возраста 108.1 ± 3.1 млн лет. Основываясь на согласовании между собой в пределах ошибки значений возраста, полученных методом плато (пусть и промежуточного в случае образца ПН-111-1) и изохронным методом, можно предположить, что эти датировки достаточно достоверно характеризуют возраст закрытия K/Ar-изотопной системы изученных амфиболов.

Поскольку датированы субвулканические образования завершающих фаз комплекса, охлаждение пород и закрытие изотопной системы амфибола (температура закрытия ~550°С) должны были быть очень быстрыми. Тот факт, что датировки согласуются между собой, повышает их достоверность и позволяет считать возраст формирования завершающей фазы комплекса равным 109 \pm 2 млн лет (среднее взвешенное), что соответствует раннему-среднему альбу. Логично предположить, что становление первой и второй (главной) фаз комплекса происходило в раннем альбе.

Сопоставление (табл. 1, рис. 1) полученных датировок с опубликованными данными изотопной геохронологии ОЧВП ([1, 3–10, 12–15] и др.) убедительно свидетельствует в пользу высказанной ранее [7, 8] идеи о "ступенчатости", фрагментарности становления пояса на протяжении длительного интервала времени: от раннего альба по средний кампан. В свою очередь, это заключение наводит на мысль о тщетности жарких, в былое время, споров по поводу времени *начала* становления ОЧВП, поскольку, как выясняется, в разных звеньях ОЧВП даты начала его формирования (как и завершения) значимо разнились.

Из анализа данных, приведенных в табл. 1 и на рис. 1, очевидно следующее: 1) в крайнем югозападном звене ОЧВП его вулканиты начали формироваться не позднее раннего альба (>109 \pm ± 2 млн лет); завершение надсубдукционного вулканизма (тунумский комплекс) пришлось, согласно фитостратиграфическим и калий-аргоновым датировкам, на турон-коньяк (95-86 млн лет); по SHRIMP-определению U-Pb-изотопного возраста кристаллов акцессорного магматогенного циркона из породы этого комплекса – на границу сеномана-турона (93.9 ± 1.4 млн лет). Близкая к этому картина характерна и для югозападного сектора Ульинского прогиба ЗОВЗ (разрез 2 на рис. 1). Однако уже в центральной части Ульинского прогиба (разрез 3) начальные фазы становления Пояса имеют несколько более молодые датировки: вторая фаза – позднеальбскую-раннесеноманскую (103-99 млн лет); третья – средне-позднесеноманскую (96–94 млн лет), а завершающие надсубдукционный этап золото-сереброносные вулканоплутониты датируются сантоном-средним кампаном (85-80 млн лет); 2) в Охотском и Центрально-Чукотском секторах (вероятно, и в Пенжинском и Анадырском) начало становления ОЧВП пришлось на сеноман (99-94 млн лет), а завершение – на поздний сантонсредний кампан (84-81 млн лет); 3) в восточной

части ОЧВП (Пегтымельский прогиб ЦЧС, Осиновское и Амгуэмо-Канчаланское поля Восточно-Чукотской вулканической зоны) начало ранней стадии его образования датируется ранним-средним туроном (92.5–91 млн лет); окончилась она в турон-коньякское время (90-88 млн лет). Конечный этап надсубдукционного вулканизма имеет здесь средне-позднекампанский возраст (78-76 млн лет). Лишь в Румилетской кальдере (крайний ЮВ фланг ВЧВЗ), согласно [1], надсубдукционный этап завершился в позднем сантоне-раннем кампане (85-84 млн лет), что близко его временным характеристикам, наблюдаемым в Охотском и Центрально-Чукотском (кроме Пегтымельского прогиба) секторах ОЧВП. Однако начало вулканизма пояса здесь датируется [1, 15], как и в Амгуэмо-Канчаланском вулканическом поле ВЧВЗ [9, 10, 12], поздним сеноманом-ранним туроном (94-93 млн лет). Результаты периолизации завершающего этапа в Румилетской кальдере резко выбиваются из закономерности, установленной для прочих частей ОЧВП: пошагового, в два этапа, омоложения комплексов надсубдукционных вулканоплутонитов с юго-запада на северо-восток, далее – на восток. Объяснение этой нестыковке видится в предположении об ошибочном отнесении здесь к леурваамскому комплексу более древних вулканитов и магматитов.

Важно подчеркнуть, что доказательство *разновременности* (табл. 1, рис. 1) становления фланговых вулканических зон ОЧВП снимает противоречие, отмеченное ранее В.Ф. Белым, постулировавшим *одновременность* образования всех частей пояса: "... даже простейший геометрический анализ геологических структур показывает, что применять механизм тектоники плит *для ОЧВП в целом* (выделено нами) невозможно" (Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 69).

Кампанский постсублукционный базальтоилный либо трахидацит-трахибазальтовый вулканизм, проявленный в обстановке скольжения плит, и раннепалеоценовый внутриплитный магматизм (комендит-щелочногранитный), развитый в пределах активизированных жестких массивов (супертеррейнов), слабо увязаны во времени с отмеченной выше общей тенденцией становления ОЧВП. Постсубдукционные базальтоиды наблюдались по завершении так называемого переходного этапа, с перерывом от 3–5 млн лет – в ЗОВЗ (кроме ПДВП, где не известны), Охотском (также Пенжинском и Анадырском?) и Центрально-Чукотском секторах ([1, 3, 4, 10] и др.), до 1-2 млн лет в АКВП ВЧВЗ [8, 9]. В последнем случае величина периода амагматичности столь мала, что сопоставима с точностью методов изотопных определений возраста.

Близость возрастных характеристик комплексов "верхних базальтов" в разных сегментах ОЧВП (табл. 1) подтверждает наложенный, относительно надсубдукционных образований пояса, характер постсубдукционных образований пояса, характер постсубдукционного вулканизма, что свидетельствует о смене геодинамических обстановок развития региона близ рубежа "мел-палеоген". Вначале, в среднем-позднем кампане (78–74 млн лет), надсубдукционная обстановка сменилась континентально-рифтогенной (скольжения плит), впоследствии, на рубеже палеоцена (67 млн лет назад), произошло изменение обстановки скольжения плит на внутриплитную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Результаты изотопного датирования вулканитов ОЧВП и ассоциированных с ними субвулканических образований позволили провести периодизацию проявлений магматической активности и показать разновозрастность идентичных стадий развития пояса в трех его крупных звеньях: фланговых зонах и центральной дуговой части, с "дискретным" омоложением сходных по составу и положению в разрезе комплексов с югозапада на северо-восток и восток. 2) Данные изотопного датирования вулканитов ПДВП, с учетом сведений по альбскому магматизму Северо-Востока России, позволяют полагать, что в альбе, во время развития в обстановке трансформной окраины [11] той части региона, которая впоследствии стала главным дуговым звеном ОЧВП, область будущих Предджугджурского и Ульинского прогибов была ареной вулканизма режима конвергентной окраины.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственных заданий ДВГИ ДВО РАН, СВКНИИ ДВО РАН и ИГМ СО РАН, при частичной финансовой поддержке программы "Дальний Восток" 2018–2020, проект № 18-2-015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- 2. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение реки Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- 4. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России / Ред. О.В. Петров, А.Ф. Моро-

зов, Т.В. Чепкасова, С.С. Шевченко. СПб: ВСЕГЕИ, 2019. http://geochron-atlas.vsegei.ru/).

- 5. Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Лучицкая М.В. // ДАН. 2019. Т. 485. № 3. С. 326-330.
- 6. *Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л.* // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 2. № 5. С. 12–24.
- Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Сахно В.Г. // V Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 4–6 июня 2012 г. Мат. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 273–276.
- Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Травин А.В. // Российская конференция по геохронологии. Москва, 5– 7 июня 2018 г. Мат. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 262–265.
- 9. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В. и др. // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 365–371.

- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- 11. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–37.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
- Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. // Proc. Int. Conf. Arctic Margins VI. Eds. D.B. Stone, et al., VSEGEI: Saint Petersburg. 2014. P. 171–193.
- Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. // Cretaceous Research. 1999. V. 20. No 1. P. 97–106.
- Pease V.L., Miller E.L., Wyld S.J., Sokolov S.D., Akinin V.V., Wright J.E. // J. Geol. Soc. London. Sp. Pub. 2018. V. 460. P. 159–182.

THE FIRST DATA OF U/Pb AND ⁴⁰Ar/³⁹Ar DATING OF PRE-DZHUGDZHUR VOLCANICS – NEW EVIDENCE OF THE DIFFERENT TIMING OF OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANOGENIC BELT INDIVIDUAL LINKS FORMATION

V. F. Polin^{*a*,#}, P. L. Tikhomirov^{*b*,*d*}, Academician of the RAS A. I. Khanchuk^{*a*}, and A. V. Travin^{*c*,*e*}

^a Far East Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation ^b N.A. Shilo North-Eastern Complex Scientifical-Research Institute, Magadan, Russian Federation

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

^d Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^e Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russian Federation

#E-mail: vfpolin@mail.ru

The first data of U/Pb and 40 Ar/ 39 Ar dating of volcanogenic rocks of the Pre-Dzhugdzhur volcanotectonic deflection of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (OCVB) confirm the presence of time gaps between the formation of supra-subduction complexes, identical in composition and position in geological cross-section, in different links of the OCVB: in the main arc link and adjacent flank zones. It was established that the flank zones of the belt formed at different time. The main arc link formed with delay of 9–11 million years compared to the Western Okhotsk flank zone and 5–8 million years before the Eastern Chukotka flank zone. Obtained results together with the data on the Albian magmatism of North-eastern Russia allow to suggest that during the Albian, when the territory that would become the main arc link of the OCVB, developed in the regime of a transform margin, the area of the future Pre-Dzhugdzhur and Uliya volcanotectonic deflections constituted an arena of active volcanism of the convergent margin regime.

Keywords: Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt, Pre-Dzhugdzhur deflection, U/Pb and 40 Ar/ 39 Ar isotope dating

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 497, № 2, с. 116–121

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ _____ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.46/552.32/550.93

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МАССИВА "ТРОНДЬЕМИТОВ" Мо–W МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ): ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА (МЕТОД LA–ICP–MS)

© 2021 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³, Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.01.2021 г. После доработки 02.02.2021 г. Принято к публикации 21.02.2021 г.

В статье приведены первые данные изотопного U–Pb исследования (метод LA–ICP–MS) циркона из тоналитов-гранодиоритов, слагающих большую часть интрузивного массива "трондьемитов" на гигантском Mo–W месторождении Тырныауз (Сев. Кавказ). Полученное конкордантное значение изотопного U–Pb возраста (302 ± 4 млн лет) указывает на позднепалеозойский (позднекаменноугольный-раннепермский) возраст кристаллизации этих пород. Это согласуется с проявлением позднепалеозойской эпохи вольфрамоносного магматизма и ассоциирующего W оруденения на Северном Кавказе (Передовом хребте) и допускает возможность позднепалеозойского возраста крупных тел измененных скарнов с W оруденением на месторождении Тырныауз.

Ключевые слова: изотопные U–Pb исследования, циркон, гранитоиды, Мо–W месторождение Тырныауз, Северный Кавказ

DOI: 10.31857/S2686739721040174

Месторождение Тырныауз (Кабардино-Балкария) – крупнейшее в России месторождение Мо-W и Мо руд, связанное со скарнами и послескарновыми рудоносными метасоматитами (рис. 1). Работами разных авторов на месторождении были установлены неоднократное внедрение гранитоидной магмы и соответствующая длительная магматогенно-гидротермальная эволюция. Наиболее ранними считаются интрузии "трондьемитов" (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов-плагиогранитов), причем ряд авторов предполагают, что внедрение интрузий "трондьемитов" и формирование крупных скарновых тел, несущих Мо-W апоскарновое оруденение, протекали в позднем палеозое [1, 2]. Масштабное штокверковое Мо оруденение и последующая ред-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Распользование подания и подания и 10017 Росси

Росийской академии наук, Москва, 119017 Россия

² Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, 117545 Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, 630090 Россия

**E*-mail: serguei07@mail.ru

кометально-золоторудная минерализация являются более молодыми (неогеновыми) [3–6]. Однако предполагаемый позднепалеозойский возраст "трондьемитов" Тырныауза остается дискуссионным. Определение возраста данных магматических пород имеет важное значение как для разработки модели формирования этого уникального месторождения, так и для установления особенностей герцинской металлогении более обширного региона Северного Кавказа и, на этой основе, выработки критериев оценки перспектив последнего. Для решения данной задачи авторами впервые выполнено U–Pb изотопное датирование циркона из "трондьемитов" с помощью LA–ICP–MS метода.

Выделение "трондьемитов" как обособленной группы интрузивных пород на месторождении признается большинством геологов ([1–3, 7–9] и др.). Однако происхождение "трондьемитов" – предмет споров: одни считают их обособленной серией интрузивных пород, другие – продуктами магматического замещения девон-нижнекаменноугольных осадочно-вулканогенных толщ и/или постмагматической метасоматической переработки биотитовых роговиков при внедрении более молодых (неогеновых) гранитоидов. "Трондьемиты" были оконтурены в виде удлиненно-линзовидного



Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Тырныауз (по [2, 3, 7]). 1 – аллювиальные четвертичные отложения, 2 – нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), 3 – верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), 4 – девонские и нижнекаменноугольные отложения: известняки, мраморы (a), аргиллиты, филлиты (b), вулканогенные породы (лавы и туфы андезитов)(c), 5 – биотитовые роговики по девон-нижнекаменноугольным терригенным и вулканогенным породам, 6 – протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, 7 – штоки и дайки риолитов (a) и магматические брекчии с предположительно риолитовым цементом (b), 8 – биотитовые граниты Эльджуртинского массива ("эльджуртинские граниты") (a) и предположительно "постэльджуртинские" дайки и штоки аплитов (b), 9 – лейкократовые граниты (a) и их магматические брекчии (b), 10 – дайки основных пород, 11 – породы массива "трондьемитов": тоналиты-гранодиориты (a), плагиограниты (b), 12 – дайки и силлы ультраосновных пород (средний-поздний палеозой ?), 13 – разломы, включая надвиги, 14 – скарново-рудные тела с Мо–W оруденением, 15 – кварцевые штокверки с молибденитом (a) и золотой минерализацией (b), 16 – контуры карьера, 17 – место отбора пробы.

массива размером порядка 2.0 × 0.5 км, который вытянут в запад-северо-западном направлении (рис. 1). Массив характеризуется сложным внутренним строением, которое определяется присутствием интрузивных тел, по крайней мере, трех фаз внедрения, а также наличием останцов вмещающих пород, участков неравномерных пятнистых, гнейсовидных текстур магматического замещения и соответствующих гибридных разновидностей пород. В ряде участков был установлен интрузивный, рвущий характер контактов этого массива и показано ороговикование вмещающих девон-нижнекаменноугольных терригенных и вулканогенных пород вблизи него [7]. Породы 1-й фазы (кварцевые габбро-диориты) слагают небольшие тела, сохранившиеся около контактов массива, породы 2-й (главной) фазы

(кварцевые диориты и тоналиты-гранодиориты) преобладают в северо-западной части массива, а породы 3-й фазы (плагиограниты) слагают его юговосточную часть [7]. Габбро-диориты 1-й фазы это преимущественно мелкозернистые биотитпироксен-амфиболовые и биотит-пироксеновые породы. Тоналиты-гранодиориты состоят из плагиоклаза (андезина; 40-60 об. %), амфибола с реликтами клинопироксена (10-15 об. %), биотита (до 10 об. %) и кварца (до 25-30 об. %). При снижении количества кварца и росте количества амфибола породы переходят в кварцевые диориты. Плагиограниты содержат плагиоклаз (олигоклаз; 40-55 об. %), кварц (до 40 об. %), амфибол, биотит и немного калишпата. Таким образом, в породах плагиоклаз значительно преобладает среди полевых шпатов и постоянно присутствует кварц,

1 .		1	-												
	мас	c. %							г/т (ј	opm)					
SiO ₂	66.80	CaO	4.39	Ba	33.1	Li	22.0	Sn	8.4	Cu	30.1	Sm	0.93	Tm	0.17
TiO ₂	0.57	Na ₂ O	4.37	Sr	87.5	Be	0.73	Cs	2.77	Zn	78.7	Eu	0.31	Yb	1.23
Al_2O_3	14.15	K ₂ O	1.10	Co	11.8	Zr	24.4	Hf	0.82	Pb	38.0	Gd	1.24	Lu	0.22
Fe ₂ O ₃	1.72	P_2O_5	0.11	Ni	18.4	Nb	1.78	Та	0.39	La	2.07	Tb	0.21		
FeO	4.40	LOI	0.88	V	98.5	Y	8.21	Ga	9.88	Ce	5.28	Dy	1.40		
MnO	0.12	Total	100.54	Cr	33.3	Mo	4.49	Th	0.47	Pr	0.72	Ho	0.34		
MgO	1.93			Rb	93.6	W	6.28	U	0.36	Nd	3.29	Er	1.10		

Таблица 1. Химический и редкоэлементный состав изученной пробы тоналитов-гранодиоритов из массива "трондьемитов" Тырныауза

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлюоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP–MS в лаборатории ЦНИГРИ.

что и послужило основанием для их отнесения к "трондьемитам". Акцессорные минералы во всех породах массива включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен [7].

Для пород массива "трондьемитов" Тырныауза имеется значительный разброс оценок возраста, приводимых разными авторами. На современных геологических картах этот массив отнесен к среднему палеозою [8]. Это основано на данных о нахождении окатанной гальки предположительно "трондьемитов" в девонских конгломератах [3]. Последнее, однако, было оспорено [7], а более молодые позднепалеозойские (позднекаменноугольные-раннепермские) изотопные K-Ar датировки, полученные для двух проб (соответственно 304 и 280 млн лет), были приведены в работе [9]. Это более согласуется с геологическими данными, так как "трондьемиты" прорывают девонские-нижнекаменноугольные отложения. Другие изотопные K-Ar данные указывают на значительно более молодой возраст "трондьемитов" (7.5 ± 0.3 млн лет) [10]. Возможно, омоложение изотопной K-Ar системы вызвано термальным воздействием неогеновых интрузий [4].

Проба для U-Pb изотопного датирования циркона была отобрана из наиболее распространенных пород второй (главной) фазы внедрения тоналитов-гранодиоритов. Химический и редкоэлементный состав пород приведен в табл. 1. Изотопные U-Pb исследования выделенных кристаллов циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены по катодолюминесцентным изображениям и снимкам в отраженных электронах. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности

²⁰⁸Рb при минимальном значении сигнала ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²³⁸U и ²³²Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы "Glitter" [10]. ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U = 137.818 [12]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Рь изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [13]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 [14]. Для цирконов проведена коррекция на нерадиогенный свинец по [15]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [16]. В ходе исследований для циркона GJ-1 получены даты 601 ± 5 и $605 \pm$ ± 6 млн лет (2 σ), что совпадает с результатами определения методом ID-TIMS [14].

Акцессорный циркон в породе довольно редок, что согласуется с низким общим содержанием Zr (табл. 1). Тем не менее из пробы извлечены и изучены шесть прозрачных бесцветных хорошо ограненных кристаллов циркона призматической формы длиной 80-150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2 (рис. 2). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдается небольшое темное или светлое незональное ядро призматической формы, без признаков резорбции, и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Результаты анализов (табл. 2) на диаграмме Тера-Вассербурга располагаются вблизи конкордии со значением 302 ± 4 млн лет (CKBO = 0.02) (рис. 3).

2021



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов массива "трондьемитов" Тырныауза. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2. Длина масштабной линейки – 20 мкм.

Полученный позднепалеозойский возраст циркона из тоналитов-гранодиоритов главной фазы внедрения массива "трондьемитов" Тырныауза подтверждает возрастную и генетическую (формационную) обособленность данных пород. С формированием данных пород при магматической кристаллизации согласуются призматический габитус и отчетливая осцилляторная зональность изученных кристаллов циркона, отвечаю-"автокристам" по-видимому, шего. этого минерала [17]. Это дает основания полагать, что полученное конкордантное значение изотопного U–Pb возраста 302 ± 4 млн лет, соответствующее времени кристаллизации магмы, может рассматриваться как возраст становления интрузива тоналитов-гранодиоритов в массиве "трондьемитов". При этом конкордантный позднепалеозойский возраст не позволяет рассматривать изученные цирконы ни в качестве "ксенокристов" [17], "унаследованных" при магматическом замещении и/или плавлении девон-нижнекаменноугольных вулканитов при внедрении более молодых (неогеновых) интрузий, ни как "автокристы" или "антекристы" [17], кристаллизовавшиеся из гибридного расплава в неогене, как это должно было бы оказаться, если бы подобная модель образования "трондьемитов" имела место. Хотя процессы магматического замещения, асси-

Таблица 2. Результаты U/Pb изотопных исследований циркона из тоналитов-гранодиоритов массива "трондьемитов" Тырныауза

Содержание, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		Th/U	Изотопные отношения			Rho	Bo	зраст,	млн лет		D, %	
²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
31	722	1.36	0.34779	3.1	0.04822	1.8	0.6	303	19	304	11	-0.1
27	617	1.52	0.34844	3.1	0.04831	1.8	0.6	304	19	304	11	-0.2
40	933	1.47	0.34704	3.1	0.04811	1.8	0.6	303	19	303	11	-0.1
41	970	0.82	0.34258	2.8	0.04750	1.8	0.6	299	17	299	11	0.0
27	629	0.58	0.34659	3.0	0.04805	1.8	0.6	302	18	303	11	-0.1
34	793	0.79	0.34535	2.9	0.04788	1.8	0.6	301	17	301	11	-0.1
	Содер: ²⁰⁶ Рb 31 27 40 41 27 34	Содержание, г/т 206Рb U 31 722 27 617 40 933 41 970 27 629 34 793	Содержание, Γ/T Th/U 206 Pb U 31 722 1.36 27 617 1.52 40 933 1.47 41 970 0.82 27 629 0.58 34 793 0.79	Содержание, Γ/T Th/UИзоте206 PbU $207 Pb/^{235} U$ 317221.360.34779276171.520.34844409331.470.34704419700.820.34258276290.580.34659347930.790.34535	Содержание, Γ/T Th/UИзотопные206 PbU 207 Pb/ 235 U1 σ 317221.360.347793.1276171.520.348443.1409331.470.347043.1419700.820.342582.8276290.580.346593.0347930.790.345352.9	Содержание, г/т Th/U Изотопные отношения 206 Pb U 207 Pb/235 U 1σ 206 Pb/238 U 31 722 1.36 0.34779 3.1 0.04822 27 617 1.52 0.34844 3.1 0.04831 40 933 1.47 0.34704 3.1 0.04811 41 970 0.82 0.34258 2.8 0.04750 27 629 0.58 0.34659 3.0 0.04805 34 793 0.79 0.34535 2.9 0.04788	Содержание, Γ/T Th/UИзотопные отношения206 PbU 207 Pb/ 235 U1σ 206 Pb/ 238 U1σ317221.360.347793.10.048221.8276171.520.348443.10.048311.8409331.470.347043.10.048111.8419700.820.342582.80.047501.8276290.580.346593.00.048051.8347930.790.345352.90.047881.8	Содержание, Γ/T Th/UИзотопные отношенияRho206 PbU 207 Pb/ 235 U1 σ 206 Pb/ 238 U1 σ 317221.360.347793.10.048221.80.6276171.520.348443.10.048311.80.6409331.470.347043.10.048111.80.6419700.820.342582.80.047501.80.6276290.580.346593.00.048051.80.6347930.790.345352.90.047881.80.6	Содержание, Γ/T П/UИзотопные отношенияRhoBox206 PbU $207 Pb/235 U$ 1σ $206 Pb/238 U$ 1σ 1σ $207 Pb/235 U$ $207 Pb/235 U$ 3.1 0.04822 1.8 0.6 303 317221.36 0.34779 3.1 0.04822 1.8 0.6 303 27617 1.52 0.34844 3.1 0.04831 1.8 0.6 303 40933 1.47 0.34704 3.1 0.04811 1.8 0.6 303 41970 0.82 0.34258 2.8 0.04750 1.8 0.6 302 27629 0.58 0.34659 3.0 0.04805 1.8 0.6 302 34793 0.79 0.34535 2.9 0.04788 1.8 0.6 301	Содержание, Γ/T Пh/UИзотопные отношенияRhoВозраст,206 pbU 207 Pb/235U1σ 206 Pb/238U1σ 207 Pb/235U2σ317221.360.347793.10.048221.80.630319276171.520.348443.10.048311.80.630419409331.470.347043.10.048111.80.630319419700.820.342582.80.047501.80.629917276290.580.346593.00.048051.80.630218347930.790.345352.90.047881.80.630117	Содержание, г/т Th/U Изотопные отношения Rho Возраст, млн лет 206 Pb U 207 Pb/235U 1σ 206 Pb/238U 1σ 207 Pb/235U 2σ 206 Pb/238U 30 31 722 1.36 0.34779 3.1 0.04822 1.8 0.6 303 19 304 27 617 1.52 0.34844 3.1 0.04831 1.8 0.6 303 19 304 40 933 1.47 0.34704 3.1 0.04831 1.8 0.6 303 19 303 41 970 0.82 0.34258 2.8 0.04750 1.8 0.6 302 18 303 34 793 0.79 0.34535 2.9 0.04788 1.8 0.6 301 17 301	Содержание, г/т Th/U Изотопные отношения Rho Возраст, млн лет 206 pb U 207 Pb/235 U 1σ 206 Pb/238 U 1σ 207 Pb/235 U 2σ 206 Pb/238 U 2σ 31 722 1.36 0.34779 3.1 0.04822 1.8 0.6 303 19 304 11 27 617 1.52 0.34844 3.1 0.04831 1.8 0.6 303 19 304 11 40 933 1.47 0.34704 3.1 0.04831 1.8 0.6 303 19 303 11 41 970 0.82 0.34258 2.8 0.04750 1.8 0.6 302 18 303 11 27 629 0.58 0.34659 3.0 0.04805 1.8 0.6 302 18 303 11 34 793 0.79 0.34535 2.9 0.04788 1.8 0.6 301 17

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021



Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов-гранодиоритов массива "трондьемитов" Тырныауза. Тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 20.

миляции/контаминации и гибридизма пород широко проявлены в массиве "трондьемитов", они, очевидно, связаны с внедрением именно позднепалеозойской магмы.

Установленный нами изотопный U-Pb возраст циркона (302 ± 4 млн лет) из пород массива 'трондьемитов" Тырныауза подчеркивает возрастную близость последних к диорит-гранитным интрузивам, с которыми связаны ряд других Мо-W и W месторождений и проявлений в регионе. В частности, близкие K-Ar датировки были получены для неизмененных биотитовых гранитов (308 млн лет) и их Мо-W-носных грейзенизированных разновидностей (305 и 304 млн лет) рудопроявления Субаши, а несколько более молодые (290-297 млн лет) - для гранитоидов W месторождения Кти-Теберда [18, 19]. Соответственно, полученные нами изотопно-геохронологические U-Pb данные по циркону из пород массива "трондьемитов" Тырныауза согласуются с возможностью выделения герцинской - позднепалеозойской (позднекаменноугольной-раннепермской) эпохи вольфрамоносного магматизма и рудообразования на Северном Кавказе (Передовом хребте) [19, 20]. Вместе с этим полные формационные аналоги массива "трондьемитов" в регионе не известны [8], а ассоциация экономически значимой W минерализации с подавляющим большинством позднепалеозойских гранитоидных массивов в регионе не выявлена. Поэтому можно предположить, что именно эволюция состава близких по возрасту гранитоидов от диорит-гранитных плутонов [20] до массивов с выраженной "трондьемитовой" (тоналит-плагиогранитной) спецификой, определяемая локальной разницей магматических источников и условий кристаллизации магмы, могла способствовать росту продуктивности вольфрамоносных интрузий.

Непосредственные контакты "трондьемитов" с телами скарнов на Тырныаузе не наблюдались, что затрудняет определение их относительного возраста. Однако, как "трондьемиты", так и крупные тела скарнов пересекаются и срезаются более молодыми (неогеновыми) интрузиями, после внедрения которых формировалось наиболее значительное Мо оруденение. Таким образом, установленный позднепалеозойский возраст "трондьемитов" представляет собой необходимый, хотя еще не достаточный, элемент модели формирования крупных тел измененных скарнов Тырныауза, несущих Мо-W оруденение, соответственно, в позднем палеозое в связи с внедрением "трондьемитов" [1, 2]. Для уверенного определения возраста скарнов Тырныауза необходимо датирование скарновых минералов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России (проект № 075-15-2020-802).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Курдюков А.А.* Эволюция термального метаморфизма Тырныаузского рудного поля и связанного с ним оруденения // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 34–43.
- 2. Рехарский В.И., Кудрин А.В., Малиновский Е.П. и др. Распределение и условия образования вольфраммолибденового оруденения на месторождении Тырныауз (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. № 2. С. 153–162.
- Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 168 с.
- 4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые К-Аг и Rb-Sr данные // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
- 5. Докучаев А.Я., Носова А.А. Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Се-

верный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.

- 6. Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырныаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская Республика) // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 4. С. 437–440.
- Дзагоева Е.А., Кононов О.В., Спиридонов Э.М. Геологическое строение тоналит-плагиогранитного массива Тырныауза (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4 Геология. 1983. № 3. С. 45–57.
- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Кавказская. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 364 с.
- 9. *Курдюков А.А*. Структурно-магматические предпосылки оценки возраста редкометального оруденения Тырныауза // Геология рудных месторождений. 1983. № 4. С. 49–63.
- Багдасарян Г.П., Ляхович В.В. Новые данные по абсолютному возрасту горных пород Тырныауза // Геология рудных месторождений. 1981. № 4. С. 97–102.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. // Sylvester, P. (ed.), Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
- Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. ²³⁸U/²³⁵U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.

- Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plesovice zircon a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47– 69.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.
- 16. *Ludwig K*. User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
- 17. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
- Подлесский К.В., Власова Д.К., Иванова Г.Ф. и др. Условия формирования шеелитового рудопроявления Субаши в Тырныаузском рудном районе // Геология рудных месторождений. 1992. № 3. С. 47-65.
- Гурбанов А.Г., Аретц И. Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. 1996. № 4. С. 386–406.
- 20. Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И. и др. О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ). // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 124–131.

A LATE PALEOZOIC AGE OF THE INTRUSIVE ROCKS FROM THE "TRONDHJEMITE" MASSIF AT THE TYRNYAUZ W-Mo DEPOSIT (NORTH CAUCASUS, RUSSIA): FIRST ZIRCON U-Pb ISOTOPIC DATA (LA-ICP-MS METHOD)

S. G. Soloviev^{*a*,#}, S. G. Kryazhev^{*b*}, D. V. Semenova^{*c*}, Y. A. Kalinin^{*c*}, and Academician of the RAS N. S. Bortnikov^{*a*}

^a Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017 Russian Federation

^b Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, 117545 Russia

^c V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia

[#]E-mail: serguei07@mail.ru

The paper presents the first data of the isotopic U–Pb study (LA–CP–MS method) on zircon from the tonalite-granodiorite that forms a dominant part of the "trondhjemite" intrusive massif at the giant Tyrnyauz W–Mo deposit (North Caucasus). The concordant zircon isotopic U–Pb age obtained (302 ± 4 Ma) indicates a Late Paleozoic (Late Carboniferous-Early Permian) age of crystallization of these rocks. This is consistent with the Late Paleozoic epoch of W-bearing magmatism and related W mineralization in the North Caucasus (Peredovoi Ridge) and allows a possibility of a Late Paleozoic age of the large altered skarn zones bearing W mineralization at the Tyrnyauz deposit.

Keywords: isotopic U-Pb study, zircon, granitoids, Tyrnyauz W-Mo skarn deposit, North Caucasus

———— ГЕОХИМИЯ ————

УЛК 551.71/72

ПОЛОЖИТЕЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ δ^{13} С И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ ТИМСКОЙ СВИТЫ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ

© 2021 г. К. А. Савко^{1,2,*}, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов³, М. Ю. Овчинникова¹, А. Ю. Крамчанинов³

> Поступило 17.12.2020 г. После доработки 21.12.2020 г. Принято к публикации 23.12.2020 г.

На основе новых данных о величинах δ^{13} C и 87 Sr/ 86 Sr возраст карбонатных пород тимской свиты оскольской серии Курского блока ограничен интервалом 2.22-2.10 млрд лет. Впервые среди палеопротерозойских отложений Сарматии обнаружены карбонатные породы с аномально высоким значением δ^{13} С (около +11% V-PDB). Выраженная отрицательная цериевая аномалия [(Ce/Ce^{*})_{SN}] указывает на формирование известняков после великого окислительного события (GOE) в раннем палеопротерозое. Минимальное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7055–0.7058) в известняках предполагает, что тимский палеобассейн был частично изолирован от океана.

Ключевые слова: тимская свита, Сарматия, значение δ^{13} C, 87 Sr/ 86 Sr хемостратиграфия DOI: 10.31857/S2686739721040149

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфизованные карбонатные породы морского генезиса являются важным элементом раннелокембрийских орогенных областей [1]. Их С- и Sr-изотопные характеристики используются для корреляции, реконструкции условий осадконакопления и тектонических режимов. При невозможности использовать изотопные геохронометры для оценки возраста карбонатных пород в раннем палеопротерозое привлекают С-и Sr-изотопные маркеры, отражающие глобальные события в истории Земли. Один из маркеров - это уникальная положительная аномалия δ^{13} C (от +8 до +18‰), возникшая в середине палеопротерозоя между 2.22 и 2.06 млрд лет в так называемую "ломагунди-ятулийскую" эпоху [2-6]. Другой маркер — это восходящий и нисходящий тренд отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морских карбонатах раннего палеопротерозоя в интервалах 2.5-2.3 и около 2.1 млрд лет назад [6-9].

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал, Старый Оскол, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Раннедокембрийские карбонатные породы широко развиты в пределах Курского блока Сарматии. Они представлены мраморизованными доломитами и известняками и слагают три свиты: игнатеевскую, роговскую и тимскую [10, 11]. В нашей работе впервые применен метод С- и Sr-изотопной хемостратиграфии для карбонатных пород тимской свиты оскольской серии Курского блока Сарматии с целью определения ее возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

В период 2.6-2.4 млрд лет Курский блок представлял собой стабильную платформу, где накапливались железисто-кремнистые, терригенные и карбонатные отложения курской серии в объеме игнатеевской, стойленской, коробковской и роговской свит (рис. 1). Весь разрез курской серии представляет собой единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, формирование которого связано с режимом пассивной континентальной окраины [10, 11]. Один из самых крупных, Тим-Ястребовский рифтогенный прогиб, выполнен палеопротерозойскими породами курской и оскольской серий (рис. 1). Их общая мощность по геофизическим данным достигает 8 км. Отложения курской серии распространены по бортам Тим-Ястребовского прогиба. Ее разрез начинается кварцевыми аренитами и мусковитовыми сланцами стойленской свиты.

Скв/глубина (м)	3651/227	3651/270	3651/290	3651/300	3651/317	3651/339	3651/389	3651/414	3651/495
$\delta^{13}C$ ‰ V-PDB							11.2	11.0	11.6
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7111	0.7074	0.7065	0.7058	0.7084	0.7055	0.7077	0.7075	0.7070
Mg/Ca	0.025	0.014	0.016	0.016	0.021	0.012	0.016	0.026	0.018
Mn/Sr	1.81	1.72	0.98	0.77	1.22	0.79	2.42	0.96	1.93
Fe/Sr	24.3	19.4	14.7	17.0	27.2	8.8	19.4	19.9	11.2
ΣREE	84.4	82.7	66.0	55.8	84.3	81.1	70.8	68.8	46.6
(Ce/Ce*) _{SN}	0.61	0.70	0.55	0.71	0.72	0.68	0.67	0.62	0.55
(La/La*) _{SN}	1.67	1.19	1.25	1.16	1.42	1.55	2.22	1.35	1.88
(Pr/Yb) _{SN}	1.57	1.99	1.37	1.55	1.74	1.89	1.81	1.65	1.48
Eu/Eu [*] _{SN}	0.98	0.99	1.04	1.08	1.09	0.95	1.04	0.89	1.00
Y/Ho	45	46	45	44	44	51	43	50	50

Таблица 1. Геохимические данные и изотопный состав Sr и C в известняках тимской свиты из скв. 3651

Примечание. SN - нормализовано к постархейскому австралийскому сланцу PAAS [14].

Выше залегают мощные (до 1 км) железорудные толщи магнетитовых кварцитов коробковской свиты, которые согласно перекрываются терригенно-карбонатными отложениями роговской свиты. Вулканогенно-осадочная тимская свита оскольской серии с перерывом и угловым несогласием (~15°) залегает на отложениях различных стратиграфических уровней курской серии в Тим-Ястребовском прогибе и даже на архейском основании.

Тимская свита разделяется на две толщи. Нижняя толша (ло 170 м) сложена углеролистыми сланцами с прослоями (до первых метров) песчаников, гравелитов, кварцитопесчаников и амфиболитов. Верхняя толща сложена базальтами (до 140 м), которые чередуются с углеродистыми и слюдяными сланцами, алевропесчаниками, известково-силикатными и карбонатными породами. По мере приближения к центру Тим-Ястребовского прогиба уменьшается количество углеродистых сланцев и увеличивается мощность карбонатных и силикатно-карбонатных пород. Базальты приурочены к бортам и поднятиям внутри структуры. На ранних стадиях рифтогенеза это ферропикриты, а с его развитием – базальты и андезибазальты. U–Pb-возраст циркона из тимских базальтов составляет 2099 ± 8 млн лет [12]. Все породы Тим-Ястребовского прогиба подверглись метаморфизму зеленосланцевой и эпидотамфиболитовой фаций с возрастом 2.07 млрд лет в результате коллизии Волгоуралии и Сарматии [13].

МЕТОДИКА

Наиболее мощный (более 250 м) разрез карбонатных отложений тимской свиты вскрыт скважиной 3651 в западной части Тим-Ястребовского прогиба (рис. 1). Он начинается с пачки силикатно-карбонатных пород (193.5 м) и заканчивается углеродистыми слюдисто-карбонат-кварцевыми сланцами (87.6 м) с прослоями известняков. В этом разрезе было отобрано 9 образцов мраморизованных известняков из интервала 227-495 м (рис. 1). Содержания породообразующих и малых элементов в образцах были определены методом РФА (ВГУ). Дополнительно, во всех образцах определены содержания редких и редкоземельных элементов (ICP MS-метод. ШИИ ВСЕГЕИ). Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) были нормализованы к содержанию РЗЭ в постархейском австралийском сланце PAAS [14]. Rb-Sr-систематика изучена в девяти образцах мраморизованных известняков из интервала 227-495 м в скв. 3651 согласно процедуре [15]. Среднее значение 87 Sr/ 86 Sr в изотопном стандарте стронция Национального бюро стандартов SRM 987 в период работы составило 0.71025 ± 0.00001 $(2\sigma_{\text{средн.}}, n = 5)$. Изотопный состав углерода определен в трех образцах мраморизованных известняков с глубин 389, 414 и 495 м (табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Серые мраморизованные известняки тимской свиты сложены мелкозернистым кальцитом (Mg/Ca < 0.07%) и содержат 2.7–6.6% алюмосиликатной примеси (SiO₂ + Al₂O₃). Содержания других оксидов невелики: Fe₂O_{3общ}(Fe₂O₃ + FeO) = = 0.37 - 1.11% и MgO = 0.9 - 3.3%, MnO до 0.07%. Кроме кальцита в мраморах в незначительных количествах присутствуют доломит, кварц, альбит, калиевый полевой шпат и мусковит.

Содержания Mn (200–600 мкг/г), Fe (1900– 5200 мкг/г) и Sr (196–315 мкг/г) в известняках тимской свиты высокие. Суммарная концентрация РЗЭ составляет 46–85 мкг/г (среднее – 69.5) с



Рис. 1. (а) Схематическая структурная карта Сарматии; (б) Схематическая структурная карта Воронежского кристаллического массива, (в) Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской структуры [10]. 1 – тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация и метабазиты (AR₁₊₂); 2 – калиевые риолиты лебединской свиты неоархея (AR₂lb); 3 – стойленская и коробовская свиты курской серии (PR₁st+kr); 4 – роговская свита оскольской серии (PR₁rg); 5 – нижняя подсвита тимской свиты оскольской серии (PR₁tm₁); 6 – верхняя подсвита тимской свиты оскольской серии (PR₁tm₂); 7 – стойло-николаевский комплекс, гранодиориты ($\gamma\delta$ PR₁sn); 8 – габброиды; 9 – возраст магматических образований; 10 – железистые кварциты; 11 – кварц-биотитовые сланцы; 12 – доломиты; 13 – карбонатсодержащие сланцы; 14 – метариолиты; 15 – метаконгломераты; 16 – метапесчаники; 17 – метабазиты; 18 – углеродистые сланцы; 19 – кора выветривания; 20 – гранитоиды.



Рис. 2. Нормализованное к РААЅ распределение РЗЭ + У в известняках тимской свиты.

преобладанием легких РЗЭ (от La до Nd) над тяжелыми (от Ho до Lu) с величинами отношений Pr/Yb = 1.37 - 1.99 (нормализовано к содержанию РЗЭ в PAAS). При этом средние РЗЭ (от Sm до Dy) обогащены по сравнению с легкими и тяжелыми РЗЭ (рис. 2). Значения отношения У/Но суперхондритовые (45-50, среднее – 47), выраженная Eu-аномалия отсутствует [(Eu/Eu*) = = 0.89 - 1.09], но отмечается истинная положительная La- [(La/La*) = 1.16-2.22, среднее - 1.50]. В распределении РЗЭ фиксируется отрицательная цериевая [(Се/Се*) = 0.55-0.72] аномалия (табл. 1, рис. 2). Концентрации немобильных редких элементов Sc, Zr и Th изменяются от 0.8 до 2.2 мкг/г, 3.3 до 34.7 мкг/г и 0.4-2.6 мкг/г соответственно.

Отношение 87 Sr/ 86 Sr в известняках тимской свиты варьирует от 0.7055 до 0.7111, а значение δ^{13} С оказалось аномально высоким от +11.0 до +11.6‰ V-PDB (табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Интерпретация изотопно-геохимических данных затруднена метаморфическими изменениями, которые могли изменить первичные изотопные сигналы. Однако недавние работы показали, что карбонатные породы, метаморфизованные даже в условиях амфиболитовой фации, способны сохранять первичные С- и Sr-изотопные характеристики [9, 15, 16]. Отсутствие Eu-аномалии и суперхондритовые отношения Y/Ho в образцах свидетельствуют (рис. 2), что породы не подверглись гидротермальной перекристаллизации [12]. Величины отношений Mn/Sr (0.77–1.9) и Fe/Sr (8.8–27.2) превышают граничные значения, используемые для оценки неизмененных Rb–Srсистем карбонатных пород, но удовлетворяют неизмененным С-изотопным системам [8, 9, 16].

Значения δ^{13} C в тимской свите значительно выше, чем в неоархейско-раннепалеопротерозойской игнатеевской свите. залегаюшей в основании курской серии - 0.3-0.9% PDB [11]. Высокие значения δ^{13} С (+11.0...+11.6% V-PDB) в тимских известняках указывают, что накопление карбонатных осалков этой свиты происходило в ломагунди-ятулийскую эпоху 2.22-2.06 млрд лет 3). Отрицательное значение назад (рис. (Ce/Ce*)_{SN} в известняках является индикатором повышенного содержания кислорода в системе океан-атмосфера и рассматривается как свидетельство осаждения карбонатов в кислородной среде [18]. Эти данные подтверждают, что карбонаты тимской свиты накапливались после великого окислительного события (Great Oxidation Event – GOE), которое завершилось 2.32 млрд лет назад [3-6, 20]. Минимальное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках (0.7055-0.7058) выше, чем в палеопротерозойских морских карбонатах (рис. 3). Однако оно согласуется с этим значением в частично изолированных палеобассейнах (лагунах и себхах), широко развитых в Фенноскандии в ятулийскую эпоху - 0.7051-0.7067 [7, 19].

До настоящего времени в палеопротерозойских отложениях Сарматии не были известны карбонатные породы с положительной аномалией δ^{13} С, отражающей событие ломагунди-ятулий [3–5]. Опубликованные значения δ^{13} С для палеопротерозойских карбонатных пород Украинского щита не превышают +4...+6‰ [17]. На этом основании был сделан вывод об отсутствии в Сарматии карбонатных осадков моложе 2.23 млрд лет [15]. Однако новые С-изотопные данные опровергают этот вывод.



Рис. 3. Оценка возраста карбонатных пород тимской свиты в сравнении с кривыми вариаций δ^{13} С (а) и отношения 87 Sr/ 86 Sr (б) в палеопротерозойском океане. На диаграмме (а) отражены главные события в раннем палеопротерозое по [3, 5, 6]. Сравнение: 1–2 – Сарматия: 1 – игнатеевская свита, Курский блок [11]; 2 – темрюкская свита, центральноприазовская серия, Азовский блок [15, 17]; 3 – формация Ломагунди, Южная Африка [3, 5]; 4–6 – Карельский блок, Фенноскандия: 4 – морские карбонаты, ятулий [2, 4, 7]; 5 – лагунные и озерные карбонаты, ятулий [4, 7], 6 – морские карбонаты, постятулийские [9].

Обнаруженные аномально высокие значения δ^{13} С (до +11.6‰) в известняках тимской свиты Курского блока однозначно свидетельствуют об их образовании в ломагунди-ятулийскую эпоху (рис. 3). Верхний предел накопления тимской свиты ограничен возрастом базальтов, залегающих в кровле свиты выше известняков — 2099 ± 8 млн лет [12]. Таким образом, возраст накопления карбонатных пород тимской свиты соответствует интервалу 2.22–2.10 млрд лет.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (изотопы Sr, С – РНФ № 18-17-00247, АБК).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W. Geochemistry of Precambrian Carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25 +0.25) Seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. No 3. P. 875–885.
- 2. Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.
- Karhu J.A., Holland H.D. Carbon Isotopes and the Rise of Atmospheric Oxygen // Geology. 1996. V. 24 (10). P. 867–870.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extreme ¹³C_{carb} Enrichment in ca. 2.0 Ga Magnesite-stromatolite-dolomite-"red beds" Association in a Global Context: A Case for the World-wide Signal Enhanced by a Local Environment // Earth Sci. Rev. 1999. V. 48. P. 71–120.
- Schidlowski M. Carbon Isotopes as Biogeochemical Recorders of Life Over 3.8 Ga of Earth History: Evolution of a Concept // Precambr. Res. 2001. V. 106 (1). P. 117–134.
- Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A., Kaufman A.J. Chemostratigraphy of Paleoproterozoic Carbonate Successions of the Wyoming Craton: Tectonic Forcing of Biogeochemical Change? // Precambrian Res. 2003. V. 120. P. 279–325.
- Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Turchenko T.L. Sr Isotopic Composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich Carbonate Rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- 9. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. С- и Sr-хемостратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
- Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю. Карбонатные отложения Восточной Сарматии (раннедокембрийская игнатеевская свита): условия образования и палеоконтинентальные корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 3–26.
- Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. Палеопротерозойские вулканиты тимской свиты Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // ДАН. 2020. Т. 495. № 1. С. 36–40.
- 13. Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S. The Early Precambrian Metamorphic Events in

Eastern Sarmatia // Precambrian Res. 2018. V. 311. P. 1–23.

- Condie K.C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- 15. Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемостратиграфия и U-Pb геохронология // ДАН. 2019. 484. № 6. С. 725–728.
- Melezhik V.A., Zwaan B.K., Motuza G., Roberts D., Solli A., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B. New Insights into the Geology of High-grade Caledonian Marbles Based on Isotope Chemostratigraphy // Norwegian Journal of Geology. 2003. V. 83. P. 209–242.

- 17. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наукова Думка. 1989. 315 с.
- German C.R., Masuzawa T., Greaves M.J., Elderfield H., Edmond J.M. Dissolved Rare Earth Elements in the Southern Ocean: Cerium Oxidation and the Influence of Hydrography // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 1551–1558.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic, Rift-related, 13C-rich, Lacustrine Carbonates, NW Russia. Part II: Global Isotopic Signal Recorded in the Lacustrine Dolostone // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 2004. V. 95. № 3/4. C. 423–444.
- 20. *Holland H.D.* Why the Atmosphere Became Oxygenated: A proposal // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. № 18. P. 5241–5255.

POSITIVE δ ¹³C ANOMALY AND Sr ISOTOPE COMPOSITION IN THE PALEOPROTEROZOIC LIMESTONE OF THE TIM FORMATION WITHIN THE KURSK BLOCK, SARMATIA

K. A. Savko^{*a,b,#*}, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^{*c*}, M. Yu. Ovchinnikova^{*a*}, and A. Yu. Kramchaninov^{*c*}

^a Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation

^b Russian State University for Geological Prospecting, Stary Oskol Branch, Stary Oskol, Russian Federation

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

#E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

According the δ^{13} C and 87 Sr/ 86 Sr chemostratigraphy, the age of the Tim Formation carbonate of the Kursk Block, Sarmatia, is 2.22–2.10 Ga. For the time, carbonate sediments with abnormal high δ^{13} C values, about +11% PDB, have been discovered within sediments of Sarmatia. Geochemistry REE + Y indicates a deposition of limestone was after the Great Oxygen Event (GOE) in early Paleoproterozoic. Minimal 87 Sr/ 86 Sr value (0.7055–0.7058) in limestone suggests that the Tim paleobasin was partly isolated from ocean.

Keywords: Tim Formation, Sarmatia, value δ^{13} C, 87 Sr/ 86 Sr chemostratigraphy

УДК 550.43

СТЕРОИДНЫЕ ФИТОГОРМОНЫ В УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ: ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОСТ МЕЖДУ ДРЕВНИМИ И СОВРЕМЕННЫМИ РАСТЕНИЯМИ

© 2021 г. Иностранный член РАН Р. Г. Гарецкий¹, А. В. Барановский², В. Н. Жабинский², Р. П. Литвиновская², А. Г. Прядко³, А. Л. Савчук², С. А. Фатыхова², В. А. Хрипач²,*, П. С. Шабуня²

Поступило 11.01.2021 г. После доработки 12.01.2021 г. Принято к публикации 13.01.2021 г.

Образцы угля и торфа разного возраста из месторождений Беларуси впервые были исследованы на содержание растительных стероидных гормонов (брассиностероидов) с использованием независимых методов иммуноферментного анализа и ВЭЖХ-МС-МС. Количественное определение брассиностероидов показало, что все исследованные образцы содержали фитогормоны основных природных групп (брассинолида, 24-эпибрассинолида и 28-гомобрассинолида), за исключением брассинолида в самом древнем образце. Измеренное содержание брассиностероидов соответствовало таковому, характерному для современных растительных объектов, а состав брассиностероидов варьировал в зависимости от глубины залегания и других факторов. Полученные данные могут указывать на высокую стабильность стероидных гормонов растений и их предполагаемую роль биорегуляторов на протяжении длительного периода эволюции растений.

Ключевые слова: брассиностероиды, фитогормоны, бурый уголь, торф, иммуноферментный анализ, ВЭЖ–МС–МС

DOI: 10.31857/S2686739721040071

При обсуждении ранней химической эволюции основной упор обычно делается на путях синтеза пребиотиков, ведущих к важнейшим биомолекулам, таким как аминокислоты, пептиды, белки, сахара, нуклеиновые основания, нуклеотиды, которые являются элементами критически значимых полимерных структур живой клетки. В то же время сравнительно мало внимания уделяется низкомолекулярным факторам, таким как, например, стероидные гормоны, которые играют жизненно важную роль в качестве сигнальных и регуляторных органических веществ клетки. Будучи относительно простыми в химическом отношении, они могли занять свое место среди ключевых клеточных предэлементов на довольно ранней стадии химической эволюции и вступить в биотическую эру с полностью сформированной молекулярной структурой. В первую очередь это

¹ Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь ² Институт биоорганической химии Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь ³ ООО "Хемма-тест", Минск, Республика Беларусь *E-mail: khripach@iboch.by касается стероидных гормонов, имеющих углеродный скелет стеринов, что позволяет считать их биогенетически сравнительно простыми и, возможно, наиболее древними. Типичными их представителями являются стероидные гормоны растений или брассиностероиды (БС).

Открытие БС, в настоящее время признанных новым классом растительных гормонов, стало важным событием, указывающим на разностороннюю роль стероидов как гормональных регуляторов, характерных для большинства организмов, населяющих Землю [1]. Несмотря на то что в некоторых отношениях они довольно хорошо изучены, особенно как ключевые клеточные сигнальные агенты, характерные для всех видов растений [2], БС остаются малоизученными с точки зрения их видовой, структурной, органной и временной специфичности действия и биогенеза. Можно ожидать, что как полиоксигенированные стерины, структурно сходные с типичными для самых древних организмов, таких как иглокожие [3, 4], БС являются природными биорегуляторами очень древнего происхождения.

Таким образом, имея литературные данные о широком распространении различных стероидов, включая растительные стерины, в геологичеСТЕРОИДНЫЕ ФИТОГОРМОНЫ В УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

N⁰	Образец	Месторождение	Глубина залегания, м	Возраст, млн лет
1	Бурый уголь мягкий	Лельчицкое	108	342
2	Бурый уголь плотный	Лельчицкое	162	342
3	Бурый уголь плотный	Букчанское	192	164-167
4	Бурый уголь землистый	Житковичское	40-50	21-27
	с лигнитом			
5	Бурый уголь с лигнитом	Житковичское	40-50	21-27
6	Бурый уголь плотный	Житковичское	40-50	21-27
	с лигнитом			
7	Торф	Туршовка-Чертовское	0.2-0.4	0.004-0.006

Таблица 1. Месторождения полезных ископаемых в Беларуси, из которых были отобраны исследуемые образцы

ских окаменелостях [5-9], мы заинтересовались поиском в их составе стероидных гормонов растений. Задача казалась непростой из-за специфической химической структуры и свойств БС, а также их крайне низкого естественного содержания в растениях (на несколько порядков ниже содержания растительных стеринов). Опираясь на наш положительный опыт обнаружения и количественного определения БС в растительных источниках, и вдохновленные нашим недавним открытием этих фитогормонов в образцах сырой нефти [10], мы получили новые данные, показывающие, что молекулярная структура БС очень консервативна и стабильна, а фитогормоны современных структурных типов могли входить в состав растений в течение сотен миллионов лет, вероятно, на протяжении всего периода эволюции растений на Земле.

Стероиды природных отложений являются важными биомаркерами – органическими соединениями, присутствующими в современных и ископаемых отложениях, которые сохраняют структурные особенности своих биологических предшественников или могут напрямую отражать стероид-специфический состав объекта, из которого они произошли. Стероиды, обнаруженные в природных отложениях, представлены стеролами, станолами, станонами и стенонами. Они являются индикаторами истории формирования отложений, и их измеренное содержание в изученных источниках колеблется от 10^{-6} до $10^{-3}\%$ [5-9]. На сегодняшний день лишь несколько исследований посвящено качественному и количественному составу стероидных соединений в природных объектах, таких как торф [5, 6], лигнит [6-8], морские отложения [4] и некоторых других. Однако до недавнего времени в литературе не было данных по обнаружению БС в месторождениях полезных ископаемых. В то же время их открытие может пролить свет на биорегуляторные механизмы, которые контролируют рост, развитие и адаптацию растений на ранних стадиях эволюции, и нельзя исключать их участие в этих процессах в качестве биосигнальных молекул.

В данной работе на содержание БС исследованы шесть проб угля разного возраста и одна проба торфа. Образцы были взяты из месторождений Беларуси (табл. 1). Характеристика и датировка образцов проводились в Институте природопользования Национальной академии наук Беларуси. Образцы угля и торфа анализировали с использованием трех независимых методов: конкурентного иммуноферментного анализа (ИФА-1) [11], двухэтапного иммуноферментного анализа (ИФА-2) [12] и тандемной высокоэффективной масс-спектрометрии (ВЭЖХ-МС-МС). На первой стадии эксперимента образцы угля (0.5 г) растирали и экстрагировали метанолом (3 мл) в течение 24 ч при комнатной температуре. Экстракты центрифугировали (3000 об/мин, 20 мин), жидкости супернатанта разбавляли буфером для анализа, проводили количественное определение БС по методу [12]. Полученные данные свидетельствуют о том, что все исследованные образцы содержали БС основных природных групп: 24-эпибрассинолида, брассинолида (кроме образца 2) и 28-гомобрассинолида (табл. 2).

Для детального изучения были выбраны образцы бурого угля 5 и 6, содержание всех групп БС в которых было наибольшим (как следует из табл. 2). Образцы угля (10 г) растирали и экстрагировали метанолом (35 мл) в течение 24 ч при комнатной температуре. Экстракты фильтровали на фильтре из пористого стекла. Полученные метанольные экстракты упаривали и остаток распределяли между циклогексаном (40 мл) и 80%водным метанолом (3 × 15 мл). Объединенный 80%-ный водный экстракт упаривали до водного остатка, который распределяли между этилацетатом (40 мл) и 0.25 М Na₂HPO₄ (3 × 15 мл). Этилацетатную фракцию промывали водой (3 × 15 мл) и упаривали досуха. Остаток растворяли в метаноле (1.5 мл) и подвергали препаративной тонкослойной хроматографии (20 × 20 см) на силикагеле, используя смесь хлороформ-метанол (88 : 12)

Oppazett No	Содержание БС (нг/г)									
Образец не	Группа 24-эпибрассинолида	Группа брассинолида	Группа 28-гомобрассинолида							
1	6.74 ± 0.04	4.01 ± 0.10	3.41 ± 0.29							
2	9.90 ± 1.02	не определяется	5.45 ± 0.96							
3	17.20 ± 0.59	5.51 ± 0.54	4.60 ± 0.42							
4	15.22 ± 2.36	7.42 ± 0.47	18.84 ± 0.50							
5	17.58 ± 2.99	10.21 ± 0.68	60.84 ± 7.46							
6	11.57 ± 1.78	29.96 ± 4.06	56.06 ± 11.10							
7	37.20 ± 4.97	6.57 ± 0.44	10.50 ± 0.60							

Таблица 2. Содержание брассиностероидов в образцах угля и торфа, измеренное с помощью ИФА-2

Таблица 3. Содержание БС (нг/г) в образцах бурого угля 5 и 6

		Метод анализа					
№ п/п	БС	ВЭЖХ-	MC-MC	ИФА-1			
		5	6	5	6		
1	кастастерон	0.97	0.41	4.19 ± 0.49	1.91 ± 0.21		
2	24-кастастерон	2.51	3.24	8.89 ± 0.57	11.20 ± 1.04		
3	24-эпибрассинолид	1.80	5.84	3.79 ± 0.99	9.42 ± 0.30		
4	28-гомокастастерон	следы	следы	2.72 ± 0.035	1.62 ± 0.36		
5	28-гомобрассинолид	не обнаружен	0.35	не обнаружен	0.275 ± 0.03		
6	брасинолид	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен		

в качестве элюента. Зону, содержащую БС (R_f 0.4-0.6), собирали и элюировали метанолом, растворитель упаривали. Остаток растворяли в метаноле (300 мкл) и разделяли обращенно-фазовой высокоэффективной хроматографией, используя 70%-водный ацетонитрил в качестве подвижной фазы со скоростью потока 1.5 мл/мин. УФ-детектирование проводили на длине волны 204 нм. Растворители перед использованием дегазировали. Фракции каждые 2 мин, начиная с 10 мин (10-12, 12-14, 14-16, 16-18, 18-20 мин), отдельно собирали и упаривали. Остаток растворяли в метаноле (3 мл) и аликвоту в 100 мкл упаривали, остаток растворяли в 0.5 мл буфера для анализа и использовали для ИФА-1 по методу [13]. Оставшуюся часть собранной фракции упаривали и использовали для анализа с помощью ВЭЖХ-МС-МС. Для ВЭЖХ-МС-МС использовался хроматограф Agilent 1200, оснащенный масс-спектрометром Agilent Triple Quad 6410. Все стандартные БС были количественно определены с помощью мониторинга множественных реакций (MRM) в положительном режиме. Результаты, полученные с помощью ИФА-1 и ВЭЖХ-МС-МС в образцах 5 и 6, представлены в табл. 3.

На основании полученных данных ИФА-1 и ВЭЖХ–МС–МС можно сделать вывод, что в образце 5 основными фракциями являются 24-эпибрассинолид (3.8 и 1.8 нг/г соответственно), 24-эпикастастерон (8.9 и 2.5 нг/г) и кастастерон (4.2 и 1.0 нг/г). Основными обнаруженными представителями БС в образце 6 являются также 24-эпибрассинолид (5.8 нг/г по данным ВЭЖХ-МС-МС и 9.4 нг/г по данным ИФА-1) и 24-эпикастастерон (3.2 и 11.2 нг/г), а также заметное количество кастастерона (1.9 и 0.4 нг/г). Представители группы 28-гомобрассинолида (28-гомокастастерон и 28-гомобрассинолид) были зарегистрированы в обоих образцах в небольших количествах или не обнаружены вовсе. Удивительным фактом является отсутствие (или наличие в недетектируемом количестве) брассинолида в изученных образцах угля, при этом его биосинтетический предшественник кастастерон был обнаружен двумя методами и в обоих образцах.

Следует отметить, что различия в результатах ИФА-2 и ИФА-1 связаны с разными методами пробоподготовки и, соответственно, степенью участия конкурирующих антигенов. В случае ИФА-2 результаты немного выше, потому что был проанализирован неочищенный экстракт, содержащий весь набор конкурирующих антигенов, включая другие БС. Более низкие результаты, полученные с помощью ИФА-1, обусловлены предварительным фракционированием сырого экстракта методом препаративной ВЭЖХ. В то же время уровни стероидных гормонов растений, измеренные различными методами (ИФА-2, ИФА-1 и ВЭЖХ–МС–МС), сопоставимы, и использованная методология может быть применена к другим образцам минералов.

Таким образом, на основе изучения образцов угля и торфа мы можем сделать вывод, что эти минералы растительного происхождения содержат значительное количество БС, состав которых меняется в зависимости от отложений, глубины и других факторов. Количественное содержание БС сопоставимо с таковым в растительных объектах [14] и лекарственных травах [15].

Обнаружение брассиностероидов в угольных месторождениях показывает уникальную стабильность этих молекул в различных условиях окружающей среды. Органические молекулы подобной структуры раньше никогда не находили в таких объектах, и их открытие приводит к нескольким важным выводам: 1) БС могут занимать место среди самых древних органических молекул. используемых Природой в качестве биорегуляторов; 2) если это так, то наследование отзывчивости к этим гормонам более молодыми организмами может быть объяснением множественных эффектов стероидных гормонов растений у животных и человека; 3) несмотря на сложную химическую структуру, БС очень стабильны в различных условиях, и, благодаря своей высокой активности, стимулирующей рост растений, могут являться важными компонентами, обеспечивающими эффективность широко используемых агропрепаратов на основе торфа; 4) заметный уровень содержания гормонов в отложениях – новое подтверждение растительного происхождения углей.

Результаты нашего исследования способствуют пониманию того факта, что молекулярная основа биорегуляторных механизмов очень консервативна, а стероидные гормоны, имеющие структуру, аналогичную современным, возможно, контролировали процессы роста, развития и адаптации растений на протяжении длительного периода эволюции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Brassinosteroids: A Class of Plant Hormone // Hayat S., Ahmad A. (Eds.) Dordrecht: Springer, 2011. 462 p.
- 2. *Belkhadir Y., Chory J.* Brassinosteroid Signaling: A Paradigm for Steroid Hormone Signaling from the Cell Surface // Science. 2006. V. 314. № 5804. P. 1410–1411.

https://doi.org/10.1126/science.1134040

- 3. *Ahmed A.F., Hsieh Y.T., Wen Z.H., et al.* Polyoxygenated Sterols from the Formosan Soft Coral *Sinularia gibberosa* // J. Nat. Prod. 2006. V. 69. № 9. P. 1275–1279. https://doi.org/10.1021/np0601509
- 4. Stonik V.A., Elyakov G.B. Secondary Metabolites from Echinoderms as Chemotaxonomic Markers // Bioor-

ganic Marine Chemistry / Scheuer P.J. Berlin, Heidelberg: Springer, 1988. C. 43–86.

- Del Rio J.C., Gonzalez-Vila F.J., Martin F. Variation in the Content and Distribution of Biomarkers in Two Closely Situated Peat and Lignite Deposits // Org. Geochem. 1992. V. 18. № 1. P. 67–78. https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90144-M
- Avsejs L.A., Nott C.J., Maxwell J.R., et al. Hydroxy and Ketonic Androstanes: A New Class of Sterol Diagenetic Product in Peat // Org. Geochem. 1998. V. 28. № 11. P. 749–753. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(98)00026-6
- Ortiz J.E., Gallego J.L. R., Torres T., et al. Palaeoenvironmental Reconstruction of Northern Spain during the last 8000 cal yr BP Based on the Biomarker Content of the Roñanzas Peat Bog (Asturias) // Org. Geochem. 2010. V. 41. № 5. P. 454–466. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.02.003
- Серебренникова О.В., Стрельникова Е.Б., Прейс Ю.И. и др. Состав экстрактивных веществ торфов осушенных и ненарушенных верховых болот Беларуси и Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. Химия и химические технологии. 2014. Т. 325. С. 31–45.
- Shen Y., ThielV., DudaJ.-P., et al. Tracing the Fate of Steroids through a Hypersaline Microbial Mat (Kiritimati, Kiribati/Central Pacific) // Geobiology. 2018. V. 16. № 3. P. 307–318. https://doi.org/10.1111/gbi.12279
- Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г., Литвиновская Р.П., Савчук А.Л., Мардосевич М.А., Хрипач В.А. Стероидные гормоны растений — уникальные компоненты девонских нефтей Беларуси // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. С. 25–28. https://doi.org/10.31857/S2686739720090078
- Khripach V.A., Zhabinskii V.N., Litvinovskaya R.P. Immunoassays of Brassinosteroids // Brassinosteroids: A Class of Plant Hormone / Hayat S., Ahmad A. Dordrecht: Springer, 2011. C. 375–392.
- Pradko A.G., Litvinovskaya R.P., Sauchuk A.L., et al. A New ELISA for Quantification of Brassinosteroids in Plants // Steroids. 2015. V. 97. P. 78–86. https://doi.org/10.1016/j.steroids.2014.08.022
- Хрипач В.А., Свиридов О.В., Прядко А.Г. и др. Иммуноферментный анализ (24R)-брассиностероидов // Биоорган. химия. 2007. Т. 33. С. 371–378. https://doi.org/10.1134/S1068162007030120
- 14. *Bajguz A., Tretyn A.* The Chemical Characteristic and Distribution of Brassinosteroids in Plants // Phyto-chemistry. 2003. V. 62. № 7. P. 1027–1046. https://doi.org/10.1016/S0031-9422(02)00656-8
- 15. Литвиновская Р.П., Савчук А.Л., Томанова М.А., Хрипач В.А. Содержание стероидных фитогормонов в некоторых лекарственных сборах // Химия природн. соед. 2019. № 5. С. 847–848. https://doi.org/10.1007/s10600-019-02870-w

131

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

STEROID PHYTOHORMONES IN COAL DEPOSITS: A GEOCHEMICAL BRIDGE BETWEEN ANCIENT AND MODERN PLANTS

Foreign Member of the RAS R. G. Garetsky^a, A. V. Baranovsky^b, V. N. Zhabinskii^b, R. P. Litvinovskaya^b, A. G. Pryadko^c, A. L. Sauchuk^b, S. A. Fatykhava^b, V. A. Khripach^{b,#}, and P. S. Shabunya^b

^a Institute for Nature Management. National Academy of Sciences of Belarus. Minsk. Belarus

^b Institute of Bioorganic Chemistry, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

^c Hemma-Test Ltd., Minsk, Belarus

[#]E-mail: khripach@iboch.by

Coal and peat samples of different ages were studied for the content of plant steroid hormones (brassinosteroids) using independently enzyme-linked immunosorbent assays and HPLC-MS/MS. Quantitative determination of brassinosteroids showed that all the studied samples contained hormones of the main natural groups (brassinolide type, 24-epibrassinolide type, and 28-homobrassinolide type), except for brassinolide in the oldest sample. The measured content of brassinosteroids was the same order that is typical for modern plant objects, and the composition of brassinosteroids varied depending on the occurrence depth and other factors. To the best of our knowledge, organic molecules of similar structure in coal deposits have never been found before, and present result may indicate a very high stability of the hormones and their assumed role of bioregulators throughout a long period of plant evolution from very ancient to modern forms.

Keywords: brassinosteroids, phytohormones, coal, peat, ELISA, HPLC-MS/MS

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 497, № 2, с. 133–138

———— ГЕОХИМИЯ ————

УДК 550.41

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТИТОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ПОЛЕЙ РАССЕЯНИЯ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА

© 2021 г. О. А. Луканин^{1,*}, Е. В. Жаркова^{1,**}, В. Г. Сенин¹

Представлено академиком РАН Л.Н. Когарко 22.12.2020 г. Поступило 11.01.2021 г. После доработки 13.01.2021 г. Принято к публикации 14.01.2021 г.

Представлены результаты измерений собственной летучести кислорода (fO₂) различных типов тектитов из европейской и австрало-азиатских полей рассеяния (молдавитов, индошинитов, филиппинитов и австралитов), выполненных электрохимическим методом с использованием установки с двумя твердыми электролитами. Значения fO_2 тектитовых стекол в исследуемом интервале температур 800-1050°C располагаются между буферными равновесиями железо-вюстит и вюстит-магнетит. Они демонстрируют значительно более восстановленный характер тектитов по сравнению с магматическими расплавами (вулканическими стеклами) корового и мантийного происхождения. Среди австрало-азиатских тектитов наиболее широкие вариации fO₂ наблюдаются в индошинитах, среди которых встречаются более разнообразные виды тектитов (типа Муонг-Нонг и сплэт-форм) и которые находятся гораздо ближе к гипотетическому родительскому ударному кратеру, чем филиппиниты и австралиты. При температурах выше температуры полного плавления (≥1000°C) fO₂ для всех тектитовых стекол значительно выше тех значений fO2, которые соответствуют равновесию металлической фазы железа с силикатным расплавом. Предполагается, что нахождение в некоторых тектитах микровключений металлического железа совместно с вюститом, а также с магнетитом и гематитом связано с неравновесным протеканием процессов на разных стадиях формирования тектитов

Ключевые слова: тектиты, молдавиты, индошиниты, австралиты, филиппиниты, собственная летучесть кислорода, ударные процессы

DOI: 10.31857/S2686739721040101

Чрезвычайно низкие соотношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ (0.02–0.12), а также низкие содержания воды (<0.05 мас. %) в тектитах по сравнению с земными природными стеклами магматического происхождения послужили основой для различных гипотез об их внеземном происхождении ([1, 2] и др.). К настоящему времени детальными исследованиями надежно установлена генетическая связь, по крайней мере, большинства разновидностей тектитов и тектитоподобных стекол с образованием конкретных ударных кратеров на поверхности Земли ([3–5] и др.). В соответствии с этой точкой зрения восстановительный характер тектитов и другие особенности их химического состава являются результатом преобразования вещества земных горных пород (мишени) и метеоритов (ударника) при ударных событиях большой мощности в условиях сверхвысоких давлений и температур. Тектитовые стекла рассматриваются как продукты закалки образующихся в импактном процессе высокотемпературных расплавов и/или жидких конденсатов паровой фазы [6-9]. Первые определения собственной летучести кислорода (fO₂), выполненные электрохимическим методом для отдельных образцов тектитов, показали значительно более низкие значения fO₂ в сравнении с земными породами мишени различного генезиса [10-12]. Тем самым они подтвердили протекание реакций восстановления при плавлении и испарении вещества в импактном процессе, которые приводят к формированию тектитов и импактитов.

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

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

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

Окислы	Молдавит, Лоченице, Чехия	Молдавит, Коросеки, Чехия	Молдавит, Врабче, Чехия	Австралит № 15135, З. Австралия	Филиппинит № 1239, Пров. Рисал	Индошинит, № 2684, Индокитай	Индошинит, Вьетнам	Индошинит Лам Донг (LD), Вьетнам	Индошинит (K), Вьетнам
SiO ₂	78.14	81.02	77.55	72.91	71.69	75.51	75.61	80.64	73.52
TiO ₂	0.24	0.27	0.31	0.74	0.85	0.67	0.71	0.49	0.8
Al_2O_3	10.13	9.40	10.36	13.47	13.89	12.78	12.60	8.39	13.0
FeO	1.41	1.36	1.50	4.11	4.53	4.03	4.50	3.07	4.67
MgO	1.83	1.62	2.08	2.12	2.3	1.69	2.26	1.4	2.14
CaO	2.64	2.46	2.63	3.03	2.67	1.36	1.77	2.01	1.87
Na ₂ O	0.40	0.23	0.52	1.16	1.12	1.04	0.86	1.01	1.01
K ₂ O	3.43	3.85	3.52	2.26	2.36	2.90	2.26	2.18	2.51
Cr_2O_3	0.01	нпо	н.о.	0.03	нпо	0.02	0.10	0.04	0.1
MnO	н.о.	н.о.	0.07	0.14	0.09	0.05	0.05	0.09	0.11
NiO	нпо	нпо	нпо.	нпо	0.04	нпо	нпо	нпо	нпо
CuO	0.06	нпо	н.о.	0.04	0.06	0.03	нпо	нпо	0.07
V_2O_5	нпо	нпо	н.о.	нпо	0.05	нпо	нпо	0.02	0.15
Сумма	97.46	100.21	98.54	100.01	99.65	100.08	100.72	99.34	99.94

Таблица 1. Химический состав тектитов, использованных в эксперименте

Примечание. Средние значения, измеренные на Cameca SX-100 в 3 точках. FeO* – общее содержание FeO, нпо – ниже предела обнаружения, н.о. – не определялось.

В данном сообщении приведены результаты электрохимических измерений собственной летучести кислорода для коллекции тектитов из различных полей рассеяния. Основная цель исследования состояла в выяснении вариаций редокс-состояния тектитов в зависимости от их типа и разновидности, а также от степени их удаленности от предполагаемого родительского кратера.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА

Для исследования были отобраны стекла из девяти образцов тектитов. Три образца молдавитов из различных мест их нахождения в Европе (Чехии) представляют собой фрагменты небольших, как правило, вытянутых трубчатых тел диаметром 0.5-1 и длиной 1.5-2 см. Формирование молдавитов связывают с направленным выбросом перегретого вещества из ударного кратера Рис, расположенного в южной Германии ([3] и др.). Четыре образца индошинитов из Индокитая, а также по одному образцу из Филиппин и Австралии. Все они относятся к обширному австрало-азиатскому полю рассеяния тектитов и микротектитов, которые генетически связаны с одним гигантским ударным событием вблизи полуострова Индокитай ([13] и др.). Среди индошинитов один образец относится к тектитам типа

Муонг Нонг (фрагмент неправильной формы 3 × \times 5 см), остальные три имеют лепешкообразные формы (splatforms) диаметром 3–3.5 см и толщиной ~1–2 см. Филиппинит и австралит относятся к сплэш-форм (splashform) разновидности тектитов, имеющих чечевицеобразные формы диаметром 1.5–1.8 см и толщиной 1–1.3 см. Сохранившийся местами по диаметру образцов филлиппинита и австралита стеклянный ободок (фланец) свидетельствует о том, что эти образцы испытали абляцию во время полета в атмосфере.

Для экспериментальных определений собственной летучести кислорода использовались небольшие кусочки чистых прозрачных стекол (1–3 мм) общей массой 70–90 мг, тщательно отобранные под бинокуляром для того, чтобы избежать присутствия в стекле внешних корок выветривания, пузырьков, а также видимых кристаллических и иных включений. Химический состав исследуемых образцов стекол представлен в табл. 1.

Определения собственной летучести кислорода тектитовых стекол проводились на высокотемпературной установке с двумя твердыми циркониевыми электролитами при нормальном давлении в интервале температур от 800°С до 1050°С при циклическом повышении и понижении температуры с шагом 30–50°С при нагреве и охлаждении каждого образца (более подробно о методике измерения см. в работе [14]). Время выдерж-



Рис. 1. Зависимость lgfO₂-10⁴/*T*, К для молдавитов. Штриховые линии – буферные равновесия: IW – железо – вюстит, WM – вюстит – магнетит, QFM – кварц – фаялит – магнетит, QFI – кварц – фаялит – железо.



Рис. 2. Зависимость $\lg fO_2 - 10^4/T$, К для австралита и филиппинита.

ки при каждой температуре для получения постоянного равновесного значения fO_2 составляло 40–60 мин. Точность измерения fO_2 составляет $\pm 0.1-0.2$ лог. единицы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ fO₂

Результаты экспериментов приведены на графиках в координатах $lgfO_2 - T$, К (рис. 1–3). Величины $lgfO_2$ для каждого исследуемого образца, измеренные при данной температуре при ее повышении и снижении, оставались постоянными в пределах погрешности измерений. В целом они подчиняются линейной зависимости:

$$\lg fO_2 = A - B/T, K,$$

где А и В – константы, значения которых указаны в табл. 2.

Для всех образцов молдавитов значения $\lg fO_2$ в интервале 850—1050°С близки к друг другу и располагаются примерно параллельно линии буфера магнетит—вюстит (MW): примерно на 1 лог. ед. ниже $fO_2(MW)$ и несколько выше буфера железо вюстит (IW). При температурах ниже 900°С они оказываются ниже $fO_2(IW)$ (рис. 1). Значения $\lg fO_2$ для филиппинита и австралита практически идентичны во всем изученном интервале температур. Они также как и для молдавитов параллельны линии MW, но на 0.5–0.3 лог. ед. выше,



Рис. 3. Зависимость $lgfO_2 - 10^4/T$, К для индошинитов.

чем fO₂ молдавитов (рис. 2). Индошиниты характеризуются большим разбросом значений fO₂ по сравнению с другими типами тектитов. При температурах 850—1050°С они лежат в области между буферными равновесиями IW и MW, варьируя от fO₂, соответствующих филиппинитам и австралитам, до более высоких значений, близких к fO₂(WM) (рис. 3, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты демонстрируют существенно восстановленный характер тектитовых стекол. Они согласуются с более ранними электрохимическими измерениями fO_2 других образцов тектитов: бедиазита [11], индошинитов и молдавитов [10, 12]. Наклон линий температурной зависимости $B = dlgfO_2/d(1/T, K)$ для тектитовых стекол близок к таковому для буфера WM. Это дает основание предполагать, что главным фактором, который контролирует редокс-реакции в тектитовых стеклах, является соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} . Возможно, что в области низких значений fO₂, которые характерны для тектитов при *t* < 900–850°C, реакции могут определяться более сложными равновесиями $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Fe^{\circ}$, где Fe° – железо, находящееся в расплаве в атомарной форме [15].

Для австрало-азиатских тектитов отмечаются более широкие вариации fO_2 в индошинитах, среди которых встречаются более разнообразные виды тектитов (типа Муонг-Нонг, сплэт-форм) и которые расположены значительно ближе к гипотетическому родительскому ударному кратеру, чем филиппиниты и австралиты. Вместе с тем нет заметной разницы в редокс состоянии филиппинита и австралита, для которых удаленность мест их нахождения от предполагаемого ударного кратера вблизи берегов Вьетнама отличается на несколько тысяч км. Кроме того, близость редокссостояния австралита и филиппинита дает основание предполагать, что процессы абляции не

	Образец	А	В	*n	**r
1	Молдавит, Коросеки, Чехия	14.376	36335	7	0.990
2	Молдавит, Лоченице, Чехия	10.099	31241	7	0.970
3	Молдавит, Врабче, Чехия	14.527	36287	8	0.983
4	Индошинит, Вьетнам	11.104	32205	8	0.982
5	Индошинит № 2684, Индокитай	11.410	31215	8	0.983
6	Индошинит LD, Лам Дон (типа Муанг Нонг)	10.685	31119	8	0.983
7	Индошинит К, Вьетнам	14.313	35234	8	0.992
8	Австралит № 15135, Зап. Австралия	16.454	38207	7	0.994
9	Филлипинит № 1239, провинция Рисал	17.188	39308	7	0.986

Таблица 2. Значения коэффициентов "A" и "B" в эмпирической зависимости $lgfO_2 = A - B/T$, К

Примечание: *n – количество экспериментальных точек; **r – коэффициент корреляции.

оказывали заметного влияния на редокс-состояние тектитов сплэш-форм во время их полета в атмосфере.

Все имеющиеся экспериментальные определения fO_2 тектитов в широкой области температур существенно ниже на 1–3 порядка fO_2 характерных для магматических расплавов (стекол) корового и мантийного происхождения. Более низкие $fO_2 \leq fO_2(IW)$ получены твердо-электролитным электрохимическим методом для метеоритного вещества [10, 11, 16]. Равновесные значения fO_2 минеральных ассоциаций различных типов хондритов (оливин + ортопироксен + Ni-железо + троилит) в исследуемом интервале температур на графике $lgfO_2-1/T$ располагаются вдоль линии буфера IW (вблизи или в области на ~1–2 лог. ед. ниже).

При температурах выше температуры полного плавления (≥1000-1050°С) fO₂ для всех тектитовых стекол на 0.5-2 лог. ед. выше fO₂(IW), т.е. существенно выше тех значений fO₂, которые соответствуют равновесию металлической фазы железа с силикатным расплавом. Таким образом, восстановительные процессы при формировании основной массы импактных расплавов, очевидно, не сопровождались восстановлением железа до нульвалентного состояния и образованием металлической фазы. Вместе с тем в тектитах и импактитах обнаружены в виде микро- и субмикроскопических включений металлическое железо с примесью никеля, а также вюстит, магнетит, гематит и другие фазы [1, 4, 17–19]. Нахождение в тектитовых стеклах фаз, содержащих разновалентные формы железа, по-видимому, связано с неравновесностью процессов, протекающих на разных стадиях формирования тектитов: при плавлении и испарении исходного материала мишени и метеоритного ударника - последующего охлаждения расплавно-паровой смеси и конденсации паровой фазы – и, наконец, быстрой закалки расплавов при катастрофическом увеличении объема взрывного облака.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданию ГЕОХИ РАН (№ 0137-2019-0017) при частичной поддержке РФФИ (грант № 17-05-00713).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *O'Keefe J.A*. Tektites and Their Origin. Elsevier, 1976. 254 p.
- 2. *Izokh E., Kashkarov I., Korotkova N.* Age and Chemical Composition of the Zhamanshine Crater Impactites and Tektites and Comparison with Australasian Tektites. Novosibirsk, UIGGM, 1993. 95 p.
- Engelhardt W.V., Luft E., Arndt J., Schock H., Weiskirchner W. Origin of Moldavites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987. V. 51. P. 1425–1443.

- 4. *Фельдман В.И.* Петрология импактитов. М.: Издво МГУ, 1990, 299 с.
- 5. *Heinen G.* Tektites Witnesses of Cosmic Catastrophes. Imprimerie, Luxembourg, 1998, 189 p.
- 6. Базилевский А.Т., Иванов Б.А., Флоренский К.П., Яковлев О.И., Фельдман В.И., Грановский Л.Б. Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука. 1983. 226 с.
- Melosh H.J. Impact Cratering A Geologic Process // Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No 11. Oxford University Press. N.Y., Claredon Press. Oxford. 1989. 245 p.
- 8. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Проблемы окисления и восстановления в ударном процессе // Геохимия. 2000. № 10. С. 1027-1045.
- 9. Луканин О.А., Кадик А.А. Декомпрессионный механизм восстановления окисного железа тектитовых расплавов при их формировании в импактном процессе // Геохимия. 2007. № 9. С. 933–961.
- Walter L.S., Doan A.S. Determination of the P₀₂-T Equilibrium of Indishinite Tektite (abst.) NASA Astrophysics Data System (ADS) //Meteoritical Society. 1969. V. 4. P. 295–296.
- 11. *Brett R., Sato M.* Intrinsic Oxygen Fugacity Measurements on Seven Chondrites, a Pallasite, and a Tektite and Redox State of Meteorite Parent Bodies // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 111–120.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Жаркова Е.В., Фельдман В.И. Режим кислорода и водорода (воды) при формировании тектитов // Геохимия. 2003. № 9. С. 950–967.
- Folco L., D'Orazio M., Gemelli M., Rochette P. Stretching out the Australasian Microtektite Strewn Field in Victoria Land Transantarctic Mountains // Polar Science. 2016. V. 10. P. 147–159.
- 14. Арискин А.А., Фомин И.С., Жаркова Е.В., Николаев Г.С. Окислительно-восстановительный режим формирования ультрамафитов и габброидов Йоко-Довыренского массива (по результатам измерений собственной летучести кислорода в оливине) // Геохимия. 2017. № 7. С. 579–593.
- Schreiber H.D., Minnix L.M., Balazs G.B. The Redox State of Iron in Tektites // J. Non-Cryst. Solids. 1984. V. 67. P. 349–359.
- Osadchii V.O., Fedkin M.V., Osadchii E.G. Determination of the Equilibrium fO₂ in Bulk Samples of H, L, and LL Ordinary Chondrites by Solid-state Electrochemistry //Meteoritics and Planetary Science. 2017. V. 52. № 10. P. 2275–2283.
- 17. *Brett R*. Metallic Spherules in Impactite and Tektite Glasses //Amer. Mineral. 1967. V. 52. P. 721–733.
- Минеева Р.М., Бершов Л.В., Марфунин А.С., Фельдман В.И., Сперанский А.В. Структурные формы железа и марганца в тектитах и импактитах по данным ЭПР // Минерал. Журнал. 1984. Т. 6. № 2. С. 30–35.
- Vishnevsky S.A., Raitala J. Native Iron, Wustite and Magnetite in Impactites of Janisjarvi and Grandos Craters (The Baltic Shield) // Proc. 66th Annual Meteoritical Society Meeting. 2003. P. 5072.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

REDOX STATE OF TECTITES FROM DIFFERENT SCATTERING FIELDS ACCORDING TO THE DATA OF ELECTROCHEMICAL DETERMINATIONS OF INTRINSIC OXYGEN FUGACITY

O. A. Lukanin^{*a*,#}, E. V. Zharkova^{*a*,##}, and V. G. Senin^{*a*}

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

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

##E-mail: zharkova@geokhi.ru

Presented by Academician of the RAS L.N. Kogarko December 22, 2020

Presented are the results of measurements of the intrinsic oxygen fugacity (fO_2) of various types of tektites from the European and Australasian scattering fields (moldavites, indochinites, philippinites, and australites) performed by the electrochemical method using a setup with two solid electrolytes. The fO_2 values of tektite glasses in the studied temperature range of $800-1050^{\circ}C$ are located between the fO_2 of the iron-wustite and wustite-magnetite buffer equilibria. They demonstrate a significantly more reduced character of tektites in comparison with magmatic melts (volcanic glasses) of crustal and mantle origin. Among the Australasian tektites, the widest fO_2 variations are observed in the indochinite, among which there are more diverse tektite species (Muong-Nong type and splatforms) and which are much closer to the hypothetical parental impact crater than the philippinites and australites. At temperatures above the temperature of complete melting ($\geq 1000^{\circ}C$), fO_2 for all tektite glasses is significantly higher than those fO_2 values that correspond to the equilibrium of the metallic phase of iron with silicate melt. It is assumed that the presence of microinclusions of metallic iron in some tektites together with wustite, as well as magnetite and hematite, is associated with a nonequilibrium course of processes at different stages of tektite formation.

Keywords: tektites, moldavites, indochinites, australites, philippinites, intrinsic oxygen fugacity, impact processes
ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 497, № 2, с. 139–144

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 552.13; 549.08

СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИЕ ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МАНТИЙНЫХ ГРАНАТАХ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ЧОМПОЛИНСКОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

© 2021 г. Е. И. Николенко^{1,2,*,**}, И. С. Шарыгин^{1,3}, Д. И. Резвухин¹, В. Г. Мальковец^{1,2,4}, Н. С. Тычков¹, академик РАН Н. П. Похиленко^{1,4}

Поступило 25.11.2020 г. После доработки 16.12.2020 г. Принято к публикации 23.12.2020 г.

Изучены сульфидсодержащие полиминеральные включения в мантийных хромсодержащих пироповых гранатах лерцолитового парагенезиса из лампрофиров Чомполинского поля (Алданский щит, юг Сибирского кратона). Включения состоят либо только из сульфидов, либо из сульфидов в ассоциации с другими минералами (карбонаты, силикаты, оксиды и др.). Сульфидная часть включений представлена как одним минералом, так и несколькими (до четырех), среди которых установлены минералы, богатые Си и Ni, в то время как железистые сульфиды (пирротин и троилит) отсутствуют. Это отличает изученные включения от преобладающего большинства сульфидных включений в мантийных минералах и алмазах, а также сульфидов мантийных ксенолитов в кимберлитах. Образование полиминеральных включений в хромистых гранатах Чомполинского поля авторы связывают с воздействием на мантийные перидотиты карбонат-содержащего (карбонатно-силикатного или карбонатного) метасоматического расплава/флюида, о чем свидетельствует сопутствующая сульфидам минеральная ассоциация. Результаты исследований указывают на существенные отличия в характере метасоматических процессов, протекавших в литосферной мантии южной и центральной частей Сибирского кратона.

Ключевые слова: сульфиды, минеральные включения, пироп, мантия, перидотит, метасоматоз, Алданский щит, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S2686739721040113

Сульфидные включения в минералах мантийного происхождения широко используются в качестве источника информации о глубинных процессах в мантии Земли. Традиционно объектом исследования выступают мантийные ксенолиты и ксенокристаллы из кимберлитов. Мантийным минералам из других глубинных пород, таких как лампроиты и лампрофиры, уделяется гораздо меньше внимания.

В данном сообщении приводятся результаты исследования коллекции ксенокристаллов мантийных хромсодержащих пироповых гранатов из дайки "Алданская" и трубки "Огонек" Чомполинского поля лампрофиров, расположенного в южной части Сибирского кратона (Алданский щит) [1, 2]. Из более чем 600 изученных зерен гранатов размерностью 2-4 мм, содержащих минеральные включения, сульфиды обнаружены только в 16 (табл. 1). Доминирующим типом включений во всей выборке просмотренных гранатов являются титанистые и хромистые оксидные минералы (рутил, пикроильменит, хромшпинелид, минералы группы кричтонита). В большинстве случаев включения состоят только из 1-3 фаз, хотя отмечаются и более сложные полиминеральные обособления.

Химический состав гранатов и клинопироксенов определяли методом РСМА на микрозонде "Jeol" JXA-8100 по стандартной методике. Элементное картирование сульфидов и анализ состава минералов во включениях проводились на РЭМ ("TescanMIRA" 3 LMU с системой ЭДС-

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

² Научно-исследовательское геологическое предприятие, Акционерная компания "АЛРОСА" (публичное акционерное общество), Мирный, Россия

³ Институт земной коры Сибирского отделения

Российской академии наук, Иркутск, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

^{*}E-mail: NikolenkoEI@alrosa.ru

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

Образец	Группа	Объект	Минеральная ассоциация
s163	1	А	Pn, Bn _{SS} , Ccp,
s1	1	А	Pn, Ccp, Mss, CuFe ₂ S ₄
s38	1	А	Pn, Ccp, CuFe $_2S_4$
s296	1	О	Ccp, $(Fe,Ni,Cu)_{1 \pm x}S$, Mss
1n11	2	А	Ccp, Mgs, Phl, Gr, Fo, Di, Ts, Rt, Ilm, Ap, CGM
s2	2	А	Pn, Bn _{SS} , Hzl, (Fe,Ni,Cu) $_{1 \pm x}$ S, Mss, Cr-Spl, Di, Tlc
sx2	2	А	Ccp, Bn _{SS} , (Fe,Ni,Cu) _{$1 \pm x$} S, Mss, Ts, Rt, Cr-Spl, En
n6	2	А	Ccp, Di
n7	2	А	Ccp, Fo, Rt
s9	2	А	Pn, Ccp, $(Fe,Ni,Cu)_{1 \pm x}$ S, CuFe ₂ S ₄ , Phl, Rt
s113	2	А	Ccp, $(Fe,Ni,Cu)_{1 \pm x}S$, Dol, Phl
s115	2	А	Ccp, Mss, Cr-Spl, Di, Chl
s207	2	А	Ccp, Fo, Di, Rt
s213	2	А	Ccp, $(Fe,Ni,Cu)_{1 \pm x}$ S, Dol, Cr-Spl
s291	2	О	Pn, Ccp, Mss, Mgs, Cr-Spl, Phl, Fo, Mkt, CGM
s317	2	О	Bn _{SS} , Mgs, Cr-Spl, Phl, Rt, CGM

Таблица 1. Минеральный состав включений в пиропах из лампрофиров Чомполинского поля (А – д. Алданская, О – тр. Огонек)

Примечание. Ар – апатит; Bn_{SS} – твердый раствор борнита; Сср – халькопирит; Cr-Spl – хромшпинелид; Chl – хлорит; CGM – минерал группы кричтонита; Dol – доломит; Di – диопсид; En – энстатит; Hzl – хизлевудит; Ilm – ильменит; Fo – форстерит; Mgs – магнезит; Mkt – магнезиокатафорит; Mss – моносульфидный твердый раствор (MTP); Pn – пентландит; Phl – флогопит; Rt – рутил; Ts – чермакит; Tlc – тальк.

микроанализа "INCA Energy" 450+). Для идентификации минералов во включениях также использовалась конфокальная Рамановская спектроскопия (PC). Данные виды исследований проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Определение редких и рассеянных элементов в гранатах проводилось методом LA–ICP–MS (Agilent 7900cs с лазерным пробоотборником NewWave 193nm) в "National Key Centre GEMOC/CCFS" в Университете Маккуори (Сидней, Австралия). В настоящей работе использованы данные по содержанию Ni; полные результаты LA–ICP–MS исследований будут опубликованы в другой статье.

По соотношению содержаний СаО и Cr_2O_3 изученные пиропы принадлежат к лерцолитовому парагенезису [3, 4] (рис. 1а). Вариации Mg# [100 × Mg/(Mg + Fe)] и Са# [100 × Ca/(Ca + Mg + + Fe + Mn)] находятся в пределах 74.6–81.0 и 10.9–15.3 соответственно. Концентрация TiO₂ не превышает 0.24 мас. %.

Для пиропов s115, s2, s207, 1n11, содержащих включения хромдиопсида (табл. 1), оценки температур и давлений, выполненные с помощью минерального клинопироксенового термобарометра [5], составляют 690–790°С и 2.9–3.5 ГПа и согласуются с полученными ранее оценками [2] (рис. 16). Диапазон температур, полученный с помощью термометра [6], для пиропов с включениями сульфидов (табл. 1) составляет 670–760°С. Для более представительной выборки пиропов из дайки "Алданская" и трубки "Огонек" Чомполинского поля значения температур имеют более широкий диапазон 640–910°С (рис. 16).

В исследованных пиропах не наблюдалось трещин, соединяющих включения с поверхностью зерен, поэтому предполагается мантийный генезис изученных минеральных фаз. О мантийном генезисе также свидетельствуют высокие содержания Cr_2O_3 (до 1 мас. %) во флогопите и минералах-оксидах (напр., до 7.2 мас. % C_2O_3 в рутиле) из включений [8], а также оценки температур и давлений для хромдиопсида из включений.

Минеральный набор включений позволяет разделить их на две группы: в первую объединены включения, представленные только сульфидами (табл. 1, рис. 2 а); вторая имеет более сложный фазовый состав и содержит силикаты, карбонаты, оксиды, апатит и графит (табл. 1, рис. 2б). При этом во включениях второй группы сульфидная часть включений всегда обособлена относительно других минералов, следов реакционных отношений не установлено (рис. 26; также см. рис. 2 в [9]). Включения сульфидов имеют округлую, неправильную или ограненную форму и размер в диапазоне 5–200 мкм. Они обычно окруже-



Рис. 1. а – Вариации СаО и Cr₂O₃ в перидотитовых пиропах с включениями сульфидов (1), на фоне составов гранатов из концентрата тяжелой фракции лампрофиров Чомполинского поля, n = 1343 (2). Мантийные парагенезисы согласно [3]: HD – гарцбургит-дунитовый, L – лерцолитовый, W – верлитовый. Ограниченное пунктиром поле – лерцолитовый парагенезис согласно [4]. б – Оценки *PT*-параметров для пиропов с сульфидными включениями из лампрофиров Чомполинского поля, n = 1343 (2). Мантийные парагенезисы согласно [3]: HD – гарцбургит-дунитовый, L – лерцолитовый, W – верлитовый. Ограниченное пунктиром поле – лерцолитовый парагенезис согласно [4]. б – Оценки *PT*-параметров для пиропов с сульфидными включениями из лампрофиров Чомполинского поля (рисунок с изменениями из [2]). Черные ромбы – оценки по включениям хромдиопсида. Отрезками показаны интервалы оценки температур для пиропов с включениями сульфидов ($T_{(NI)SU}$) и для более представительной выборки пиропов из дайки "Алданская" и трубки "Огонек" ($T_{(NI)}$), определенных с помощью мономинерального термометра Ni-in-Gar [6]). Штриховыми линиями показаны модельные геотермы для разного поверхностного теплового потока [7]. Серым полем показаны *PT*-оценки из работы [2].

ны радиальными трещинами. Образование таких трещин традиционно связывается с разной степенью расширения граната и минерального включения при декомпрессии во время подъема транспортирующей магмой [2], что также свидетельствует в пользу мантийного происхождения включений.

Сульфидные включения, как правило, неоднородны и состоят из нескольких минералов, среди которых идентифицированы пентландит, халькопирит, твердый раствор на основе борнита, минерал с предполагаемой формулой CuFe₂S₄, моносульфидный твердый раствор (MTP), хизлевудит и соединение (Fe, Ni, Cu)_{1±x}S (табл. 1; рис. 2). Пентландит (FeNi)₉S₈ является наиболее распространенной фазой и обычно заполняет основной объем включения. Халькопирит (CuFeS₂) локализуется во внешней части включений или образует каймы вокруг него. Твердый раствор на основе борнита (Cu_{5±x}Fe_{1±x}S_{4±y}) и хизлевудит (Ni₃S₂) зафиксированы вместе с пентландитом и MTP (табл. 1).

Fe—Cu-содержащий сульфид с расчетной формулой (Cu,Ni)_{1.10–0.93}(Fe,Co)_{1.90–2.07}S₄ обнаружен в образцах s1, s9 и s38 в ассоциации с пентландитом и халькопиритом. Для него установлено преобладание Fe над Cu с содержанием этих компонентов 33.1-34.9 и 12.0-16.0 мас. % соответственно. Данная фаза содержит Ni (2.4–8.3 мас. %) и примесь Co (1.4–2.2 мас. %). Соотношение Me/S варьирует в диапазоне 0.69–0.75, а содержание S составляет 42.0–44.2 мас. %. Аналогичный сульфид с формулой CuFe₂S₄ описан в рудах месторождения Ловозеро на Кольском полуострове [10].

МТР характеризуется соотношением Ni/(Ni + Fe) = 0.40-0.60 с содержаниями Ni в пределах 21-36 мас. % и Me/S в пределах 0.80-0.93.

Соединение (Fe, Ni, Cu)_{1 ± x}S характеризуется высоким содержанием Ni (50.0–61.9 мас. %), умеренным Fe (2.0–11.7 мас. %), низким Cu (до 3.4 мас. %), высокими отношениями Ni/(Ni + Fe) = = 0.80-0.97 и Me/S = 0.96–1.06.

Валовые составы сульфидной составляющей включений (s1, s2, s9, s291, s38) имеют вариации Ni и Fe в пределах 26.2–37.7 мас. % и 23.5–32.1 мас. % соответственно, и содержания Cu до 7.4 мас. % в относительно обогащенных Ni разновидностях (рис. 3).

Минеральная ассоциация с аналогичными высокими содержаниями Си и Ni в сульфидах описана в ксенолитах шпинелевых гарцбургитов и дунитов из щелочных пород архипелага Кергелен



Рис. 2. Взаимоотношения минеральных фаз (BSE-изображение) и карты распределения элементов (Fe, Ni, Cu, S) в полиминеральных включениях пиропов s1 и sx2 из д. "Алданская". Условные обозначения в табл. 1.



Рис. 3. Состав изученных сульфидов на диаграммах Cu–Fe–S и Fe– (Ni + Co)-S (мас. %). Аvc – валовый состав изученных включений; Dia – состав сульфидов из включений в алмазах, P – перидотитовый, E – эклогитовый парагенезис [11].

[12]. Эти ксенолиты имеют следы метасоматического воздействия щелочного карбонат-содержащего расплава, проявленные в виде прожилков и интерстиционных выделений карбонатов (кальцит, доломит, магнезит), амфибола, флогопита, хромита, ильменита, рутила, апатита и др. Авторы исследования [12] предположили, что такой расплав может эффективно переносить Cu, Ni и S в растворенном виде и распадаться на несмесимые сульфидный и карбонатный расплавы, способ-

ные мигрировать через перидотитовый матрикс независимо друг от друга. Эксперименты при высоких давлениях показали, что карбонат-содержащие расплавы (карбонатный или силикатнокарбонатный) являются эффективными транспортерами серы, растворимость которой в таких расплавах увеличивается в окисленных условиях, а также зависит от температуры и состава [13, 14]. Таким образом, альтернативным вариантом образования сульфидов может быть их кристаллизация из метасоматизирующего карбонат-содержащего расплава в результате снижения температуры или смещения окислительно-восстановительных условий в более восстановленную область, о чем свидетельствует присутствие включений графита в изученных ксенокристаллах пиропа (табл. 1) [2].

Мы предполагаем, что образование сульфидсодержаших полиминеральных включений в изученных пиропах связано с воздействием на перидотиты литосферной мантии карбонат-содержащего метасоматического расплава/флюида. Об этом свидетельствуют сопутствующие сульфидам минералы, богатые летучими и несовместимыми элементами (табл. 1), и ранее проведенные исследования полиминеральных включений в хромистых пиропах из кимберлитов и лампрофиров Сибирского кратона [2, 9, 15]. К сожалению, отсутствие экспериментальных данных при высоких давлениях по фазовым отношениям в богатых Си системах Fe-Ni-Cu-S, соответствующих валовому составу исследованных сульфидных включений, не позволяет надежно установить, было ли исходное сульфидное вещество включений расплавом.

Высокие концентрации меди и отсутствие богатых Fe минералов (пирротина и троилита) отличают изученные мантийные сульфидные ассоциации Чомполинского поля от преобладающего большинства включений в мантийных минералах и алмазах, а также сульфидов мантийных ксенолитов в кимберлитах Сибирского кратона [11] (рис. 3). Это, вероятно, указывает на существенные отличия в характере метасоматических процессов, протекавших в литосферной мантии южной и центральной частей Сибирского кратона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические исследования выполнены за счет грантов Российского научного фонда: № 18-7710062 (РЭМ, РСМА, РС) и № 18-17-00249 (LA-ICP-MS). Полевые работы для отбора образцов выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН. Работы по отбору всей выборки гранатов с минеральными включениями поддержаны грантом Президента РФ для молодых кандидатов наук № МК-971.2020.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Nikolenko E.I., Lobov K.V., Agashev A.M., Tychkov N.S., Chervyakovskaya M.V., Sharygin I.S., Nikolenko A.M. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology and New Mineralogical and Geochemical Data from Lamprophyres of Chompolo Field (South Yakutia, Russia) // Minerals. 2020. 10(10). P. 886.
- Nikolenko E.I., Sharygin I.S., Alifirova T.A., Korsakov A.V., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. Graphite-bearing Mineral Assemblages in the Mantle Beneath Central Aldan Superterrane of North Asian Craton: Combined Confocal Micro-Raman and Electron Microprobe Characterization // Journal of Raman Spectroscopy. 2017. V. 48. P. 1597–1605.
- 3. Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich Garnets from the Kimberlites of Yakutia and Their Parageneses // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. P. 39–52.
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An Updated Classification Scheme for Mantle-derived Garnet, for Use by Diamond Explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841–857.
- Nimis P., Taylor W.R. Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139(5). P. 541–554.
- Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet Geotherms: Pressure-temperature Data from Cr-pyrope Garnet Xenocrysts in Volcanic Rocks // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1996. V. 101. P. 5611–5625.
- Hasterok D., Chapman D.S. Heat Production and Geotherms for the Continental Lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. № 1–2. P. 59–70.
- Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Logvinova A.M. Cr-rich Rutile: A Powerful Tool for Diamond Exploration // Lithos. 2016. V. 265. P. 304–311.
- Alifirova T.A., Rezvukhin D.I., Nikolenko E.I., Pokhilenko L.N., Zelenovskiy P.S., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Shur V. Micro-Raman Study of Crichtonite Group Minerals Enclosed into Mantle Garnet // J. Raman Spectrosc. 2020. V. 51. P. 1493–1512.
- Орсоев Д.А., Канакин С.В., Пахомовский Я.А., Ущаповская З.Ф., Резницкий Л.З. Минерал состава СиFe₂S₄ из сульфидных медно-никелевых руд Ловоозерского месторождения (Кольский полуостров) // Зап. Рос. минерал. о-ва. 2015. Т. 144. № 3. С. 70–81.
- 11. Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенеза // Зап. Всес. минерал. о-ва. 1983. Т. 112. № 3. С. 300–310.
- Lorand J.P., Delpech G., Grégoire M., Moine B., O'Reilly S.Y., Cottin J.Y. Platinum-group Elements and the Multistage Metasomatic History of Kerguelen Lithospheric Mantle (South Indian Ocean) // Chemical Geology. 2004. V. 208(1–4). P. 195–215.
- 13. Woodland A.B., Girnis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P., Höfer H.E. Experimental Study of Sulfur Solubility in

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

Silicate–carbonate Melts at 5–10.5 GPa // Chemical Geology. 2019. V. 505. P. 12–22.

- Chowdhury P., Dasgupta R. Sulfur Extraction via Carbonated Melts from Sulfide-bearing Mantle Lithologies–Implications for Deep Sulfur Cycle and Mantle Redox // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. V. 269. P. 376–397.
- Rezvukhin D.I., Malkovets V.G., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Inclusions of Crichtonite-group Minerals in Cr-pyropes from the Internatsionalnaya Kimberlite Pipe, Siberian Craton: Crystal Chemistry, Parageneses and Relationships to Mantle metasomatism // Lithos. 2018. V. 308. P. 181– 195.

SULFIDE-BEARING POLYMINERALIC INCLUSIONS IN MANTLE-DERIVED GARNETS FROM LAMPROPHYRES OF THE CHOMPOLO FIELD (CENTRAL ALDAN, SIBERIAN CRATON)

E. I. Nikolenko^{*a,b,#,##*}, I. S. Sharygin^{*a,c*}, D. I. Rezvukhin^{*a*}, V. G. Malkovets^{*a,b,d*}, N. S. Tychkov^{*a*}, and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko^{*a,d*}

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

^b Geo-Scientific Research Enterprise ALROSA (PJSC), Mirny, Russian Federation

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

> *[#]E-mail: NikolenkoEI@alrosa.ru ^{##}E-mail: nevgeny@igm.nsc.ru*

Sulfide-bearing polymineralic inclusions in mantle-derived chromium pyrope garnets of lherzolite paragenesis from lamprophyres of the Chompolo field (Aldan shield, southern Siberian craton) have been studied. The inclusions are composed of either only sulfides or sulfides in association with other minerals (carbonates, silicates, oxides, etc.). The sulfide part of the inclusions is represented by up to four minerals. Among the sulfides, minerals rich in Cu and Ni have been found, whereas ferrous sulfides (pyrrhotite, troilite) are absent. This distinguishes the studied inclusions from the majority of sulfide inclusions in mantle minerals and diamonds, as well as in mantle xenoliths from kimberlites. The formation of polymineralic inclusions in chromium garnets of the Chompolo field is attributed to the effect of a carbonate-silicate metasomatic melt/fluid on mantle peridotites, as evidenced by the mineral suite associated with the sulfides. The research results indicate significant differences in the nature of metasomatic processes that occurred in the lithospheric mantle of the southern and central parts of the Siberian craton.

Keywords: sulfides, mineral inclusions, pyrope, mantle, peridotite, metasomatism, Aldan shield, Siberian craton

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 548.736+549.73 (460.33)

ГРУППА ПСЕВДОБРУКИТА: КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТОГО АНАЛОГА АРМОЛКОЛИТА

© 2021 г. О. Н. Кажева^{1,*}, Н. В. Зубкова², К. Шефер³, Н. В. Чуканов^{1,2}, член-корреспондент РАН И. В. Пеков², С. Н. Бритвин⁴, академик РАН Д. Ю. Пущаровский²

Поступило 23.12.2020 г. После доработки 23.12.2020 г. Принято к публикации 24.12.2020 г.

Изучена кристаллическая структура потенциально нового минерала – железистого аналога армолколита с идеализированной формулой $Fe^{2+}Ti_2O_5$ из пневматолитовой минеральной ассоциации минералов, генетически связанной с лампроитовым комплексом ЮВ Испании. Изученный минерал ромбический, пространственная группа *Стст*, параметры элементарной ячейки: *a* = 3.7325(1), *b* = 9.7649(4), *c* = 9.9902(3) Å, *V* = 364.12(2) Å³. Кристаллохимическая формула $^{M1}(Mg_{0.19}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.26}^{3+}Ti_{0.30})^{2.86+}[^{M2}(Ti_{0.65}Fe_{0.27}^{3+}Fe_{0.08}^{2+})^{3.57+}]_2O_5$ (*Z* = 4) находится в хорошем согласии с химическим составом минерала.

Ключевые слова: двойные оксиды, группа псевдобрукита, железистый аналог армолколита, рентгеноструктурный анализ, катионная упорядоченность, лампроит, Альхорра, Испания **DOI:** 10.31857/S2686739721040095

Двойные оксиды, относящиеся к структурному типу псевдобрукита, а именно, псевдобрукит (Fe³⁺, Fe²⁺)(Ti, Fe³⁺)₂O₅ и армолколит (Mg, Fe²⁺)Ti₂O₅ – достаточно характерные минералы высокотемпературных, низкобарических формаций, включая обогащенные титаном базальты, андезиты, риолиты, лампроиты и некоторые типы лунных пород [1–3]. Описаны аналогичные фазы техногенного происхождения из шлаков и продуктов горения отвалов, содержащих бурый vголь [4, 5]. Результаты синтеза соединений такого типа приведены в ряде публикаций [1, 6]. Исследования природных двойных оксидов, относящихся к структурному типу псевдобрукита, интересны еще и ввиду хорошо сбалансированной анизотропии термического расширения, что открывает перспективы их использования в качестве термисторов, электропроводящих, оптических и магнитных материалов, катализаторов,

¹ Институт проблем химической физики Российской академии наук, Черноголовка, Россия

1 оссийской икидемий ниук, Терноголовки, 1 осси

² Московский государственный университет

им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

фотокатализаторов, дешевых термически стабильных фильтров для дизеля, термостойких пигментов для красок, пластиков, резины, энергосберегающих материалов (охлаждающие пигменты), а также огнеупорной керамики с низким коэффициентом термического расширения. Характер катионного упорядочения/разупорядочения и собственно состав этих минералов, включая валентное состояние Fe, определяют их основные кристаллохимические особенности, а также влияют на термическую стабильность.

В кристаллической структуре минералов группы псевдобрукита с общей формулой $M(1)M(2)_2O_5$ [5, 7] катионы *M* (Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺ и Ti⁴⁺) занимают две кристаллографически независимые позиции M(1) и M(2) (позиции Уайкова 4c и 8f соответственно). Эти катионы имеют октаэдрическую координацию, и их позиции, как правило, характеризуются смешанной заселенностью, причем в позиции M(2) всегда доминирует титан, а в M(1) – Fe³⁺ (в псевдобруките) или Mg (в армолколите). Атомы кислорода занимают три кристаллографически независимые позиции. Все позиции в структуре частные. Октаэдры через общие ребра объединены в триады, в центре которых находится M(1)-центрированный октаэдр, а внешние октаэдры заполняют катионы M(2). Соединяясь через общие вершины октаэдров $M(2)O_6$, триады образуют цепочки, вытянутые вдоль оси с (рис. 2, 3). В свою очередь, цепочки объединяются между

³ Gustav Stresemann-Strasse 34, 74257 Untereisesheim, Germany

⁴ Санкт-Петербургский университет,

Санкт-Петербург, Россия

^{*}E-mail: koh@icp.ac.ru

КАЖЕВА и др.



Рис. 1. Кристаллы Fe²⁺-аналога армолколита (*1*) в ассоциации с энстатитом (*2*) и санидином (*3*). Ширина изображения 3 мм. Фотограф Марко Буркхардт.



Рис. 2. Кристаллическая структура армолколита в проекции вдоль оси a. Черные октаэдры — $M1O_6$, серые октаэдры — $M2O_6$.

собой через общие ребра и вершины октаэдров с образованием трехмерного псевдокаркаса.

Для синтетического Fe^{2+} -аналога армолколита $Fe^{2+}Ti_2O_5$ на основе данных по мессбауэровским спектрам и дифракции нейтронов показано, что при высоких температурах синтеза (выше 1700°С) позиция *M*2 полностью заселена титаном, тогда как в продуктах более низкотемпературного синтеза (при температурах 1200°С и ниже) титан распределяется между двумя катионными позициями [6]. Однако из цитированной работы неясно, были ли синтезированные соединения термодинамически равновесными в условиях их синтеза, или же речь идет о метастабильных фазах.

Изоморфизм и некоторые кристаллохимические закономерности минералов группы псевдобрукита из лампроитов Испании рассмотрены в [8]. В частности, показано, что вариации содержаний различных компонентов в этих минералах находятся в пределах $Mg_{0.2-0.7}Fe_{0-0.6}^{2+}Fe_{0.2-1.6}^{3+}Ti_{1.2-1.9}O_5$, а основная схема изоморфизма — $Ti^{4+} + 3Fe^{2+} \leftrightarrow$ $\leftrightarrow 2Mg^{2+} + 2Fe^{3+}$. Однако в этой работе не обсуждается распределение разновалентных ионов железа по позициям кристаллической структуры.

В настоящей работе изучена кристаллическая структура минерала по составу, отвечающему промежуточному члену трехкомпонентной си-



Рис. 3. Кристаллическая структура армолколита в проекции вдоль оси c. Черные октаэдры — $M1O_6$, серые октаэдры — $M2O_6$.

стемы твердых растворов псевдобрукит-армолколит-Fe²⁺-аналог армолколита (последний, у которого конечный член отвечает формуле Fe²⁺Ti₂O₅, не имеет минералогического названия). Образцы с этим минералом, собранные в заброшенном карьере по добыче строительного камня близ деревни Лос Ниетос (Los Nietos), муниципалитет Альхорра (Aljorra), автономная область Мурсия (Murcia), ЮВ Испания, представляют собой фрагменты кавернозного лампроита, содержащего фенокристы серпентинизированного форстерита [9, 10]. Пневматолитовая ассоциация представлена санидином, пироксеном, фторфлогопитом и минералами группы псевдобрукита, кристаллы которых нарастают на стенки миароловых полостей. Железистый аналог армолколита образует коричневые досковидные кристаллы длиной до 3 мм с удлинением вдоль (010), уплощенные по (100).

Химический состав минерала определен методом рентгеноспектрального микроанализа с применением растрового электронного микроскопа "Tescan" Vega-II XMU (режим EDS, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 400 пА, диаметр электронного зонда 160 нм) и использованием системы регистрации рентгеновского излучения и расчета состава образца "INCA Energy" 450. В качестве стандартов использовались MgO и чистые Ті и Fe (предварительные измерения показали, что содержания остальных элементов ниже порога обнаружения электронно-зондовым методом). Изученный кристалл довольно однороден по составу. Содержания компонентов (средние значения по трем локальным анализам; в скобках приведены пределы; все железо дано в форме FeO, мас. %): MgO 3.40 (3.01-3.75), FeO 37.87 (37.20-38.04), TiO₂ 55.74 (55.20–56.38), сумма 97.01. Эмпирическая формула, рассчитанная на 3 катиона и 5 атомов кислорода: $Mg_{0.19}Fe_{0.41}^{2+}Fe_{0.80}^{3+}Ti_{1.60}O_5$. Формульные коэффициенты для Fe^{2+} и Fe^{3+} определены с учетом условия баланса зарядов и соответствуют 12.83 мас. % FeO и 27.83 мас. % Fe₂O₃. Сумма анализа в этом случае составляет 99.80 мас. %, что косвенно подтверждает корректность такого расчета.

Рентгенограмма порошка, полученная на дифрактометре "Rigaku" R-AXIS Rapid II с цилиндрическим IP детектором (монохроматизированное Со $K\alpha$ -излучение, геометрия Дебая—Шеррера, d = 127.4 мм, экспозиция — 15 мин), однозначно подтверждает принадлежность изученного минерала к структурному типу псевдобрукита. Рассчитанные по порошковым данным

Таблица 1. Координаты (*x*, *y*, *z*), параметры тепловых смещений ($U_{_{3KB}}$, Å²) атомов, кратность позиций (*Q*) и заселенности атомных позиций (s.o.f.)

Позиция	x	У	z	$U_{ m eq}$	Q	s.o.f.
<i>M</i> (1)	0	0.18945(6)	0.75	0.0072(2)	4	Fe _{0.51} Mg _{0.19} Ti _{0.30}
<i>M</i> (2)	0	0.13558(4)	0.43583(4)	0.0067(1)	8	$Ti_{0.65(1)}Fe_{0.35(1)}$
O(1)	0	0.3112(2)	0.5699(2)	0.0088(4)	8	1
O(2)	0.5	0.2654(3)	0.75	0.0092(5)	4	1
O(3)	0	0.0472(2)	0.6158(2)	0.0101(4)	8	1

Таблица 2. Локальный баланс валентностей [14] (для каждого из трех вариантов приведены валовая и кристаллохимическая формулы)

	Fe _{1.}	$_{21}Mg_{0.19}Ti_{1.0}$	$_{50}O_5$	
	$(Fe_{0.51}Mg_{0.1})$	$9^{11}_{0.30})(11_{0.30})$	$_{65}$ Fe _{0.35}) ₂ O ₅	
	O (1)	O(2)	O(3)	Σ
<i>M</i> (1)	0.34→x2	0.49 ^{→x2}	0.60 ^{→x2}	2.86
		↓x2		
<i>M</i> (2)	$0.67^{\rightarrow x2}$	0.46	0.82	3.57
	↓x2	↓x2	0.58	
	0.37			
Σ	2.05	1.90	2.00	
	Fe ₁	.14Mg _{0.2} Ti _{1.6}	₆ O ₅	
	$(\mathrm{Fe}_{0.5}\mathrm{Mg}_{0.5}$	$_{2}\text{Ti}_{0.3}$)(Ti _{0.68}	$_{3}Fe_{0.32})_{2}O_{5}$	
	O(1)	O(2)	O(3)	Σ
<i>M</i> (1)	0.34 ^{→x2}	$0.49^{\rightarrow x2}$	$0.60^{\rightarrow x^2}$	2.86
		\downarrow_{x2}		
<i>M</i> (2)	0.68 ^{→x2}	0.46	0.83	3.62
	↓x2	↓x2	0.59	
	0.38			
Σ	2.08	1.90	2.02	
	Fe ₀	.86Mg _{0.2} Ti _{1.9}	4O5	
	$(Fe_{0.4}Mg_$	$_{2}\text{Ti}_{0.4})(\text{Ti}_{0.7})$	$_{7}Fe_{0.23})_{2}O_{5}$	
	O (1)	O(2)	O(3)	Σ
<i>M</i> (1)	$0.35^{\rightarrow x2}$	$0.50^{\rightarrow x2}$	$0.61^{\rightarrow x2}$	2.92
		\downarrow_{x2}		
<i>M</i> (2)	0.70 ^{→x2}	0.47	0.85	3.70
	↓x2	\downarrow_{x2}	0.60	
	0.38			
Σ	2.13	194	2.06	

параметры ромбической элементарной ячейки таковы: a = 3.7331(6), b = 9.768(1), c = 9.991(1) Å, V = 364.3(1) Å³.

Трехмерный набор дифракционных отражений получен для монокристалла с размерами 0.17 × × 0.11 × 0.08 мм при комнатной температуре с использованием монокристального дифрактометра "Xcalibur" S CCD на Мо*К* α -излучении (λ = = 0.71073 Å) для полной сферы обратного пространства в интервалах углов θ от 4.08 до 30.40°. Обработка экспериментальных данных производилась с помощью пакета программ CrysAlis v. 1.171.39.46.

Параметры ромбической элементарной ячейки, уточненные с использованием 1710 отражений: a = 3.7325(1), b = 9.7649(4), c = 9.9902(3) Å, V = 364.12(2) Å³, Z = 4. Кристаллическая структура определена на основе прямых методов в рамках пространственной группы *Стст* и уточнена в анизотропном приближении тепловых колебаний атомов с использованием комплекса программ SHELX-97 [11]. Заключительный фактор расходимости составил 0.0183 для 301 независимого отражения с $I > 2\sigma(I)$. Координаты атомов и параметры их тепловых смещений приведены в табл. 1.

В исследованном нами образце наиболее вероятное распределение катионов соответствует структурной формуле $^{M(1)}(\text{Fe}_{0.51}\text{Mg}_{0.19}\text{Ti}_{0.30})^{M(2)}(\text{Ti}_{0.65}\text{Fe}_{0.35})_2\text{O}_5$. M(2)-октаэдр искажен сильнее, чем M(1)-октаэдр. Длины связей M(1)–О находятся в диапазоне 1.930(2)–2.156(2) Å, диапазон длин связей M(2)–О составляет 1.858(2)–2.176(2) Å. Средние длины связей в октаэдрах $M(1)\text{O}_6$ и $M(2)\text{O}_6$ составляют 2.032 и 2.000 Å соответственно.

В табл. 2 приведены результаты расчета сумм валентных усилий для различных составов: первый блок табл. 2 соответствует финальному составу, уточненному с использованием данных электронно-зондового анализа, второй и третий – границам диапазона уточнения, в котором *R*-фактор имеет практически постоянное минимальное значение, близкое к 0.018. Так как отношение Fe^{2+} : Fe^{3+} в позициях *M*(1) и *M*(2) изначально неизвестно, при расчете сумм валентных усилий использовалось усредненное значение $R_o = 1.712$ Å.

Из сравнения данных, приведенных в табл. 2, видно, что оптимальным является состав, соответствующий эмпирической формуле, рассчитанной по электронно-зондовым данным: для этого состава сумма валентных усилий на всех катионах формулы, рассчитанной на Z = 4, строго равна теоретической величине общего заряда на этих катионах (+10 в сбалансированной по зарядам формуле с пятью атомами кислорода), тогда как остальные варианты дают завышенные суммы валентных усилий.

Сбалансированная по зарядам кристаллохимическая формула, рассчитанная в предположении о том, что средний заряд катионов в позиции M(2) равен сумме валентных усилий на этой позиции, следующая:

$$\begin{split} ^{M1} & (Mg_{0.19}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.26}^{3+}Ti_{0.30})^{2.86+} \\ & [^{M2} & (Ti_{0.65}Fe_{0.27}^{3+}Fe_{0.08}^{2+})^{3.57+}]_2O_5. \end{split}$$

В этой формуле средний заряд катионов в позиции M(1) (+2.86) в точности совпадает с суммой валентных усилий на этой позиции (+2.86), что подтверждает корректность полученных структурных данных. Полученное распределение титана между позициями M(1) и M(2) в природном железистом аналоге армолколита согласуется с литературными данными для трех синтетических образцов соединения Fe²⁺Ti₂O₅ со структурой псевдобрукита и кристаллохимическими формулами

$${}^{M(1)}(Fe_{0.68}^{2+}Ti_{0.32})^{M(2)}(Ti_{0.84}Fe_{0.16}^{2+})_2,$$

$${}^{M(1)}(Fe_{0.72}^{2+}Ti_{0.28})^{M(2)}(Ti_{0.86}Fe_{0.14}^{2+})_2 \varkappa$$

$${}^{M(1)}(Fe_{0.81}^{2+}Ti_{0.19})^{M(2)}(Ti_{0.905}Fe_{0.095}^{2+})_2 [1].$$

Во всех случаях титан распределяется между позициями M(1) и M(2), доминируя в последней.

В заключение остановимся на вопросе статуса изученного в настоящей работе Mg–Fe–Ti-оксида как минерального вида. В настоящее время приняты два критерия для определения доминирующего катиона в позиции кристаллической структуры [12, 13]. Согласно *критерию среднего заряда*, видообразующим компонентом является тот, заряд которого наиболее близок к среднему заряду катионов в данной позиции. Для позиции M(1) с составляется (Мд $Eo^{2+} Eo^{3+} Ti$)

M(1) с заселенностью ($Mg_{0.19}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.26}^{3+}Ti_{0.30}$) средний заряд (+2.86) близок к 3 и, следовательно, катион Fe³⁺ должен рассматриваться как видообразующий в данном минерале и, таким образом, этот минерал следовало бы рассматривать как разновидность псевдобрукита. С другой стороны, согласно *критерию преобладающей валентности* изученный минерал является $^{M(1)}M^{2+}$ -доминантным (суммы двух-, трех- и четырехвалентных катионов в позиции M(1) равны 0.44, 0.26 и 0.30 соответственно) при доминировании катиона Fe²⁺, который, таким образующий. Полученное противоречие показывает, что принятые в настоящее время принципы выделения минеральных видов нуждаются в уточнении.

Мы рассматриваем критерий преобладающей валентности как предпочтительный в данном случае, так как он приводит к идеализированной формуле $Fe^{2+}Ti_2O_5$, которая по содержанию титана (2 атома на формулу) ближе к эмпирической формуле (1.6 атома на формулу), чем идеализированная формула псевдобрукита $Fe_2^{3+}TiO_5$. Однако окончательное решение о статусе изученного минерала может быть принято только после того, как будут сформулированы правила выделения минеральных видов в подобных случаях.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Рентгенографическое исследование минерала осуществлено при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 19-17-00050). Изучение его химического состава и кристаллохимический анализ выполнены по теме Государственного задания, номер государственной регистрации АААА-А19-119092390076-7. Рентгеновское изучение порошка минерала осуществлено на оборудовании ресурсного центра "Рентгенодифракционные методы исследования" СПбГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bowles J.F.W. Definition and Range of Composition of Naturally Occurring Minerals with the Pseudobrookite Structure // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 1377–1383.
- Anderson A.T., Bunch T.E., Cameron E.N., Haggerty S.E., Boyd F.R., Finger L.W., James O.B., Keil K., Prinz M., Ramdohr P., El Goresy A. Armalcolite: A New Mineral from the Apollo 11 Samples // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. Supp. 1. P. 55–63.
- Pedersen A.K. Armalcolite-bearing Fe-Ti Oxide Assemblages in Graphite-equilibrated Salic Volcanic Rocks with Native Iron from Disko, Central West Greenland // Contr. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. P. 307-324.
- 4. *Lapin V.V., Kurtzeva N.N., Ostrogorskaya O.P.* The Composition of Anosovite and of the Titanium Sesquioxide in Titanium-rich Slags // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1956. V. 109. P. 824–827 (in Russian).
- 5. Соколова Е.В., Егоров-Тисменко Ю.К., Нишанбаев Т. Кристаллическая структура армалколита // Вестн. Моск. ун-та. сер.4. Геология. 1991. № 3. С. 82–86.
- Teller R.G., Antonio M.R., Grau A.E., Gueguin M., Kostiner E. Structural Analysis of Metastable Pseudobrookite Ferrous Titanium Oxides with Neutron Diffraction and Mössbauer Spectroscopy // J. Solid State Chem. 1990. V. 88 (2). P. 334–350.
- Shiojiri M., Sekimoto S., Maeda T., Ikeda Y., Iwauchi K. Crystal Structure of Fe₂TiO₅ // Phys. Stat. Sol. (a). 1984. V. 84. P. 55–64.
- Brigatti M.F., Contini S., Caperdi S., Poppi L. Crystal Chemistry and Cation Ordering in Pseudobrookite and Armalcolite from Spanish Lamproites // Eur. J. Mineral. 1993. V. 5. P. 73–84.
- Pellicer M.J. Estudio petrológico y geoquímico de un Nuevo yacimiento de rocas lamproíticas situado en las proximidades de Aljorra (Murcia) // Estudios Geológicos 1973. V. 29. P. 99–106 (in Spanish).
- Contini S., Venturelli G., Toscani L., Capedri S., Barbieri M. Cr-Zr-armalcolite-bearing Lamproites of Cancarix, SE Spain // Mineral. Mag. 1993. V. 57. P. 203–216.
- 11. *Sheldrick G.M.* A Short History of SHELX // Acta. Crystallogr. 2008. V. A64. P. 112–122.
- Bosi F., Hatert F., Hålenius U., Pasero M., Miyawaku R., Mills S. On the Application of the IMA–CNMNC Dominant-valency Rule to Complex Mineral Compositions // Mineral. Mag. 2019. V. 83. P. 627–632.
- Bosi F., Biagioni C., Oberti R. On the Chemical Identification and Classification of minerals // Minerals. 2019. V. 9(591), 12 p. https://doi.org/10.3390/min9100591
- Gagné O.C., Hawthorne F.C. Comprehensive Derivation of Bond-valence Parameters for Ion Pairs Involving Oxygen // Acta Crystallogr. 2015. V. B71. P. 562–578.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

PSEUDOBROOKITE GROUP: CRYSTAL CHEMICAL FEATURES OF THE ARMALCOLITE Fe²⁺ ANALOGUE

O. N. Kazheva^{*a*,#}, N. V. Zubkova^{*b*}, Ch. Schäer^{*c*}, N. V. Chukanov^{*a*,*b*}, Corresponding Member of the RAS I. V. Pekov^{*b*}, S. N. Britvin^{*d*}, and Academician of the RAS D. Yu. Pushcharovskiy^{*b*}

^a Institute of Problems of Chemical Physics, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation ^b Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation ^c Gustav Stresemann-Strasse 34, 74257 Untereisesheim, Germany ^d Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: koh@icp.ac.ru

The crystal structure of a potentially new mineral, Fe^{2+} -dominant analogue of armalcolite with the idealized formula $Fe^{2+}Ti_2O_5$ has been solved. The sample studied originates from a pneumatolytic association related to the lamproite complex of SE Spain. The mineral is orthorhombic, space group *Cmcm*, the unit-cell parameters are: a = 3.7325(1), b = 9.7649(4), c = 9.9902(3) Å, V = 364.12(2) Å³. The crystal-chemical formula $^{M1}(Mg_{0.19}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.26}^{3+}Ti_{0.30})^{2.86+}[^{M2}(Ti_{0.65}Fe_{0.27}^{3+}Fe_{0.08}^{2+})^{3.57+}]_2O_5$ (Z = 4) is in a good agreement with the chemical composition of the mineral.

Keywords: double oxides, pseudobrookite group, armalcolite Fe^{2+} analogue, X-ray structural analysis, cation ordering, lamproite, Aljorra, Spain

———— ГЕОФИЗИКА ———

УДК 53.02:53.087.4

ИОННЫЙ СОСТАВ ЭКЗОСФЕРЫ ЗЕМЛИ В ПЕРИОД СМЕНЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ СОЛНЦА

© 2021 г. М. С. Иванов^{1,*}, В. Б. Лапшин^{1,**}

Представлено академиком РАН Г.А. Жеребцовым 11.09.2020 г. Поступило 11.09.2020 г. После доработки 18.12.2020 г. Принято к публикации 22.12.2020 г.

В статье представлен анализ данных измерений ионного состава верхней атмосферы на высотах 810–830 км в период 2009–2018 гг., полученных масс-спектрометрами "РИМС", установленными на космических аппаратах "Метеор-М № 1, № 2". Проведено сопоставление пространственно-временной изменчивости концентрации О⁺ с солнечной активностью (числа Вольфа) в период инверсии магнитного поля Солнца. Обнаружено, что инверсия магнитного поля произошла в период максимума 24 солнечного цикла и сопровождалась значительным увеличением концентрации О⁺.

Ключевые слова: солнечная активность, ионный состав экзосферы земли, инверсия магнитного поля, космическая система "Метеор-М" солнечно-синхронизованная орбита

DOI: 10.31857/S2686739721040083

Солнечная обсерватория Уилкокса (WSO) начала проводить ежедневные наблюдения за магнитным полем Солнца начиная с мая 1975 г. С мая 1976 года в WSO ежедневно выпускаются карты магнитного поля Солнца [1]. Смена полюсов Солнца наблюдалась в апреле 2001 г. [2-4]. Используя данные WSO и измерения концентраций ионов H^+ , He^+ , N^+ , O^+ , H_2O^+ на высотах 810-830 м масс-спектрометрами "РИМС", разработанными Институтом прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова и установленными на космических аппаратах "Метеор-М № 1, № 2", исследовано влияние инверсии магнитного поля Солнца на ионный состав экзосферы Земли [5]. Измерение ионного состава экзосферы Земли в институте проводится с 2009 г. по настоящее время.

Спутники "Метеор-М" № 1, № 2 включены в "Единую территориально-распределенную информационную систему дистанционного зондирования Земли" (ЕТРИС ДЗЗ). Они запущены на круговую солнечно-синхронизированную орбиту, на борту спутников установлены масс-спектрометры РИМС. Датчики приборов РИМС, ориентированные вдоль траекторий КА "Метеор-М" навстречу ионному потоку, измеряют амплитуды тока тепловых ионов. Измерения проводятся два раза в день, начало измерений примерно в 6 и 18 ч по московскому времени (МСК). Длительность каждого сеанса измерений — 102 мин [5]. Во время сеанса измерений спутник совершает один полный оборот. Каждые 20 с (соответствуют 80 км траектории спутника) проводится измерение амплитуд ионных токов по атомным массам. Измерение ведется в двух диапазонах — легкие ионы (1–4 а.е.м.) и тяжелые ионы (4–20 а.е.м.). Полное количество измерений составляет 305 за один сеанс, причем синхронно работают два спутника с небольшим сдвигом по времени (не более 1 ч).

Точность измерения концентраций O⁺ составляет 5000 N/cm³. Диапазон изменчивости O⁺ в экзосфере в период наблюдений составлял 0-50000 N/cm³.

Ежедневно со спутников поступают 4 таблицы данных, в год — 1460 в следующем формате:

File	RIMS_10015_01699.DD7
Date	15.01.2010
Frames	305

Таблица данных амплитуд концентраций ионов формируется в следующем виде (TB – те-кущее время от начала суток в секундах):

¹ Институт прикладной геофизики им. Е.К. Федорова, Росгидромет, Москва, Россия

^{*}*E*-mail: mi_ivanov@list.ru

^{**}E-mail: lapshin-vb1@mail.ru

Время	TB	Широта	Долгота	Высота	H^+	He ⁺	H_2O^+	N^+	O^+
5:14:15	18 855	81.18	197.04	809.44	0	0	0	0	38

Траектории спутников проходят по основным зонам аномального магнитного поля Земли: Бразильская, Сибирская, моря Уэдделл и Канадская аномалии [6]. Измерения с "Метеор-М № 1" проводятся с 2009 г. (РИМС-1), а "Метеор-М № 2" с 2014 г. (РИМС-2) по настоящее время.

Для сопоставления данных масс-спектрометров с данными солнечной активности был выбран массив данных из широтной полосы 5°-15° северного полушария.

На рис. 1 приведены графики солнечной активности (числа Вольфа) и измеренной концентрации ионов в период 24 солнечного цикла.

В результате совместного анализа солнечной активности и временного хода O^+ в период с 2009 по 2018 г. обнаружено аномальное поведение O^+ во время инверсии магнитного поля Солнца с июля 2013 по февраль 2014 г. (рис. 1, 2 и 3).

Анализ данных измерений O⁺ показал следующее: в период с января 2011 г. по апрель 2013 г. прослеживается устойчивая 27-суточная изменчивость O⁺; с апреля по июнь 2013 г. наблюдаются увеличение периода изменчивости от 27 до 45 сут; далее с июня 2013 г. по январь 2014 г. наблюдается цикличность с периодом приблизительно два месяца; с января по апрель 2014 г. период цикличности уменьшается от 45 до 27 сут; после чего 27-суточная цикличность восстанавливается и становится устойчивой вплоть до конца 2018 г. (рис. 2 и 3).

Время инверсии магнитного поля Солнца составляет приблизительно 11.5 мес. Причем в начале и конце инверсии наблюдается резкое изменение амплитуды O⁺. При этом амплитуда в зоне основной инверсии составляет около 30000 N/cm⁺³, максимальное значение O⁺ достигает 50000 N/cm⁺³, а минимальное значение O⁺ достигает 50000 N/cm⁺³, а минимальное значение O⁺ уменьшается практически до нуля (рис. 3). Аномально высокие амплитуды флуктуаций значений O⁺ в начале и в конце инверсии связаны с особенностями солнечного излучения при совпадении инверсии магнитного поля Солнца и максимума солнечной активности.

Следует отметить, что инверсия 2013–2014 гг. магнитного поля Солнца происходит в период максимума солнечной активности и сопровождается значительным увеличением концентрации O⁺.

Аномальное поведение цикличности О⁺ в период инверсии магнитного поля Солнца связано с увеличением интенсивности корпускулярного,



Рис. 1. Солнечная активность (числа Вольфа) и концентрация ионов О⁺ в период 24-го солнечного цикла по данным российских космических аппаратов "Метеор-М № 1, № 2" (приборы РИМС) с 2009 по 2018 г. и европейского космического аппарата "DEMETER" с 2006 по 2009 г.



Рис. 2. На рисунке представлены данные изменчивости концентрации O^+ в диапазоне широт 82° с.ш. -82° ю.ш. в период 24-го цикла солнечной активности с 2011 по 2016 г. Представленные циклы построены по данным наблюдения концентраций O^+ во время ежедневных измерений (305 измерений за полный оборот).

ренттеновского и ультрафиолетового излучений в окрестности максимума солнечной активности [7].

выводы

1. Анализ наблюдений концентраций О⁺, выполненных прибором РИМС ("Метеор-М № 1, № 2") с 2010 по 2018 г., выявили аномальное поведение концентрации О⁺ в экзосфере Земли (810– 830 км) в период инверсии магнитного поля Солнца (июль 2013–январь 2014 гг.).

2. Анализ данных измерений О⁺ показал следующее: в период с января 2011 г. по апрель 2013 г. прослеживается устойчивая 27-суточная изменчивость O⁺; с апреля по июнь 2013 г. наблюдается увеличение периода изменчивости от 27 до 45 сут; далее с июня 2013 г. по январь 2014 г. наблюдается неупорядочная цикличность с периодом приблизительно два месяца; с января по апрель 2014 г. период цикличности уменьшается от 45 до 27 сут; после чего 27-суточная цикличность восстанавливается и становится устойчивой вплоть до конца 2016 г. (рис. 2, 3).

3. Время инверсии магнитного поля Солнца составляет приблизительно 11.5 мес. Причем в начале и конце инверсии наблюдается резкое из-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021



Рис. 3. Временная изменчивость концентрации O⁺ вдоль экватора в период инверсии геомагнитного поля. Пунктирными линиями показаны результаты интерполяции экстремальных значений O⁺.

менение амплитуды O^+ . При этом амплитуда в зоне инверсии составляет около 30000 N/cm³, максимальное значение O^+ достигает 50000 N/cm³, а минимальное значение O^+ уменьшается практически до нуля.

4. Показано, что инверсия магнитного поля происходила в период максимума 24-го солнеч-

ного цикла и сопровождалась значительным увеличением концентрации О⁺.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. The Wilcox Solar Observatory, Astrophysics and Cosmology (KIPAC), May 1975.
- 2. *Hathaway D.H.* // Living Reviews in Solar Physics. December 2010, 7: 1.
- 3. Hathaway D.H. Wilson, Reichmann // Solar Physics. 1994. 151. 177.
- 4. *Hoeksema J.T.* The Heliospheric Magnetic Field, Solar. Observations of Global Solar Magnetic and Velocity Fields, in The Sun as a Variable Star, IAU Coll. 143, ed. Pap, et al., Cambridge Univ. Press, 138–146, 1994 Wind 7, eds. E. Marsch, R. Schwenn, Pergamon Press, 1992. 191.
- Иванов М.С., Кирюшов Б.М., Николаев Е.Н., Похунков А.А., Похунков С.А., Тулинов Г.Ф. Радиочастотный измеритель массового состава – эффективный прибор для мониторинга состава верхней атмосферы с борта космического аппарата // Конф. ВНИИЭМ. 2016.
- Иванов М.С., Лапшин В.Б., Репин А.Ю. Роль геомагнитных аномалий в распределении концентрации ионов О⁺ с учетом сезонного положения солнца по данным космического комплекса "Метеор-М" // ДАН. 2018. Т. 481. № 1.
- 7. *Иванов М.С. и др.* Мир измерений. Космическая погода. Мониторинг состава ионов в экзосфере. 2019. С. 26.

IONIC COMPOSITION OF THE UPPER ATMOSPHERE OF THE EARTH DURING THE PERIOD OF INVERSION OF THE SOLAR MAGNETIC FIELD

M. S. Ivanov^{*a*,#} and V. B. Lapshin^{*a*,##}

^a E.K. Fiodorov Institute of the Applied Geophysics, Rosgidromet, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: mi_ivanov@list.ru

##E-mail: lapshin-vb1@mail.ru

Presented by Academician of the RAS G.A. Zherebtsov September 11, 2020

The article presents an analysis of the data of measurements of the ionic composition of the upper atmosphere at altitudes of 810-830 km in the period 2009-2018 received by mass spectrometers "RIMS", installed on spacecraft "Meteor-M No 1, No 2". The space-time variability of the O⁺ concentration is compared with solar activity (Wolf number) during the period of inversion of the solar magnetic field during the period of inversion of the reversal of the magnetic field occurred during the maximum of the 24th solar cycle and was accompanied by a significant increase in the concentration of O⁺.

Keywords: solar activity, ionic composition of the earth's exosphere, inversion of the magnetic field, space system "Meteor-M", solar-synchronized orbit

УДК 551.583

ОЦЕНКА ВКЛАДА ПРЯМОГО РАДИАЦИОННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ИЗМЕНЕНИЯ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. А. Семенов^{1,2,*}, М. А. Алешина^{1,2}

Поступило 07.12.2020 г. После доработки 21.12.2020 г.

Принято к публикации 24.12.2020 г.

Выполнены оценки вклада прямого радиационного воздействия (ПРВ) в тренды приземной температуры над сушей Северного полушария (СП) в период 1979–2012 гг. с помощью анализа данных ансамблевых численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы с предписанными (по данным наблюдений) значениями температуры поверхности океана и концентрации морских льдов с постоянными и меняющимися со временем концентрациями парниковых газов и аэрозолей. Вклад ПРВ в средние по модельным ансамблям изменения температуры над сушей СП зимой и летом составляет около 30%, или 0.3°С и 0.2°С соответственно. Максимумы потепления, связанного с ПРВ, обнаружены, в частности, зимой и летом на востоке Европейской территории России. Результаты указывают, что отклик атмосферной циркуляции на ПРВ может приводить к нелинейному вкладу растущего радиационного воздействия на потепление в СП, в частности, приводя к замедлению роста температуры в зимний сезон.

Ключевые слова: изменения климата, тренды температуры, радиационное воздействие, модель атмосферы, атмосферная циркуляция

DOI: 10.31857/S2686739721040150

введение

За период с 1979 по 2012 г. среднегодовая приповерхностная температура над сушей Северного полушария (СП) выросла примерно на 1°С. Температура поверхности океана (ТПО) в СП за тот же период выросла примерно на 0.4°С. Такая разница в температурных трендах над сушей и океаном является следствием как большей, минимум на два порядка, теплоемкости деятельного слоя океана по сравнению с деятельным слоем суши, так и фундаментальными особенностями теплообмена между океаном и атмосферой над сушей. Испарение с поверхности океана, атмосферный перенос и конденсация водяного пара с выделением тепла над сушей всегда приводят к большим аномалиям температуры над сушей, чем вызвавшие их аномалии ТПО [1]. Оценки роста глобального теплосодержания верхних 2000 м океана в анализируемый период (около 5 × 10²¹ Дж/год) сравнимы с оценками антропогенного радиационного воздействия (около 1 Вт/м²) [2], что, с учетом в 2.5 раза более медленного нагрева океана, подразумевает скорее опосредованное влияние антропогенного радиационного воздействия на температуру над сушей через рост ТПО, чем через прямое радиационное воздействие.

Количественные оценки относительного вклада изменений ТПО и прямого (главным образом антропогенного, ввиду роста концентрации парниковых газов в атмосфере) радиационного воздействия (ПРВ) в потепление над сушей в современпериод характеризуются значительной ный неопределенностью. Такие оценки, как правило, делаются на основе анализа результатов численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с предписанными изменениями ТПО и концентрации морских льдов согласно данным наблюдений. Разброс при этом составляет от доминирующей роли ТПО (вклад 80-90%) [1, 2] до сравнимого вклада (около 40-50%) изменений ТПО и ПРВ [4, 5]. Результат при этом зависит от чувствительности моделей к радиационным воздействиям разной природы (вследствие изменений концентраций парниковых газов, аэрозолей, стратосферного озона), а также возможного отклика атмосферной циркуляции на радиационные воздействия. Задача

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

² Институт географии Российской академии наук,

Москва, Россия

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

усложняется и тем, что наблюдаемые изменения являются лишь одной реализацией земной климатической системы, которая может претерпевать значительные флуктуации и без внешнего радиационного воздействия вследствие внутренней стохастической динамики атмосферы и океана на различных временных масштабах [6].

В данной работе анализируются данные численных экспериментов с МОЦА с предписанными значениями ТПО и концентраций морских льдов с постоянным и меняющимся радиационным воздействием в период 1979–2012 гг. Используются ансамблевые расчеты с идентичными данными на нижней границе атмосферы и радиационным воздействием, но с разными начальными условиями. Большое количество членов ансамбля (30) позволяет эффективно отфильтровать изменения, связанные с внутренней изменчивостью атмосферы и выделить сигнал, связанный с граничными условиями и радиационным воздействием.

ПОСТАНОВКА МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Анализируемые численные эксперименты выполнялись с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ЕСНАМ5 [7]. МОЦА имеет спектральное горизонтальное разрешение Т63 (примерно 1.8° × 1.8° по широте и долготе) и 31 вертикальный уровень. В каждом численном эксперименте в модели задавались граничные условия на нижней границе атмосферы - поля температуры поверхности океана (ТПО) и концентрации морского льда (КМЛ, доля модельной ячейки, покрытая морским льдом) по данным объективного анализа наблюдений HadISST1.1 Центра Гадлея (Великобритания) [8] за период 1979–2012 гг. Выбор такого периода связан с наличием непрерывных спутниковых данных по КМЛ с 1979 г. Было выполнено два ансамбля численных экспериментов. В первом ансамбле (А1) концентрации парниковых газов в модели были постоянными для всех экспериментов (концентрация СО₂ 348 ppm, метана 1.64 ppm, что соответствует глобальным концентрациям в середине анализируемого периода). Все остальные параметры внешнего воздействия на атмосферу (орбитальные параметры, характеристики солнечной радиации и др.) соответствовали стандартным для современного климата значениям и были постоянными. В другом ансамбле (А2) концентрации радиационно активных газовых примесей и аэрозолей изменялись со временем согласно эмпирическим оценкам (до 2005 г.) и сценарию RCP8.5 (для 2006-2012 гг.) согласно протоколу международного проекта сравнения климатических моделей СМІР5 [9]. Единственным различием между индивидуальными экспериментами каждого ансамбля являлись начальные условия (состояние атмосферы на 1 января 1979 г.), которые задавались как мгновенные состояния атмосферы в различные 12-часовые интервалы в декабре 1978 г. Всего было выполнено по M = 30 экспериментов с идентичными граничными и различными начальными условиями для каждого ансамбля. В такой постановке экспериментов изменения со временем средних по ансамблю климатических характеристик атмосферы являются оценкой воздействия изменений ТПО и КМЛ для ансамбля А1 и ТПО, КМЛ плюс меняющегося внешнего радиационного воздействия для ансамбля А2. Таким образом, разница между средними для ансамблей А2 и А1 величинами является оценкой отклика исключительно внешнего радиационного воздействия. Относительно большое число членов ансамблей в нашем случае позволяет эффективно фильтровать внутреннюю стохастическую изменчивость атмосферы и снизить отношения сигнал-шум для получения статистически значимых оценок. В схожих по постановке экспериментах [4, 5, 10] количество членов ансамбля составляло не более 4. Далее анализируются линейные тренды за 34-летний период 1979-2012 гг. приземной температуры воздуха (ПТВ) над сушей и давления на уровне моря средние для зимы СП (декабрь-февраль) и лета (июнь-август) с оценкой их статистической значимости на уровне 0,05.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Тренды средней по ансамблям А1 и А2 ПТВ над сушей СП для зимы и лета за период 1979-2012 гг., а также разности между этими трендами показаны на рис. 1. Ввиду того, что температура поверхности океана была предписана, значения ПТВ над океанами не показаны. Зимой модель, как отклик исключительно на изменения ТПО и КМЛ (рис. 1а), воспроизводит статистически значимое потепление над сушей СП практически для всех регионов за исключением северо-западной части Северной Америки, где отмечаются (статистически незначимые) отрицательные тренды ПТВ. Над территорией Евразии тренды ПТВ статистически значимы и в целом характеризуются большими значениями в северных регионах и над территорией России. Отсутствие потепления в северо-восточной части Северной Америки может быть связано с тенденцией к переходу к отрицательной фазе Тихоокеанской декадной осцилляции в анализируемой период, сопровождающейся адвекцией арктических воздушных масс в этот регион.

Добавление антропогенного радиационного воздействия приводит в целом к увеличению трендов зимних температур (рис. 16). Увеличение происходит неравномерно (рис. 1в) и статистиче-



Рис. 1. Тренды (1979—2012 гг.) приповерхностной температуры воздуха (в °С/34 г.) зимой (верхний ряд) и летом (нижний ряд) средние для ансамбля A1 (а, г) и A2 (б, д), а также разница A2—A1 (в, е). Статистически значимые на уровне 0.05 тренды и их разности отмечены точками.

ски значимо лишь в отдельных регионах: в восточной части Европейской территории России, где вклад ПРВ превышает 0.6°С/34 г., что составляет более 40% величины среднего по ансамблю A2 тренда температуры (рис. 16), на северо-западе Канады и в северо-восточной Сибири. Добавление ПРВ также приводит к статистически значимому увеличению трендов ПТВ в Южной Азии, Северной Африке и на востоке центральной части Северной Америки. Следует отметить отсутствие статистически значимого потепления в Европе как отклика на совместное воздействие ТПО, КМЛ и ПРВ в ансамбле А2 (рис. 1в).

Летом (рис. 1г-е) эффект ПРВ выражается в статистически значимом увеличении роста температуры в большинстве регионов суши с максимальным ростом в регионе Северного Урала и на востоке Северной Америки. Картина отклика модельной ПТВ над сушей на изменения ТПО, КМЛ и ПРВ характеризуется максимальными трендами в субтропических широтах.

Изменения ПТВ вследствие прямого радиационного воздействия могут происходить не только из-за изменения радиационного баланса поверхности и нижней атмосферы. но и в результате отклика атмосферной циркуляции на ПРВ. Оценки такого отклика и отклика на изменения ТПО и КМЛ (аналогично оценкам изменений ПТВ на рис. 1) приведены на рис. 2. Видно, что изменения исключительно ТПО и КМЛ зимой приводят главным образом к сильной положительной аномалии давления над Северным Тихим океаном (рис. 2а). Добавление ПРВ приводит также к значительному повышению давления над северной частью Северной Атлантики и статистически значимому росту давления на юге центральной Сибири (рис. 26, в). В целом такая пространственная структура с тремя центрами положительных аномалий давления качественно согласуется с аномалиями давления для начала XXI века по данным наблюдений (см., напр., [11]). Проведенные эксперименты показывают, что повышение дав-



 $-0.6 \boxed{1975 1980 1985 1990 1995 2000 2005 2010 2015} -0.3 \boxed{1975 1980 1985 1990 1995 2000 2005 2010 2015}$

Рис. 3. Разности между средними по ансамблям А2 и А1 значениями приземной температуры (°С) над сушей СП для (а) зимы и (б) лета. Серой штриховкой показан 95%-ный доверительный интервал внутриансамблевых изменений.

ления в Тихом океане происходит при изменении только ТПО и КМЛ, в то время как рост давления в атлантическом секторе и на юге Сибири является откликом на ПРВ.

Летом отклик на изменения ТПО и КМЛ проявляется в понижении давления в Арктике и в субтропическом секторе от 120° з.д. до 90° в.д. с повышением давления над севером Северного Тихого океана (рис. 2г). Добавление ПРВ, в отличие от зимы, не меняет пространственной структуры трендов и приводит в целом к усилению величины трендов, как отрицательных над Арктикой и в обозначенной субтропической зоне, так и пложительных над Северным Тихим океаном (рис 2д, 2е).

Осредненный для суши СП вклад ПРВ в изменения приземной температуры по данным модельных расчетов для зимы и лета показан на рис. 3. По

данным ансамбля А1 в результате изменений ТПО и КМЛ тренд температуры зимой составил 0.72°С/34 г., а с добавлением ПРВ (ансамбль А2) вырос до 1.00°C/34 г., что хорошо согласуется с трендом по данным наблюдений (CRU TS v.4.03 [12]) 1.06°С/34 г. Летом ПРВ увеличивает температурный тренд с 0.59 до 0.82°C/34 г. при наблюдаемом тренде 1.01°C/34 г. Таким образом, и зимой и летом вклад ПРВ в модельные изменения трендов температуры над сушей составляет около 30% или 0.3°С и 0.2°С соответственно. Следует отметить, что если рост температуры вследствие ПРВ летом происходил практически линейно, то зимой рост прекратился в середине 1990-х годов. Это, по всей видимости, связано с вызванным ПРВ откликом атмосферной циркуляции, в частности с повышением давления в атлантическом секторе (рис. 2г, д).

выводы

Проведен анализ данных ансамблевых численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы EHCAM5 с предписанными (по данным наблюдений) значениями TПО и КМЛ в период 1979–2012 гг. с постоянными и меняющимися со временем концентрациями парниковых газов и аэрозолей. Каждый ансамбль состоял из 30 численных экспериментов с одинаковыми граничными условиями и радиационным воздействием, но с разными начальными условиями, что позволяло, усредняя по членам ансамбля, оценить относительный вклад изменений ТПО, КМЛ и прямого радиационного воздействия (ПРВ) в тренды температуры над сушей Северного полушария.

Результаты показывают, что вклад ПРВ в модельные изменения трендов приземной температуры зимой и летом составляет около 30% от совместного эффекта ТПО, КМЛ и ПРВ, или 0.3°С и 0.2°С соответственно. Наибольшее потепление (превышающее 0.6°С/34 г.), связанное с ПРВ над континентами СП, обнаружено зимой в ограниченных регионах на востоке Европейской территории России, в регионе Канадского архипелага и на Аляске. Летом область статистически значимого вклада ПРВ больше и охватывает северо-западные части континентов и их субтропические зоны.

ПРВ в модели оказывает значимое влияние и на тренды давления на уровне моря, приводя к повышению давления зимой на севере Атлантики и в центральной части Южной Сибири, в то время как повышение давления над северным Тихим океаном связано с изменениями ТПО и КМЛ. Летом вклады ТПО и КМЛ и, отдельно, ПРВ, атмосферы, и приводят к понижению давления над Арктикой и в субтропиках над континентами СП и повышению давления над Тихим океаном. Изменения атмосферной циркуляции зимой оказывают влияние на тренды температуры. Результаты указывают, что отклик атмосферной циркуляции может приводить к нелинейному вкладу растущего радиационного воздействия на потепление в СП, в частности, приводя к замедлению роста температуры в зимний сезон. Повышение давления над северной Атлантикой и югом центральной Сибири как отклик на ПРВ качественно согласуется с наблюдаемой аномалией в начале XXI века [11], связанной с формированием аномально холодных зим в Северной Евразии [13], что указывает на возможный вклад ПРВ.

Следует также отметить, что при анализе численных экспериментов с МОЦА с предписанными изменениями ТПО согласно данным наблюдений на временном масштабе, больше десятилетия, изменения ТПО связаны с динамикой океана и могут рассматриваться как независимое внешнее воздействие, в то время как на меньшем временном масштабе атмосфера может сама формировать аномалии ТПО [14]. Использование таких аномалий в качестве внешнего (по отношению к атмосфере) воздействия может приводить к качественно схожему с наблюденным отклику, но это не является свидетельством влияния ТПО на наблюдаемые изменения (см., например, [15]).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Dommenget D. The Ocean's Role in Continental Climate Variability and Change // Journal of Climate // 2009. V. 22 (18). P. 4939–4952.
- Stocker T., ed. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. 2014.
- Compo G.P., Sardeshmukh P.D. Oceanic Influences on Recent Continental Warming // Climate Dynamics. 2009. V. 32. P. 333–342.
- Folland C.K., Sexton D.M.H., Karoly D.J., Johnson C.E., Rowell D.P., Parker D.E. Influences of Anthropogenic and Oceanic Forcing on Recent Climate Change // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. P. 353–356.
- Andrews T. Using an AGCM to Diagnose Historical Effective Radiative Forcing and Mechanisms of Recent Decadal Climate Change // Journal of Climate. 2014. V. 27 (3). P. 1193–1209.
- 6. Демченко П.Ф., Семенов В.А. Оценка неопределенности климатических трендов приповерхностной температуры, связанной с внутренней динамикой атмосферы // ДАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 339–342.
- 7. Roeckner E., Bauml G., Bonaventure L. The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5. Part I:

Model Description, Rep. 349. Hamburg: Max Planck Inst. for Meteorol. 2003. 140 p.

- 8. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., et al. Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature Since the Late Nineteenth Century // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2003. V. 108. № D14. P. 4407.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design // Bulletin of the American Meteorological Society. 2012. V. 93. № 4. P. 485–498.
- Deser C., Phillips, A.S. Atmospheric Circulation Trends, 1950-2000: Relative Roles of Sea Surface Temperature Forcing and Direct Atmospheric Radiative Forcing // Journal of Climate. 2009. V. 22. P. 396–413.
- Semenov V.A., Latif M. Nonlinear Winter Atmospheric Circulation Response to Arctic Sea Ice Concentration Anomalies for Different Periods During 1966–2012 //

Environmental Research Letters. 2015. V. 10. N $_{\text{P}}$ 5. P. 054020.

- 12. Harris I. P. D. J., Jones P. D., Osborn T. J., Lister D. H. Updated High-resolution Grids of Monthly Climatic Observations—the CRU TS3. 10 Dataset // International journal of climatology. 2014. V. 34. № 3. P. 623–642.
- 13. *Мохов И.И., Семенов В.А.* Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 16–28.
- Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. North Atlantic Ocean Control on Surface Heat Flux on Multidecadal Timescales // Nature. 2013. V. 499. P. 464–467.
- Bretherton C.S., Battisti D.S. An Interpretation of the Results from Atmospheric General Circulation Models Forced by the Time History of the Observed Sea Surface Temperature Distribution // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 767–770.

ESTIMATES OF DIRECT RADIATIVE FORCING IMPACT ON SURFACE AIR TEMPERATURE CHANGES IN THE MODERN PERIOD

Corresponding member of the RAS V. A. Semenov^{*a*,*b*,[#]} and M. A. Aleshina^{*a*,*b*}

^a A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation ^b Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: vasemenov@ifaran.ru

Estimates of a direct radiative forcing (DRF) contribution to the surface air temperature trends over Northern Hemisphere (NH) continents during 1979–2012 period are obtained based on ensemble simulations with an atmosphere general circulation model using prescribed historical sea surface temperature and sea ice concentration data with and without time-varying concentrations of greenhouse gases and aerosols in the atmosphere. Contribution of DRF to the simulated ensemble mean temperature changes in winter and summer is about 30% or 0.3°C and 0.2°C, respectively. Maximal warming associated with DRF in both winter and summer is found in particular over the eastern part of European Territory of Russia. The results show that the atmosphere circulation response to DRF may lead to a non-linear DRF contribution to the NH temperature change, in particular mitigating the warming in winter season.

Keywords: climatic trends, internal atmospheric variability, atmosphere model

УДК 550-3

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ ДИФФУЗНО-ИНТЕРФЕЙСНЫМ ПОДХОДОМ

© 2021 г. Г. В. Решетова^{1,2,*}, Е. И. Роменский²

Представил академик РАН М.И. Эпов 27.12.2020 г. Поступило 27.12.2020 г. После доработки 11.01.2021 г. Принято к публикации 14.01.2021 г.

Представлен метод диффузных границ для моделирования волновых полей в насыщенных упругих пористых средах. Волновые процессы описываются гиперболической системой дифференциальных уравнений первого порядка, полученной на основе теории термодинамически согласованных систем законов сохранения механики сплошных сред. Предложенная система дает универсальный способ моделирования волновых полей в образцах породы, имеющих резкие границы раздела упругих/пороупругих петрофизических свойств с помощью единой системы определяющих уравнений. Численные расчеты показали хорошее качественное согласие с классической теорией упругости и моделью Био.

Ключевые слова: пористые среды, двухфазная модель, диффузный интерфейс, волновые процессы, конечно-разностные схемы

DOI: 10.31857/S2686739721040137

введение

Моделирование волновых процессов в пористых средах представляет интерес не только в области разработки новых математических моделей, но и их практического применения в прикладных геофизических задачах. Это направление исследований становится особенно актуальным в связи с развитием цифровых технологий двойников геологических объектов.

История моделирования пористых сред берет начало с работ Био [1, 2], в которых впервые были сформулированы уравнения для описания распространения волн малой амплитуды в насыщенных упругих пористых средах и заложены основы для многочисленных обобщений модели Био (см. [3, 4] и ссылки в них).

В последнее десятилетие стал развиваться альтернативный подход, основанный на использовании континуальной теории многофазных сред (см. [5] и ссылки в ней). В сочетании с теорией термодинамически согласованных систем зако-

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия нов сохранения этот подход позволяет вывести математически корректную модель течения многофазной сжимаемой смеси в упруго деформируемом скелете, удовлетворяющую законам неравновесной термодинамики [6–8], и для случая малых деформаций дает качественно те же результаты, что и модель Био.

В работе используется термодинамически согласованная модель [8] в сочетании с методом диффузных границ для описания волн малой амплитуды в насыщенных образцах неоднородной пористой среды, в которых четко прослеживаются границы различной пористости, в том числе границы между чистой жидкостью и чисто упругим скелетом. Преимущество этого подхода заключается в использовании единой системы уравнений, в которой границы раздела задаются скачком объемной концентрации фаз.

УРАВНЕНИЯ

В этом разделе приводится система уравнений, описывающая распространение волн малой амплитуды в насыщенной упругой пористой среде в предположении, что в начальный момент времени среда неподвижна и напряжения в ней отсутствуют [8]. Уравнения образуют гиперболическую систему первого порядка и имеют вид:

$$\rho_0 \frac{\partial v^i}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x_i} - \alpha_2^0 \frac{\partial s_{ik}}{\partial x_k} = 0,$$

² Институт математики им. С.Л. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук,

Новосибирск, Россия

^{*}E-mail: kgv@nmsf.sscc.ru

$$\frac{\partial w^{i}}{\partial t} + \left(\frac{1}{\rho_{1}^{0}} - \frac{1}{\rho_{2}^{0}}\right)\frac{\partial P}{\partial x_{i}} = -Xw^{i},$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + K\frac{\partial v^{k}}{\partial x_{k}} + \frac{\alpha_{1}^{0}\alpha_{2}^{0}}{\rho_{0}}\left(\rho_{2}^{0} - \rho_{1}^{0}\right)K\frac{\partial w^{k}}{\partial x_{k}} = F,$$

$$\frac{\partial s_{ik}}{\partial t} - \mu\left(\frac{\partial v^{i}}{\partial x_{k}} + \frac{\partial v^{k}}{\partial x_{i}} - \frac{2}{3}\delta_{ik}\frac{\partial v^{j}}{\partial x_{j}}\right) = -\alpha_{2}^{0}\frac{s_{ik}}{\tau}.$$
(1)

Здесь v^i — скорость смеси (жидкой и упругой фаз), w^i — относительная скорость, P — давление, s_{ik} — девиатор напряжений в смеси фаз, F — источник. Параметры среды определяются константами α_1^0 , ρ_1^0 — объемная доля и плотность жидкой фазы, α_2^0 , ρ_2^0 — объемная доля и плотность упругой фазы, μ — модуль сдвига Ламе, K — объемный модуль, τ — время релаксации напряжений. Коэффициент межфазного трения X вычисляется через плотность смеси $\rho = \alpha_1^0 \rho_1^0 + \alpha_2^0 \rho_2^0$ и массовые доли фаз $c_1^0 = \alpha_1^0 \rho_1^0 / \rho$, $c_2^0 = \alpha_2^0 \rho_2^0 / \rho$ по формуле $X = c_1^0 c_2^0 / \theta$, где θ — время релаксации к нулю относительной скорости. Пористость вычисляется как $\phi = \alpha_1^0 = 1 - \alpha_2^0$.

Система (1) позволяет моделировать волновые поля не только в неоднородной пороупругой среде ($0 < \alpha_1^0 < 1$), в полностью упругой ($\alpha_1^0 = 0$) или полностью жидкой среде ($\alpha_1^0 = 1$), но и в любой комбинации этих сред. Покажем это на примере идеальной упругости. Действительно, для упругой среды $\alpha_1^0 = 0$, $\alpha_2^0 = 1$ система (1) преобразуется к виду:

$$\rho_{0} \frac{\partial v^{i}}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x_{i}} - \frac{\partial s_{ik}}{\partial x_{k}} = 0,$$

$$\frac{\partial w^{i}}{\partial t} + \left(\frac{1}{\rho_{1}^{0}} - \frac{1}{\rho_{2}^{0}}\right) \frac{\partial P}{\partial x_{i}} = 0,$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + K \frac{\partial v^{k}}{\partial x_{k}} = F,$$

$$\frac{\partial s_{ik}}{\partial t} - \mu \left(\frac{\partial v^{i}}{\partial x_{k}} + \frac{\partial v^{k}}{\partial x_{i}} - \frac{2}{3} \delta_{ik} \frac{\partial v^{j}}{\partial x_{i}}\right) = -\frac{s_{ik}}{\tau},$$
(2)

где скорость смеси $v^i = c_1^0 v_1^i + c_2^0 v_2^i = v_2^i$ содержит только упругую фазу v_2^i , а объемный модуль *K* совпадает с объемным модулем упругой фазы. Видно, что первое, третье и четвертое уравнения (2) являются точной формулировкой линейного вязкоупругого твердого тела Максвелла, записанного в терминах скоростей смещений/напряжений. Второе уравнение для w^i является фиктивным и не оказывает никакого влияния на волны в упругой среде.

Если рассмотреть противоположную ситуацию $\alpha_1^0 = 1$, $\alpha_2^0 = 0$, которая соответствует случаю чистой жидкости, то (1) принимает вид:

$$\rho_{0} \frac{\partial v^{i}}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x_{i}} - \frac{\partial s_{ik}}{\partial x_{k}} = 0,$$

$$\frac{\partial w^{i}}{\partial t} + \left(\frac{1}{\rho_{1}^{0}} - \frac{1}{\rho_{2}^{0}}\right) \frac{\partial P}{\partial x_{i}} = 0,$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + K \frac{\partial v^{k}}{\partial x_{k}} = F,$$

$$\frac{\delta v^{i}}{\delta t} - \mu \left(\frac{\partial v^{i}}{\partial x_{k}} + \frac{\partial v^{k}}{\partial x_{i}} - \frac{2}{3} \delta_{ik} \frac{\partial v^{j}}{\partial x_{i}}\right) = 0,$$
(3)

где v^i теперь соответствует скорости жидкости v_1^i , а объемный модуль *K* равен объемному модулю жидкости. Первое и третье уравнения системы (3) образуют уравнения акустики жидкости, а второе и четвертое – фиктивные.

Как видим, система (1) дает универсальный способ моделирования волновых полей в образцах среды с резкими границами раздела петрофизических свойств: достаточно описать границы раздела в виде разрывной функции α^0 . Такое описание интерфейсов называется методом диффузных границ. Заметим, что при моделировании двухфазных сжимаемых течений требуется разработка специальных численных приемов, позволяющих минимизировать численную диффузию движущихся границ раздела [9]. В нашем случае

разрывы α⁰ описывают лишь стационарные разрывы физических свойств внутри образца, поэтому нет необходимости заботиться о сохранении исходной формы разрыва по времени. Отметим, что метод диффузных границ также может быть применен к неоднородным образцам с резкими вариациями пористости.

ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Для симметрической гиперболической системы (1) использование конечно-разностных схем на сдвинутых сетках является наиболее эффективным в вычислительном плане подходом [10]. Нами используется схема на сдвинутых сетках четвертого порядка точности по пространству и второго порядка точности по времени.

Рассматривается слоистая среда $\Omega = [-0.025, 0.025]^2 \, m$, содержащая одновременно три различных состояния: упругое, жидкое и пороупругое. Все физические параметры приведены в табл. 1. Упругий слой ($\alpha_1^0 = 0$) находится вверху расчет-

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

Состояние	Свойство	Параметр	Значение	Единицы СИ
Твердая фаза	Плотность	$\rho_s = \rho_2^0$	2500	кг/м ³
	Скорость продольной волны	V_p	6155	м/с
	Объемная скорость	c_s	4332	м/с
	Скорость поперечной волны	c_{sh}	3787	м/с
	Объемный модуль	$K_s = K_2 = \rho_s c_s^2$	46.91	ГПа
	Модуль сдвига Ламе	$\mu_s = \mu = \rho_s c_{sh}^2$	35.85	ГПа
Жидкая фаза	Плотность	$\rho_f = \rho_1^0$	1040	кг/м ³
	Скорость	c_f	1500	м/с
	Объемный модуль	$K_f = K_1 = \rho_f c_f^2$	2.34	ГПа
Межфазные	Межфазное трение	X	3.36×10^{-7}	c
параметры	Время релаксации	τ	10 ⁻⁴	с

Таблица 1. Физические параметры, используемые в численных расчетах

ной области, жидкий ($\alpha_1^0 = 1$) — внизу, а пороупругий слой с пористостью $\alpha_1^0 = 0.3$ располагается в среднем интервале [0, 0.015] *м*. В расчетах используется источник типа объемного расширения *F*:

$$f(t) = (1 - 2\pi^2 f_0^2 (t - t_0)^2) \times \\ \times \exp[-\pi^2 f_0^2 (t - t_0)^2] \delta(x - x_0, y - y_0),$$
(4)

где частота $f_0 = 1$ МГц и задержка импульса $t_0 = 1/f_0$ с. Источник находится в упругом слое в точке $(x_0, y_0) = (0, -0.015) m$.

Для дискретизации используется квадратная сетка $Nx \times Ny$ с шагом 5×10^{-5} *м*, что составляет примерно 10 точек на длину медленной волны сжатия (волны Био) для выбранной частоты.

На рис. 1 приведены снимки волнового поля для квадрата модуля скорости $||v||^2$ в различные моменты времени. Для обозначения типов волн используются обозначения: буквы Р – для обозначения Р-волн и S для обозначения S-волн, нижний индекс r – для обозначения отраженных волн, t – проходящих волн, s – медленной P-волны Био и f – исходной волны. В приведенном



Рис. 1. Снимки волнового поля для квадрата модуля скорости $\|v\|^2$ в различные моменты времени.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

расчете наблюдаются все типы волн, предсказанные теорией упругости и пороупругости: корректное появление медленных Р-волн Био только в пористом слое и только волны давления в слое жидкости, в то время как в упругой среде наблюдаются волны сжатия и сдвига.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлен метод диффузных границ для моделирования волновых полей в насыщенных упругих пористых средах. Определяющие уравнения являются гиперболической системой лифференциальных уравнений первого порядка и записаны в терминах скоростей смещений/напряжений, что позволяет использовать конечноразностные схемы высокого порядка точности на сдвинутых сетках для численной аппроксимации. Предложенная система дает универсальный способ моделирования волновых полей в средах. имеющих резкие границы раздела упругих/пороупругих петрофизических свойств и, как и модель Био, предсказывает три типа волн: быстрые и медленные волны сжатия и поперечные волны. Численные расчеты показали хорошее качественное согласие с классической теорией упругости и моделью Био.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Вычислительная часть работы выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-01-00347 А, а разработка теоретической модели выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 19-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Biot M.A. Theory of Propagation of Elastic Waves in Fluid-saturated Porous Solid. I. Low-frequency Range // Journal of the Acoustical Society of America. 1956. V. 28. № 2. P. 168–178.
- 2. *Biot M.A.* Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-saturated Porous Solid. II. Higher Frequency Range // Journal of the Acoustical Society of America. 1956. V. 28. № 2. P. 179–191.
- Carcione J.M., Morency C., Santos J.E. Computational Poroelasticity – A Review // Geophysics. 2010. V. 75. № 5. P. 75A229–75A243.
- 4. *Pesavento F., Schrefler B.A., Scium'e G.* Multiphase Flow in Deforming Porous Media: A Review // Archives of Computational Methods in Engineering. 2017. V. 24. № 2. P. 423–448.
- Wilmanski K. A Few Remarks on Biot's Model and Linear Acoustics of Poroelastic Saturated Materials // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2006. V. 26. № 6–7. P. 509–536.
- Romenski E. Conservative Formulation for Compressible Fluid Flow through Elastic Porous Media // Numerical Methods for Hyperbolic Equations. 2013. P. 193–200.
- 7. Peshkov I., Pavelka M., Romenski E., Grmela M. Continuum Mechanics and Thermodynamics in the Hamilton and the Godunov-type Formulations // Continuum Mechanics and Thermodynamics. 2018. V. 30. № 6. P. 1343–1378.
- Romenski E., Reshetova G., Peshkov I., Dumbser M. Modeling Wavefields in Saturated Elastic Porous Media Based on Thermodynamically Compatible System Theory for Multiphase Mixtures // Preprint, arXiv:1910.04207 [physics.flu-dyn].
- 9. Saurel R., Pantano C. Diffuse-Interface Capturing Methods for Compressible Two-Phase Flows // Annual Review of Fluid Mechanics. 2018. V. 50. № 1. P. 105– 130.
- Levander A.R. Fourth-order Finite-difference P-W Seismograms // Geophysics. 1988. V. 53. № 11. P. 1425– 1436.

WAVEFIELDS MODELING IN POROUS MEDIA BASED ON DIFFUSE INTERFACE APPROACH

G. V. Reshetova^{*a,b,#*} and E. I. Romenski^{*b*}

^a Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

^b Sobolev Institute of Mathematics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation [#]E-mail: kgv@nmsf.sscc.ru</sup>

E-mail. Rgv@nmsj.sscc.ru

Presented by Academician of the RAS M.I. Epov December 27, 2020

The diffuse interface approach for wavefields modeling in saturated elastic porous media is presented. Waves propagation is described by a hyperbolic system of first-order differential equations based on the theory of thermodynamically compatible systems of conservation laws for continuum mechanics. The proposed system provides a universal way of modeling wavefields in core samples with sharp interfaces between elastic/poroelastic petrophysical properties using a single system of governing equations. Numerical experiments showed good qualitative agreement with the classical theory of elasticity and the Biot model.

Keyword: porous media, two-phase model, diffuse interface, wave processes, finite-difference schemes

УДК 550.34.06+550.8.05

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА В КОНЦЕ 2019 г.

© 2021 г. П. П. Фирстов¹, А. А. Шакирова^{1,*}, А. П. Максимов², Е. В. Черных²

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 05.11.2020 г. Поступило 05.11.2020 г. После доработки 15.01.2021 г. Принято к публикации 15.01.2021 г.

Сейсмическая активизация вулкана Авачинский наблюдалась с конца октября до конца декабря 2019 г., когда в его постройке произошло 6 роевых последовательностей вулканических землетрясений различных типов. В роевых последовательностях были выделены 15 плоско-ориентированных кластеров и определены характеристики их сейсмогенных площадок. Комплексный анализ сейсмических событий указывает на то, что активизация Авачинского вулкана в конце 2019 г. возникла в результате взаимодействия метеорных вод с магматическими телами в теле конуса, возникших в результате эффузивного извержения в 1991 г.

Ключевые слова: сейсмическая активизация, вулканические землетрясения, плоско-ориентированные кластеры, гидротермальная активность

DOI: 10.31857/S268673972104006X

Вулкан Авачинский¹ (высота 2751 м)² на полуострове Камчатка (рис. 1) морфологически относится к типу Сомма-Везувий. Голоценовый вулкан Молодой конус располагается в кратере позднеплейстоценового вулкана Палео-Авача, с которым и связана современная активность. С 1737 г. по настоящее время произошло 15 извержений, различающихся по характеру и интенсивности [1, 2]. После эксплозивного извержения субплинианского типа в 1945 г. на вулкане образовался кратер диаметром ~250 м и глубиной ~170 м. Извержение, произошедшее в январе 1991 г., носило эффузивный характер и результатами его явились лавовая пробка в кратере (объемом V = $= 8.3 \times 10^{6} \,\mathrm{m^{3}}$) и лавовый поток на склоне вулкана $(V = 4.4 \times 10^6 \text{ m}^3)$ [1].

Следующее извержение, в виде слабой газовой эксплозии с выбросом пепла и некрупных глыб, произошло 05.10.2001 г. При этом образовалась тре-

щина/ров, рассекшая лавовую "пробку" в C3–ЮВ направлении с азимутом 325° . В обоих случаях перед извержениями в постройке вулкана регистрировались вулканические землетрясения (B3) с энергетическим классом K < 6.6 ($K = \lg E, \exists X$) [4].

Микросейсмичность района Авачинского вулкана, в основном, контролируется 4 радиотелеметрическими сейсмическими станциями (РТСС) Камчатского филиала Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН", расположенными на расстояниях от 2.4 до 6 км от кратера (рис. 1). Однако землетрясения с $K \ge 3.7$ регистрировались РТСС, расположенными на более удаленных расстояниях. Сеть РТСС позволяет определять координаты ВЗ в районе вулкана с энергетическим классом $K \ge 1.5$ $(K = \lg E, Дж)$. Для вычисления координат очагов использовалась одномерная скоростная модель с возможностью поиска решений положений гипоцентров выше уровня моря [4]. Анализировались землетрясения, опубликованные в служебной базе данных КФ ФИЦ ЕГС РАН (http://www.emsd.ru/ts/). Обработка землетрясений и вычисление их параметров осуществлялись с помощью интерактивной программы DIMAS [5].

С 29 октября по 23 декабря 2019 г. в районе постройки вулкана Авачинский регистрировались рои ВЗ различных типов. В последний раз подобная сейсмичность наблюдалась в октябре-ноябре 2005 г. Всего было зарегистрировано 120 ВЗ с K = 1.2 - 6.6 и диапазоном глубин от 2620 до -2040 м,

¹ http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/volc?name=Avachinsky ² Здесь и далее отчеты высот приводятся от уровня моря.

¹ Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Геофизическая служба Российской академии наук", Петропавловск-Камчатский, Россия

² Институт вулканологии и сейсмологии

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Петропавловск-Камчатский, Россия

^{*}E-mail: shaki@emsd.ru



Рис. 1. Расположение вулкана Авачинский на Камчатке и радиотелеметрические сейсмические станции в его окрестности. Название РТСС: AVH – Авача, SMA – Сомма, SDL – Седловина, UDL – Угловая.

причем землетрясений с очагами ниже уровня моря было всего 5.

В работе [6] на основании определенных критериев разработана методика выделения в потоке ВЗ плоско-ориентированных кластеров (ПОК). В сейсмической активизации вулкана Авачинский были выделены ПОК и определены характеристики сейсмогенных площадок в интерактивной программе FracDigger (№ 2016616880)³. Выделение ПОК происходило на основании следующих критериев: 1) временное ограничение событий менее суток; 2) разброс гипоцентров землетрясений в горизонтальной плоскости ≤6 км; 3) их удаление от плоскости сейсмогенной площадки ≤200 м; 4) количество землетрясений в кластере ≥6.

На основании общепринятой классификации [7] разделение ВЗ осуществлялось по записям на РТСС SMA с использованием волновых форм и спектрального состава. Волновые формы приведены на левых панелях рис. 2, их спектральный состав – на правых.

Вулкано-тектонические землетрясения (ВТЗ), обусловленные хрупким разрушением геосреды, имели четкие вступления Р и S-волн и $t_{\rm s} - t_{\rm p} \approx 0.8$ с. На кривой спектральной плотности мощности

(СПМ) выделяются три спектральных максимума – 10, 12 и 15 Гц (рис. 2).

Гибридные землетрясения (ГЗ) имели четкие вступления с $t_{\rm s} - t_{\rm p} \approx 0.9$ с, и наблюдалась запись хорошо выраженных кода-волн с более низкими частотами. На кривой СПМ выделяются два спектральных максимума – 2.5 и 5.5 Гц (рис. 2). Механизм ГЗ принято связывать с процессом хрупкого разрушения геосреды с образованием трещины и дальнейшего ее заполнения магмой/флюидом [8].

Для длиннопериодных землетрясений (ДЗ) характерны нечеткие вступления Р и S-волн и более низкая частота относительно предшествующих типов, с двумя спектральными максимумами 1.5 и 4.0 Гц на СПМ (рис. 2). Принято считать, что механизм ДЗ связан с разрушением геосреды с низкой плотностью или заполнением трещины магмой/флюидом. ДЗ часто наблюдались перед извержениями.

Особые землетрясения (O3) с K = 1.9-4.2 имели волновую форму, отличную от других B3. Они имели сравнительно короткую запись с резким вступлением Р-волны и $t_s - t_p \approx 0.5$ с, при более низкой частоте в начальной части записи по сравнению с кода-волнами (рис. 2, верхняя панель). По волновым формам и частотному спектру O3 напоминали основную фазу (*main phase*) особых (*special-type*) землетрясений, зарегистрированных во время слабой активизации вулкана Иво-Дзи-

³ П.А. Кирюхин, А.В. Кирюхин Frac-Digger. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016612168 от 21.06.2016.



Рис. 2. Волновые формы землетрясений, зарегистрированные вертикальной компонентой на РТСС SMA (SHZ) во время активизации вулкана Авачинский в октябре-декабре 2019 г., и их спектральная плотность мощности: ВТЗ – 9.12.2019 г. в 14:54 с Ks = 6.6, H = -1.42 км; ГЗ -10.12.2012 г. в 23:03 с Ks = 3.5, H = 1.8 км; ДЗ -18.11.2019 г. в 16:01 с Ks = 3.9, H = 1.8 км; ОЗ \times 3 - 5.11.2019 г. в 11:46 с Ks = 3.6, H = 1.8 км; СВД - 26.12.2019 г. в 08:49.



Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений, произошедших в постройке вулкана Авачинский в октябре-декабре 2019 г., и проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии А–Б (левая панель); распределение во времени энергетического класса (*K*), кумулятивная кривая числа землетрясений, глубины гипоцентров землетрясений (правая панель). Черным прямоугольником выделен период СВД.

ма, Япония [9]. На кривой СПМ выделяются 5 спектральных максимумов: 2, 11–12, 15, 17 и 26 Гц (рис. 2, верхняя панель).

Кривые СПМ достаточно убедительно свидетельствуют о различии спектральных составов для выделенных типов ВЗ. Сейсмическая активизация закончилась слабым высокочастотным спазматическим вулканическим дрожанием (СВД), которое регистрировалось с 04 : 00 25.12. до 11 : 00 26.12.2019 г. На кривых СПМ выделяются два спектральных максимума: 19, 23.5 Гц (рис. 2, нижняя, правая панель), кото-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021



Рис. 4. 3D-визуализация плоско-ориентированных кластеров B3, выделенных в период октябрь—декабрь 2019 г., с верхней плоскостью на высоте 2000 м, а нижней – 2000 м (верхняя панель). График процентного содержания B3 в кластерах (нижняя панель).

рые близки к высокочастотным максимумам O3. Так как в этот период отмечалось значительное усиление фумарольной активности, то можно предположить, что СВД возникло в результате движения флюида по проницаемой зоне, образовавшейся в результате сейсмической активизации.

На временном распределении землетрясений и на кумулятивной кривой их количества (рис. 3, правые панели) выделяются шесть роевых последовательностей ВЗ с 1.4 < K < 6.6. Глубины основной массы очагов располагались на уровне 0 < h << 2 км и тяготели к двум горизонтам ~0.5 и ~1.8 км, а их эпицентры были сосредоточены в С-СВ-секторе конуса вулкана (рис. 3, левые панели).

В рамках роевых последовательностей выделились 15 ПОК с центрами на глубинах от 300 до 1840 м (рис. 4, верхняя панель, табл. 1). В основном, кластеры имели субвертикальное расположение с углами падения от 59° до 84°, но кластеры № 1, 8, 12 – субгоризонтальное, с центром на высоте ~1800 м (см. табл. 1).

Рассматривалось процентное содержание типов ВЗ в ПОК (рис. 4, нижняя панель). В начале активизации преобладали ВТЗ, а в 4 последних кластерах процент ВТЗ резко снизился. Обратная картина относится к ДЗ, наибольшее число которых регистрировалось в конце активизации. ГЗ были зарегистрированы только в кластере № 12, в то время как ОЗ регистрировались в первой половине активизации.

Почти все ВЗ были сосредоточены в постройке Молодого конуса. Согласно геофизическим данным, периферический магматический очаг располагается на глубине от 0 до -2 км [10] или на глубинах ниже -2 км [11], что указывает на отсутствие связи активизации с процессами в вулканическом очаге.

Аналогичные сейсмические активизации происходили в периоды, в которых прослеживается сезонная закономерность: февраль—апрель 1996 г., конец августа—октябрь 2001 г., октябрь—ноябрь 2005 г. [4]. Она указывает на связь активизаций с повышенной обводненностью конуса за счет количества метеорных осадков осенью и таяния снежно-ледового покрова весной. Молодой конус сложен толщей рыхлых вулканогенных отложений с отдельными прослоями лав и относительно свободно проницаем для метеорных вод.

Разнообразие типов ВЗ указывает на несколько механизмов их возникновения, роль которых изменялась в течение сейсмической активизации. Она началась с формирования горизонтального ПОК на высоте ~1800 м, который на две трети был представлен ВТЗ и на треть ОЗ. На этом же уровне происходили события в горизонтальных кластерах № 8, 12. Причем доля ВТЗ в них снизилась до половины и менее трети соответственно. События этих ПОК фиксируют границу субгоризонтального горячего магматического тела и отражают его реакцию на контакт с холодными метеорными водами, что приводит к взрывному кипению с образованием трещин и возникновению ОЗ.

Субвертикальные ПОК № 5, 7, представленные только ВТЗ, имели близкие углы падения (75°-80°) и азимут простирания СЗ-ЮВ, что может свидетельствовать о субвертикальном магматическом теле, испытывающие контакт с метеорными водами. Причем 8 из 12 субвертикальных кластеров имели близкий азимут простирания. Таким телом могла быть дайка — канал поступления магмы во время извержения 1991 г., совпадающий с азимутом трещины/рва в кратере — результатом извержения 1991 г.

Если в первой половине периода активизации преобладали ВТЗ и существенную долю составляли ОЗ, то затем роль ВТЗ постепенно снижалась, ОЗ практически исчезли, и стали преобладать ДЗ.

NºNº	Дата	Угол падения	Азимут падения	Х, м	Ү, м	Ζ, м	K	п	<i>S</i> , км ²	λ, %
1	29.10.19	1.6	110.5	489188	5900238	1840	4.2	6	2.0	67
2	31.10.19	66.6	262.0	489265	5900604	1510	4.6	14	1.7	79
3	04.11.19	81.4	72.9	489515	5900534	1650	3.5	6	0.7	50
4	04.11.19	57.9	288.2	489328	5900775	1290	4.5	7	0.9	57
5	06.11.19	82.7	242.5	489291	5900574	1410	4.1	6	0.5	100
6	06.11.19	81.7	69.3	489262	5900434	810	5.5	7	2.9	86
7	12.11.19	73.6	257.9	489179	5900771	1640	5.3	6	1.2	100
8	17.11.19	10.9	20.0	489197	5901039	1810	3.9	14	2.9	50
9	18.11.19	83.9	104.9	488982	5900870	780	3.6	10	2.7	67
10	08.12.19	65.6	246.1	489146	5900960	990	3.4	8	2.1	50
11	09.12.19	81.6	251.8	489154	5900904	300	6.6	6	2.0	80
12	10.12.09	6.0	221.8	489353	5900585	1810	4.4	11	0.6	27
13	21.12.19	71.9	239.3	488828	5901139	1330	3.9	7	2.6	29
14	22.12.19	59.4	348.1	489092	5900708	500	2.9	6	5.2	17
15	22.12.19	59.9	203.5	489338	5900679	1040	3.1	6	3.8	0

Таблица 1. Геометрия плоско-ориентированных кластеров вулканических землетрясений вулкана Авачинский в период с 29.10.2019 по 22.12.2019 г.

Примечание. Х, Ү, Z – координаты центров кластеров (система координат UTMWGC-84); K – максимальный энергетический класс в кластере; n, S – число землетрясений в кластере и его площадь; λ – процентное содержание BT3 в кластере. Выделены горизонтальные кластеры.

Это может свидетельствовать о том, что процесс хрупкого разрушения уступил главную роль процессу, обусловленному взрывным вскипанием водного флюида в пределах лавово-пирокластической толщи конуса. Наличие ДЗ, ОЗ и ГЗ говорит о различных механизмах их генерации и различной роли процессов хрупкого разрушения. Активизация закончилась генерацией СВД 25 и 26 декабря, обусловленного интенсивным движением флюида.

Детальный анализ сейсмических событий с применением методики выделения ПОК указывает на то, что активизация Авачинского вулкана в конце 2019 г. возникла в результате взаимодействия метеорных вод с магматическими телами в конусе вулкана.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнялась в рамках государственного задания по проектам АААА-А19-119031590060-3, АААА-А17-117050210046-7 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке "Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н. и др. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа параметров бедующих извержений) Ч. II (1926–1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–23.
- 2. Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сенюков С.Л. Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79–80.
- Дубровская И.К., Черкашин Р.И., Чирков С.А. Тепловой (ThermaCam SC 640) и сейсмический режим вулкана Авачинский в 2000–2018 гг. // Мат. конф. "Современный вулканизм и связанные с ним процессы", 28–29 марта 2019 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 19–21.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др. Сейсмичность Авачинского вулкана в 1994– 2005 гг. // Мат. конф. "Геофизический мониторинг Камчатки", Петропавловск-Камчатский, 17– 18 января 2006 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2006. С. 101–105.
- 5. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

169

- Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А. Геохимическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка в 2008–2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3–20.
- 7. *Zobin V.M.* Introduction to Volcanic Seismology. Third edition. Elsevier: Amsterdam. 2017. 559 p.
- Гордеев Е.И., Сенюков С.Л. Сейсмическая активизация вулкана Корякский в 1994 г.: гибридные сейсмические события и их применение для оценки вулканической опасности // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 112–126.
- 9. Uchida N., Sakai T. Analysis of Peculiar Volcanic Earthquakes at Satsuma-Iojima Volcano // Earth Planets Space. 2002. V. 54. P. 197–209.
- 10. *Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И*. Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 3–10.
- Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., et al. Tomographic Images of Magma Chambers Beneath the Avacha and Koryaksky Volcanoes in Kamchatka // Journal of Geographical Research: Solid Earth. 2019. Iss. 9. V. 124. P. 9694–9713. https://doi.org/10.1029/2019JB017952

FEATURES OF THE SEISMIC ACTIVATION OF AVACHINSKY VOLCANO AT THE END OF 2019

P. P. Firstov^a, A. A. Shakirova^{a,#}, A. P. Maksimov^b, and E. V. Chernykh^b

^a Kamchatka Branch of the Federal Research Center "Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences", Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russian Federation

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

[#]E-mail: shaki@emsd.ru

Presented by Academician of the RAS E.I. Gordeev November 05, 2020

Seismic activation of Avachinsky volcano was observed from late October to late December 2019, when 6 swarm sequences of volcanic earthquakes of various types occurred in its construction. In the swarm sequences, 15 plane-oriented clusters were identified and the characteristics of their seismogenic areas were determined. A comprehensive analysis of seismic events indicates that the activation of Avachinsky volcano at the end of 2019 arose because of the interaction of meteoric waters with magmatic bodies in the body of the cone, which arose during an effusive eruption in 1991.

Keywords: seismic activation, volcanic earthquakes, plane-oriented clusters, hydrothermal activity

———— ОКЕАНОЛОГИЯ ————

УДК 551.466.3, 551.465.78:627.222.23

ВДОЛЬБЕРЕГОВЫЕ ПОТОКИ ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ (НА ПРИМЕРЕ П-ВА ИКАКОС, КУБА)

© 2021 г. Б. В. Дивинский^{1,*}, Н. Н. Дунаев¹, Р. Д. Косьян¹

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 01.12.2020 г. Поступило 04.12.2020 г. После доработки 15.01.2021 г. Принято к публикации 15.01.2021 г.

Представлены результаты анализа климатических особенностей вдольбереговых потоков донных осадков. Объектом исследований выступает прибрежная зона полуострова Икакос в северной части Кубы. Основная цель работы — анализ особенностей вдольберегового транспорта донных осадков в районе п-ва Икакос за период с 1990 по 2019 г. В качестве механизма транспорта донных осадков компоненты поверхностного волнения: чисто ветровое волнение и зыбь. Метод исследований — математическое моделирование. Параметры поверхностного волнения получены с помощью современной спектральной волновой модели DHI MIKE 21 SW. Для оценок объемов перемещаемых донных отложений используется математическая модель, рассчитывающая потоки несвязного материала под воздействием ветрового волнения. Установлено, что в среднегодовом (климатическом) выражении величины потоков с востока на запад оцениваются в 45 000 м³/год, с запада на восток — порядка 11 000 м³/год. Вклад отдельных тропических циклонов в годовые потоки может быть весьма значительным и измеряется десятками процентов.

Ключевые слова: волновой климат, численное моделирование, вдольбереговые потоки, ураганы, Икакос, Куба

DOI: 10.31857/S2686739721040058

1. ВВЕДЕНИЕ

Вдольбереговые потоки вещества во многом ответственны за морфологический облик прибрежной зоны, определяя процессы эрозии или аккумуляции наносов, а также трансформацию береговой линии. Потоки формируются под воздействием множества гидродинамических факторов, основным элементом которых выступает ветровое волнение. Обычной практикой является представление характеристик волнового поля в виде набора интегральных параметров (значительная высота волн, средний период, генеральное направление распространения), что оправдано в условиях однородного поверхностного волнения. В реальных условиях волновой спектр формируется в результате взаимодействия нескольких волновых систем (собственно ветрового волнения и зыби). Разделение волнового поля на отдельные компоненты позволяет более корректно описать пространственно-временную структуру поверхностного волнения, а также существенно уточнить схемы перераспределения и транспорта донных осадков в шельфовой зоне.

Основной целью данной работы является анализ климатической изменчивости параметров ветрового волнения и зыби, а также вдольбереговых потоков донных отложений в прибрежной зоне моря. Объектом исследований выступает прибрежная зона полуострова Икакос в северной части Кубы (рис. 1). П-ов Икакос является полигенетическим образованием и по форме напоминает аккумулятивную косу азовского типа протяженностью 22 км с достаточно широкими, до 50 м, пляжами [1]. С 1956 г. он практически является островом в результате строительства в его основании канала Пасо-Мало, обеспечивающего проход маломерных плавсредств из бухты Карденас во Флоридский пролив.

Выбор района исследования обусловлен, вопервых, стремлением расширить изучение специфики береговых зон моря в различных географических и геолого-геоморфологических условиях, их происхождения, современного состояния и перспектив развития; во-вторых, наличием

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

^{*}E-mail: divin@ocean.ru



Рис. 1. Местоположение полуострова Икакос.

соответствующего материала, имеющегося в распоряжении авторов.

Сушественной спецификой района является его расположение на пути тропических циклонов, сопровождаемых мощными ураганами, негативные последствия которых проявляются и в прибрежно-морской зоне. Для поддержания пляжей производятся периодические отсыпки песчаного материала [2]. Проектирование и эффективность подобных мероприятий напрямую зависят от полноты описания исходных литодинамических процессов, в том числе вдольбереговых потоков донных отложений. Оценка самих потоков невозможна без корректного описания влияющих факторов, в качестве которых, в нашем случае, выступают ветровые волны и зыбь. Таким образом, первостепенной по важности является задача получения качественных данных о параметрах поверхностного волнения в прибрежной зоне п-ва Икакос.

К сожалению, экспериментальных данных по исследованию ветрового волнения в интересующем нас районе обнаружить не удалось. Волномерные буи, обслуживаемые National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), находятся или западнее, в Мексиканском заливе, или восточнее, в Атлантике. Несколько мареографов размещены вдоль северного побережья Кубы, но они полезны, пожалуй, при исследованиях штормовых нагонов. Труды кубинских специалистов сосредоточены, главным образом, на изучении последствий ураганов. Имеющиеся в их распоряжении спектральные волновые модели сосредоточены, главным образом, на прогностических задачах [3, 4]. Отметим некоторые результаты, полученные в рамках советско-кубинских проектов. В работе [5] на основании данных, полученных в 1973-1975 и 1978-1979 гг. (их состав и метод получения, увы, не приводится), сделан вывод о том, что "решительное преобладание ветров восточных направлений определяет основное направление волнового перемещения наносов с востока на запад". В некоторых работах, посвященных проблемам морфодинамики пляжей Варадеро [2, 6], источником данных о волновом климате в районе п-ва Икакос служит интернет-ресурс Wind and Waves Alerts (https://wisuki.com), который, при всем уважении к создателям, является крайне оценочным.

Таким образом, приходится признать, что корректное описание волнового режима прибрежной зоны п-ва Икакос практически отсутствует.

В связи с этим сформулируем основные задачи нашей работы:

• для прибрежной зоны п-ва Икакос расчетным путем получить основные параметры ветро-



Рис. 2. Расчетная сетка и батиметрическая карта (м).

вых волн и зыби за последние 30 лет (с 1990 по 2019 г.);

 проанализировать статистические свойства компонентов поверхностного волнения;

• рассчитать вдольбереговые потоки донных осадков, генерируемые ветровыми волнами и зыбью;

 исследовать климатические особенности потоков и оценить вклад отдельных ураганов в процессы транспорта песка в прибрежной зоне.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Модель ветрового волнения

Современным средством исследования параметров поверхностного волнения является математическое моделирование. В настоящей работе используется спектральная волновая модель MIKE 21 SW Датского Гидравлического института [7]. Модель реализует основные физические механизмы зарождения, трансформации и затухания ветрового волнения, включая:

- рост волн под воздействием приземного ветра:
- нелинейные внутриволновые взаимодействия;

• диссипацию энергии волн вследствие забурунивания, донного трения и обрушения;

• рефракцию и дифракцию волнового поля;

• взаимодействие поверхностного волнения и течений. Неравномерная расчетная сетка покрывает акваторию Флоридского пролива и состоит из 11 тысяч расчетных элементов (рис. 2). Размеры области (приблизительно 310 км по широте и 150 км по долготе) позволяют воспроизводить физическую картину трансформации морского волнения. Естественно предположить, что эта картина будет несколько упрощенной, так как не учитывает, к примеру, проникновение на акваторию длинных волн из открытой Атлантики. Тем не менее полагаем, что подобный подход вполне оправдан и являет собой некий компромисс между необходимым качеством получаемых данных и затратами на довольно ресурсоемкие вычисления.

Укажем на основные физические параметры, используемые при моделировании волнового климата:

• используется полностью спектральная модель в нестационарной формулировке;

• спектральные частоты распределены логарифмически в диапазоне периодов от 1.6 до 16.5 с;

• разрешение модели по направлениям составляет 15° , что является средним между рекомендованными значениями для зыби (2–10°) и ветрового волнения с более широким угловым спектром (10–30°);

• учитываемые физические механизмы: четырехволновое взаимодействие; диссипация энергии волн посредством забурунивания, обрушения и донного трения; рефракция волн на мелководье.

Номер	Дата (год, месяц, день) и время	Длина трека, км
1	2017.08.04 03h	134
2	2017.08.04 15h	69
3	2017.08.05 10h	135
4	2017.08.08 03h	128
5	2017.08.09 20h	130
6	2017.08.19 18h	135
7	2017.08.27 03h	87
8	2017.08.31 03h	134
9	2017.08.31 15h	74
10	2017.09.04 04h	135
11	2017.09.08 14h	135
12	2017.09.23 03h	100
13	2017.09.28 09h	129
14	2019.01.26 03h	134

Таблица 1. Спутниковые треки, используемые при верификации модели

Указанные настройки позволяют корректно воспроизводить экстремальные волновые явления в условиях быстрой смены синоптической обстановки. Вопросы настройки модели подробно изложены в работах [8, 9].

Качество спектральной волновой модели напрямую зависит от корректности задания исходных компонентов скорости ветра. В работе при задании исходных полей ветра используются данные глобального атмосферного реанализа ERA-Interim, представленного Европейским центром среднесрочных прогнозов (http://apps.ecmwf.int). Рассматриваемая область ограничена координатами: по широте – 22.00° с.ш. и 25.25° с.ш., по долготе – 78.25° з.д. и 83.50° з.д.. Пространственное разрешение одинаково по широте и долготе и составляет 0.125°, шаг по времени – 3 ч. Таким образом, на основе реанализа ERA-Interim за период 1990-2019 гг. над заданной акваторией с временным шагом 3 ч сформированы поля атмосферного давления и компонентов скорости ветра. Эти данные используются в дальнейшем при моделировании полей ветрового волнения.

Расчетными выходными параметрами спектральной волновой модели являются:

• пространственные распределения высот волн (значительных и максимальных), средних периодов, периодов максимума спектра, направления волнения;

• двумерные (частотно-направленные) спектры ветрового волнения;

• мощность ветрового волнения, выраженная в киловаттах на метр волнового фронта.

Поскольку значительные высоты волн и периоды определяются через моменты энергетического спектра, оценка энергетической мощности ветрового волнения полностью зависит от корректности и адекватности спектральной модели при воспроизведении всех стадий развития волнения. Корректность любой модели определяется на этапе ее верификации. Верификация спектральной волновой модели проведена с привлечением данных спутниковых измерений. Результатом обработки спутниковой информации является профиль значительной высоты волн вдоль траектории движения спутника.

Всего использовалось 14 спутниковых треков. В табл. 1 приведена информация о времени получения треков, а также их длина. Географическое положение траекторий указано на рис. 3.

На рис. 4 приведено сравнение экспериментальных данных и результатов расчетов по спектральной волновой модели. Анализ рисунков дает основание полагать, что использование полей приземного давления ERA-Interim в качестве ветрового форсинга спектральной модели вполне приемлемо.

Для количественной оценки соответствия расчетных величин экспериментальным данным рассчитывались: средняя ошибка (Bias), среднеквадратичное отклонение (RMS), индекс рассеивания (SI) и коэффициент корреляции (R). Статистические оценки указанных параметров выполнены по соотношениям:

Bias
$$= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (S_i - O_i), \quad \text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (S_i - O_i)^2},$$

SI $= \frac{RMS}{\overline{O}}, \quad \text{R} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (S_i - \overline{S}) (O_i - \overline{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (S_i - \overline{S})^2 \sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}},$ ⁽¹⁾

где S_i и O_i — расчетные и наблюденные значения соответственно, \overline{S} и \overline{O} — их средние значения. Рассчитанные статистические данные для рядов значительных высот волн приведены в табл. 2.

Наглядной графической иллюстрацией результатов верификации модели может служить диаграмма Тейлора [10], представленная на рис. 5. Диаграмма отображает качество спектральной модели в терминах "коэффициент корреляции"-"стандартное отклонение". Радиальная ось (корреляция) представлена в логарифмическом масштабе.

Для удобства сравнения используется нормализованное стандартное отклонение, при этом статистические характеристики рядов экспериментальных наблюдений расположены в одной точке. Это позволяет визуально оценить качество


Рис. 3. Карта спутниковых треков на исследуемой акватории.

модели применительно ко всем станциям наблюдения. Как следует из рис. 3 и 4, а также табл. 2, наблюдается хорошее соответствие экспериментальных и расчетных значений высот волн. Отметим также, что расшифровка спутниковых снимков сама по себе является далеко не тривиальной задачей, конечный результат во многом зависит от состояния водной поверхности и атмосферы. В нашем случае использование треков — вынужденная альтернатива в отсутствие прямых инструментальных наблюдений с использованием специализированной волноизмерительной аппаратуры.

Таким образом, можем заключить, что спектральная волновая модель DHI MIKE 21 SW успешно верифицирована для акватории Флоридского пролива и может использоваться как инструмент исследований волнового климата.

2.2. Модель транспорта донных осадков в прибрежной зоне

Исследования транспорта наносов в прибрежной зоне ведутся с помощью математической модели, позволяющей рассчитывать поток несвязного материала под воздействием течений и ветрового волнения.

Потоки представляются в виде:

$$Q = \frac{l}{\rho} \int_{0}^{h} U_{\text{mean}} C(z) dz, \qquad (2)$$

где l — длина рассматриваемого профиля, ρ — плотность осадков, U_{mean} — осредненная по глуби-

не скорость вдольберегового течения, *С* – концентрация взвешенных веществ, *h* – глубина.

Осредненная скорость вдольберегового течения оценивается по формуле [11]

$$U_{\text{mean}} = 0.25k_{v}\sqrt{\gamma_{b}gH_{b}}\sin 2a_{b}, \qquad (3)$$

где k_v – константа, γ_b – параметр обрушения, H_b – высота волн в точке обрушения, α_b – угол между нормалью к берегу и фронтом волны в точке об-

Таблица 2. Средние ошибки, среднеквадратичные отклонения, индексы рассеивания и коэффициенты корреляции для расчетных и экспериментальных рядов наблюдений значительных высот волн

Номер	Bias, м	RMS, м	SI	R
1	-0.02	0.13	0.09	0.85
2	0.07	0.11	0.10	0.73
3	0.04	0.08	0.07	0.80
4	0.06	0.17	0.13	0.59
5	-0.03	0.12	0.16	0.84
6	0.08	0.12	0.17	0.73
7	0.01	0.05	0.07	0.89
8	0.01	0.07	0.08	0.68
9	0.02	0.03	0.05	0.81
10	-0.05	0.09	0.12	0.79
11	0.01	0.12	0.12	0.81
12	-0.01	0.04	0.05	0.67
13	-0.06	0.12	0.16	0.79
14	0.03	0.12	0.09	0.83

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021



Рис. 4. Сравнение экспериментальных данных и результатов моделирования. Значительные высоты волн.

рушения. Параметры волн в точке обрушения оцениваются методом, изложенным в [12].

Вертикальный профиль концентрации взвешенных веществ описывается формулой:

$$C(z) = C(z_0) \exp\left(-w_s \int_{z_0}^{h} \frac{dz}{\varepsilon(z)}\right), \qquad (4)$$

где $C(z_0)$ – концентрация взвешенных веществ на уровне z_0 , z_0 – параметр шероховатости, $z_0 = z_N/30$, z_N – эффективная шероховатость дна, w_s – гидро-

динамическая крупность частиц, $\varepsilon(z)$ — обобщенный коэффициент диффузии. Вертикальный профиль определяется в точке обрушения волн, расположенной, как правило, над подводным валом.

На нижней границе z_0 концентрация взвеси определяется функцией локального выброса взвеси [13]:

$$C(z_0) = 3.3 \left(\frac{\theta - \theta_{\rm cr}}{\theta_{\rm cr}}\right)^{1.5} \frac{(s-1)^{0.6} g^{0.6} d_{50}}{v^{0.2}}, \qquad (5)$$

177

где $s = \frac{\rho_s}{\rho}$ – относительная плотность наносов, g – vскорение свободного падения, v – кинематиче-

ская вязкость воды, θ — параметр Шильдса, θ_{cr} — критическое значение параметра Шильдса, ε_z — обобщенный коэффициент диффузии. Значение параметра Шильдса отражает баланс сдвигающих и удерживающих сил:

$$\theta = \frac{u_*^2}{\left(\left(\rho_s - \rho/\rho\right)\right)gd_{50}},\tag{6}$$

где u_* — максимальная сдвиговая скорость, рассчитываемая по методике, изложенной в [14].

Обобщенный коэффициент диффузии осадков рассматривается переменным по вертикали и представлен в виде [15]

$$\varepsilon(z) = \varepsilon_1(z) + \varepsilon_2(z). \tag{7}$$

Составляющие правую часть уравнения (6) определяют вклад: $\varepsilon_1(z)$ – орбитального волнового движения, $\varepsilon_2(z)$ – диффузии в придонном слое. Вклад орбитального волнового движения находится из соотношения:

$$\varepsilon_1(z) = \frac{\pi H^2 \sinh^2 kz}{2\sqrt{2}T \sinh^2 kh},\tag{8}$$

где *H*, *T* – высота и период волн, *k* – волновое число.

Диффузия в придонном слое определяется следующим образом:

$$\varepsilon_{2}(z) = \frac{b(u_{g} - w_{s})\frac{z}{\sigma}}{1 + 0.06\frac{z}{\sigma}\exp\left(\frac{z}{\sigma}\right)},$$
(9)

где $b = 116 \left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho}\right) \left(\frac{v^2}{g}\right)^{\frac{1}{3}}, u_g$ – максимальное зна-

чение донной орбитальной скорости, δ – толщина пограничного слоя, определяемая из уравнения Джонсона ([16]):

$$\frac{\delta}{z_0} \lg \left(\frac{\delta}{z_0} \right) = 0.6 \frac{H}{z_N \sinh(kh)}.$$
 (10)

Основным результатом расчетов являются объемы вдольбереговых потоков наносов как в пределах выбранного штормового события, так и интегрированные за интересующий интервал времени (конкретный календарный год).

Расчеты выполнены раздельно для двух основных составляющих поверхностного волнения: ветровых волн и зыби.

Отметим основные допущения, принятые при моделировании вдольберегового перемещения осадков:



Рис. 5. Диаграмма Тейлора для рядов значительных высот волн.

• медианный диаметр песчаного материала на всем протяжении профилей составляет 0.3 мм [1]. Изменений диаметров частиц не происходит;

• взвешивание и перемещение осадков осуществляется только под воздействием ветрового волнения. Фоновые течения, связанные с общей циркуляцией вод в проливе, не учитываются.

Положение нормальных к берегу разрезов, для которых осуществляется расчет вдольбереговых потоков, а также локальные профили дна, приведены на рис. 6.

Длина каждого профиля — 2.5 км. Первый профиль проведен у основания полуострова, второй — в центральной части, третий — в дистальной.

В качестве начальных волновых условий для модели транспорта донных осадков служат ряды значительных высот волн, средних периодов и направлений распространения волн (отдельно для ветровых волн и зыби), полученные для центральной части полуострова на глубине 22 м.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенной работы получен массив данных, состоящий из полей рассчитанных параметров компонентов ветрового волнения с временным шагом 1 ч и охватывающий период в 30 лет (с 1990 по 2019 г.) Из общего массива произведена выборка, включающая в себя величины значительных высот волн, периодов пика спектра и направлений распространения ветровых волн и зыби.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021

ДИВИНСКИЙ и др.



Рис. 6. Положение нормальных к берегу профилей и точки расчета волновых параметров.



Рис. 7. Розы ветрового волнения (а) и зыби (б), полученные за период с 1990 по 2019 г.

Климатические розы для ветрового волнения и зыби приведены на рис. 7.

Как следует из рис. 7, в прибрежной зоне п-ва Икакос наибольшей повторяемостью обладает ветровое волнение северо-восточных и восточных румбов. Суммарная повторяемость волнения с этих направлений составляет почти 80%. Климатическая повторяемость волн зыби несколько иная, что связано, в основном, с процессами рефракции длинных волн при входе на мелководье. Почти 70% волн зыби приходит с севера, 25% — с северо-запада. Представление о мощности волн при волнении разных направлений дает диаграмма рассеивания, построенная для значительных высот ветровых волн и зыби (рис. 8).

Данные рис. 8 показывают, что наиболее сильное ветровое волнение приходит с северного направления, при этом значительные высоты волн могут превосходить 6 м. Экстремальное ветровое волнение может также наблюдаться при штормах



Рис. 8. Климатические диаграммы рассеивания для ветрового волнения (а) и зыби (б), полученные за период с 1990 по 2019 г.



Рис. 9. Гистограммы распределений значительных высот волн (а) и периодов пика спектра (б) для ветрового волнения и зыби.

запад-северо-западного направления. По силе воздействия эти два направления (С и ЗСЗ) доминируют. Наиболее сильная зыбь с высотами волн, превышающими 4 м, приходит с северо-западных румбов.

В режимном смысле в прибрежной зоне п-ва Икакос наиболее характерно следующее волнение: ветровые волны с высотами, не превышающими полметра, и периодами до 4 с, полуметровая зыбь с периодами до 4.5 с (рис. 9).

Рассмотрим особенности волнового климата с точки зрения его влияния на литодинамические процессы в прибрежной зоне. В транспорте наносов значительную роль играет угол между направлением волнения и береговой линией. При больших углах (45° – 90° , отсчитывая от нормали к берегу) наблюдаются активные абразионные процессы в прибрежной зоне, при малых (0° – 45°) преобладает аккумуляция материала [17]. Рассчи-

таем средние и максимальные (в среднегодовом выражении) величины значительных высот ветровых волн и зыби по секторам волнения:

- (-90°...-45°) западный;
- (-45°-0°) северо-западный;
- (0°-45°) северный;
- (45°-90°) северо-восточный.

Именуются секторы, естественно, с некоторой долей условности, ориентируясь на генеральные направления. Рассчитанные характеристики ветровых волн и зыби приведены на рис. 10.

Как следует из рис. 10, для ветровых волн в среднем за год самые волноопасные секторы – северо-западный и северный (рис. 10б) с высотами порядка метра, для зыби – северо-западный и западный (рис. 10в) с высотами около 0.5 м. Самые слабые ветровые волны приходят с западного направления (0.4–0.5 м), волны зыби – с северо-



Рис. 10. Секторы волнения относительно нормали к берегу (а), а также средние (б, в) и максимальные (г, д) величины значительных высот ветровых волн и зыби для этих секторов.

восточного (0.3 м). Среднегодовые высоты ветровых волн северо-западного направления испытывают самые ощутимые межгодовые колебания, при этом среднее волнение для разных лет по мощности может отличаться более, чем в два раза. Экстремальное волнение связано, как правило, с прохождением ураганов, траектории которых довольно разнообразны. По этой причине максимальное ветровое волнение может наблюдаться со всех направлений с преобладанием, тем не менее, волнения северных румбов (рис. 10г). Максимальные волны зыби приходят, как правило, с северо-западных и западных направлений (рис. 10д).

Имея в распоряжении рассчитанные параметры ветровых волн и зыби, оценим годовые вдольбереговые потоки донных осадков *Q*, придерживаясь следующих обозначений:

	$Q_{\rm w}$ +	$Q_{\rm s}$ +	Q^+	$Q_{ m w}-$	$Q_{\rm s}$ -	<i>Q</i> –
Мин.	1685	974	3490	12687	16411	30990
Макс.	15420	13988	26996	58578	46160	87786
Сред.	6337	4782	11120	23992	21101	45094

Таблица 3. Минимальные, максимальные и средние годовые потоки (м³/год) за период с 1990 по 2019 г.

 знак (+) указывает на направление потоков с запада на восток, (-) – обратный, с востока на запад;

• $Q_{\rm w}$ — потоки, сформированные под воздействием ветровых волн, $Q_{\rm s}$ — зыби.

Расчеты показали, что, несмотря на существенные различия в строении дна на трех выбранных профилях, потоки для этих профилей различаются не более, чем на 10–15%. По этой причине и для удобства анализа в дальнейшем рассматриваем не отдельные потоки для каждого конкретного профиля, а осредненные по этим профилям величины.

На рис. 11 представлены: (а) — общая, иллюстративная, схема потоков; (б), (г) — соответственно, отношения потоков, генерированных ветровым волнением и зыбью, и суммарные годовые потоки направления с запада на восток; (в), (д) — соответственно, отношения потоков, генерированных ветровым волнением и зыбью, и суммарные годовые потоки направления с востока на запад; (е) — разность между суммарными годовыми потоками, направленными с 3 на В и обратными. Дополняют рис. 11 данные табл. 3, в которой приведены краткие статистические данные о годовых вдольбереговых потоках в районе п-ва Икакос за последние 30 лет.

Проведенные расчеты показали, что в прибрежной зоне п-ва Икакос абсолютно доминируют вдольбереговые потоки донных осадков, направленные с востока на запад, в 4.5 раза (в среднем) превосходящие потоки с запада на восток. В среднегодовом (климатическом) выражении величины потоков с В на 3 оцениваются в 45000 м³/год, с 3 на В – порядка 11 000 м³/год. В структуре потоков преобладают, в целом, компоненты, сформированные под воздействием ветрового волнения, особенно в потоках с 3 на В, в которых Q_w + может превышать Q_s + в 2–3 раза. Однако это более ха-

рактерно для межгодовых особенностей, по средним показателям за последние 30 лет вклады ветрового волнения и зыби, в общем, сравнимы. Довольно сильны различия между конкретными годами в потоках, направленных с 3 на В (рис. 11в). Суммарный годовой поток в 2016 г. почти в восемь раз превысил поток 2005 г. Для потоков с В на 3 картина более сглажена и межгодовые различия не столь ощутимы. Максимальный вдольбереговой поток с В на 3 наблюдался в 2017 г., что в три раза превышает минимальный поток 2016 г. (рис. 11д).

Обращает на себя внимание одна деталь. Несмотря на общее преобладание потоков под воздействием ветрового волнения, минимальный поток Q_s + превышает минимальный поток Q_w + (табл. 3). Это говорит о том, что в случае слабой ветровой нагрузки определяющей становится именно зыбь, сгенерированная со стороны Атлантики. Другими словами, зыбь всегда присутствует как некий фоновый фактор.

Важнейшей особенностью гидродинамики побережья п-ва Икакос является его подверженность ураганам. В работе [18] приведены сведения о самых сильных ураганах на побережье Кубы, начиная с 1791 г. Траектории и глубины тропических циклонов различны, поэтому общее время прохождения и, соответственно, периоды воздействия ураганов также различаются. Выберем некоторые из ураганов и оценим вдольбереговые потоки, сформированные под воздействием ветровых волн и зыби за период действия урагана. В табл. 4 приведены вклады (в процентах) отдельных ураганов в годовые потоки.

Для ясности, к примеру, в 2017 г. вклад ветровых волн урагана Ирма в годовые вдольбереговые потоки с запада на восток составил 32.2%, зыби того же направления — 44.8%. Другими словами, треть общего объема песка, перенесенного ветровыми волнами с запада на восток, и почти половина объема, транспортированного зыбью, в 2017 г. приходится на ураган Ирма. В направлении с востока на запад ветровым волнением урагана было перенесено две трети от общего за 2017 г. объема осадков.

Таким образом, как показывают данные табл. 4, вклад отдельных тропических циклонов в годовые потоки может быть весьма существенным и даже определяющим. Особенно наглядно это

Таблица 4. Вклад некоторых ураганов (%) в годовые вдольбереговые потоки

Ураган	Дата	Период действия, сутки	$Q_{\rm w}$ +	$Q_{\rm s}$ +	<i>Q</i> +	$Q_{ m w}-$	$Q_{\rm s}$ -	<i>Q</i> –
Michelle	Ноябрь 2001 г.	4	0.3	16.5	8.8	35.4	7.7	24.4
Sandy	Октябрь 2012 г.	4	26.8	9.8	20.0	17.8	2.3	11.2
Irma	Сентябрь 2017 г.	6	32.2	44.8	37.9	65.7	23.7	51.8

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 497 № 2 2021



Рис. 11. Общая схема, иллюстрирующая принятые обозначения (а); отношения потоков, сформированных под воздействием ветрового волнения и зыби (б, г); суммарные годовые потоки (в, д); разность между годовыми потоками двух направлений (е).

проявилось при прохождении урагана Ирма с суммарным вкладом в годовые вдольбереговые потоки, направленные с запада на восток, в 38% и 52% – с востока на запад.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель представленной работы — анализ особенностей вдольберегового транспорта донных отложений в районе п-ва Икакос за период с 1990 по 2019 г. В качестве механизма транспорта рассматриваются компоненты поверхностного волнения: чисто ветровое волнение и зыбь. Необходимые параметры поверхностного волнения получены с помощью современной спектральной волновой модели DHI MIKE 21 SW. Для оценок объемов перемещаемых донных отложений используется математическая модель, рассчитывающая потоки несвязного материала под воздействием ветрового волнения.

Основные результаты:

1. Получен обширный массив данных, состоящий из полей рассчитанных параметров ветрового волнения и зыби в прибрежной зоне п-ва Икакос с временны́м шагом в 1 ч и охватывающий период в 30 лет (с 1990 по 2019 г.)

2. Рассчитаны вдольбереговые потоки донных осадков, генерируемые ветровыми волнами и зыбью.

3. В прибрежной зоне п-ва Икакос наибольшей повторяемостью обладает ветровое волнение северо-восточных и восточных румбов. Суммарная повторяемость волнения с этих направлений составляет почти 80%. Климатическая повторяемость волн зыби несколько иная, почти 70% волн зыби приходит с севера, 25% — с северо-запада.

4. Наиболее сильное ветровое волнение приходит с северного направления, при этом значительные высоты волн могут превосходить 6 м. Экстремальное ветровое волнение может также наблюдаться при штормах запад-северо-западного направления. По силе воздействия эти два направления (С и 3СЗ) доминируют. Наиболее сильная зыбь с высотами волн, превышающими 4 м, подходит с северо-западных румбов.

5. В прибрежной зоне п-ва Икакос доминируют вдольбереговые потоки, направленные с востока на запад, в среднем в 4.5 раза превосходящие обратные потоки с запада на восток. В среднегодовом (климатическом) выражении величины потоков с востока на запад оцениваются в 45000 м³/год, с запада на восток – порядка 11000 м3/год. В структуре потоков преобладают, в целом, компоненты, сформированные под воздействием ветрового волнения. Особенно отчетливо это проявляется в потоках, направленных с запада на восток, в которых доля ветровых волн в 2-3 раза может превышать долю зыби. Тем не менее в обратных потоках с запада на восток фактор зыби может расцениваться как некий фоновый, т.е. постоянно действующий независимо от местных ветровых условий.

6. Вклад отдельных тропических циклонов в годовые потоки может быть весьма значительным и измеряется десятками процентов.

Заметим также, что представленный в работе подход является несколько упрощенным, поскольку не рассматриваются превышения уровня моря, вызванные штормовыми нагонами. Влияние нагонов может быть учтено подключением гидродинамического модуля и является отдельной задачей со своими нетривиальными вопросами настройки и верификации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Постановка задачи выполнена в соответствии с темой госзадания № 0149-2019-0005 и в рамках проекта РФФИ № 18-55-34002, анализ экспериментальных данных — благодаря финансовой поддержке РНФ (проект № 20-17-00060), математическое моделирование и вычислительная часть — при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-80035, 19-05-00041, 19-45-230002). Анализ результатов выполнен в рамках программы № 0149-2019-0014 и проекта РФФИ № 20-05-00009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дунаев Н.Н., Леонтьев И.О., Marti J.L.J. К проблеме защиты берегов курорта Варадеро (Куба) искусственным пляжем // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 622–628.

https://doi.org/10.31857/S0030157420040085

- Дунаев Н.Н., Леонтьев И.О., Репкина Т.Ю., Эррера Х.Ф. Геоэкологическая обстановка района международного курорта Варадеро (Куба) // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2018. № 50. С. 152–169.
- Mitrani-Arenal I., Perez-Bello A., Cabrales-Infante J., Povea-Perez Y., Hernandez-Gonzalez M., Diaz-Rodriguez O. Coastal Flood Forecast in Cuba, due to Hurricanes, Using a Combination of Numerical Models // Revista Cubana de Meteorología. 2019. V. 25. № 2. P. 121–138.
- 4. *Pérez-Bello A., Mitrani-Arenal I., Díaz-Rodríguez O., Wettre C., Hole L.* A Numerical Prediction System Combining Ocean, Waves and Atmosphere Models in the Inter-American Seas and Cuba // Revista Cubana de Meteorología. 2019. V. 25. № 1. P. 109–120.
- 5. Медведев В.С., Хуанес Х.Л. Морфолитодинамические исследования в береговой зоне и на шельфе северного побережья Кубы. Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 229–251.
- Dunaev N.N., Leont'yev I.O., Repkina T.Y., Marti J.L.J. The Application of Mathematical Modelling to Assess Ecological Safety of the Coastal Area of the International Resort of Varadero (Cuba) // Springer Geology. 2020. V. 1. P. 83–92. https://doi.org/10.1007/978-3-030-38177-6_10
- 7. DHI Water & Environment. 2007. MIKE 21, Spectral Wave Module.
- 8. Divinsky B., Kosyan R. Spatiotemporal Variability of the Black Sea Wave Climate in the Last 37 Years //

Continental Shelf Research. 2017. 136. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008

- Divinsky B., Kosyan R. Parameters of Wind Seas and Swell in the Black Sea Based on Numerical Modeling // Oceanologia. 2018. V. 60. P. 277–287. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006
- Taylor K. Summarizing Multiple Aspects of Model Performance // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 7183– 7192.
- Longuet-Higgins M.S. Alongshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves // Jour. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 6788–6801.
- Larson M., Hoan L.X., Hanson H. Direct Formula to Compute Wave Height and Angle at Incipient Breaking // J. Waterway, Port, Coast, Ocean Eng. 2009. 136 (2). P. 119–122.
- Zou S., Dalrymple R., Asce F., Rogers B. Smoothed Particle Hydrodynamics Simulation on Sediment Suspension under Breaking Waves // Ocean waves measurement and analysis, Fifth Inter. Symposium Waves-2005, Madrid, Spain. 2005. P. 186–192.

- Walton T. Coastal Engineering Manual, Part III, Coastal Sediment Processes, Chapter III-6, Engineer Manual 1110-2-1100. 2002. U.S. Army Corps of Engineers. Washington, DC. P. 72.
- 15. *Kos'yan R*. Vertical Distribution of Suspended Sediment Concentrations Seawards of the Breaking Zone // Coastal Engineering. 1985. V. 9. P. 171–187.
- Jonsson J.G. On the Existence of Universal Velocity Distributions in an Oscillatory, Turbulent Boundary Layer // Report No. 12, Coast. Eng. Lab/Hydraul. Lab., Tech. Univ. Denmark, 1966. P. 2–10.
- Ashton A.D., Murray A.B. High-angle Wave Instability and Emergent Shoreline Shapes: 1. Modeling of Sand Waves, Flying Spits, and Capes // J. Geophys. Res. 2006. 111, F04011. https://doi.org/10.1029/2005JF000422
- González-Ramírez C.M., Guadalupe L.E. Chronology of Tropical Storms and Hurricanes to be Affected Havana // Revista Cubana de Meteorología. 2019. V. 25. № 3. P. 469–480.

ALONGSHORE SEDIMENT TRANSPORT IN THE AREA OF TROPICAL CYCLONE PASSAGE (HICACOS PENINSULA, CUBA)

B. V. Divinsky^{*a*,#}, N. N. Dunaev^{*a*}, and R. D. Kosyan^{*a*}

^a P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: divin@ocean.ru

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy December 1, 2020

The paper presents the results of the climatic features of alongshore flows of bottom sediments analysis. The object of research is the Icacos Peninsula coastal zone in the northern part of Cuba. On the peninsula, there are beaches of world importance (Varadero), which have noticeably degraded over the past decades, and there is a general erosion and a decrease in their areas. The main purpose of this work is to analyze the features of the alongshore sediment transport in the Icakos Peninsula area for the period from 1990 to 2019. The components of surface waves are considered as a transport mechanism: pure wind waves and swell. Research method – mathematical modeling. Surface wave parameters were obtained using the modern DHI MIKE 21 SW spectral wave model. To estimate the volumes of transported sediments, a mathematical model is used that calculates the flows of non-cohesive sediments under the influence of wind waves. In contrast to the seas of the temperate climatic zone with a pronounced seasonal variation of hydrometeorological parameters, the climate of the coastal zone of Cuba is determined by constant northeastern trade winds and the passage of irregular tropical cyclones.

Keywords: wave climate, numerical modeling, longshore sediments transport, hurricanes. Hicacos, Cuba

УДК 551.242/551.35

ДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ ВОЛН НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2021 г. А. К. Амбросимов^{1,*}, академик РАН А. П. Лисицын¹

Поступило 22.12.2020 г. После доработки 14.01.2021 г. Принято к публикации 18.01.2021 г.

Представлен материал по оценке динамики осадочных волн на западном склоне Каспийского моря. Обсуждается процесс образования волновой структуры осадочных волн под воздействием гидравлических скачков давления при движении гравитационных мутьевых потоков вниз по склону.

Ключевые слова: Каспийское море, континентальный склон, донные осадки, осадочные волны, мутьевые гравитационные потоки, внутренние волны, гидравлические скачки давления **DOI:** 10.31857/S2686739721040034

Волнообразные осадочные структуры или осадочные волны (OB) широко распространены на континентальном склоне морей и океанов [7–9]. В зависимости от доминирующих процессов присутствуют две основные концепции образования осадочных волн. В одной образование ОВ связывают с деформацией осадков в результате процессов гравитационного оползания, например индуцируемого землетрясением или медленной деформацией крипа в результате длительного воздействия постоянного давления на неуплотненные осадки на неровностях поверхности морского дна [9]. В другой – основная роль в образовании волновой структуры ОВ отводится гидравлическому воздействию внутренних волн (ВВ) и придонных течений на осадочный материал, когда формирование циклической структуры ОВ на склонах происходит под воздействием периодических гидравлических скачков давления внутренних волн на осадки [8, 10]. Образование скачков давления, генерируемых мутьевыми потоками при обтекании осадочных волн вниз по склону, было подтверждено лабораторными экспериментами [3].

По литературным данным для обеспечения условия образования гидравлических скачков давления в мутьевом потоке необходим уклон не менее 0.01 [9]. Для исследуемого участка западно-го склона Среднего Каспия уклон составлял 0.032, т.е. условия для образования ОВ вполне достаточные.

При возникновении гидравлических скачков давлений должно выполняться условие перехода числа Фруда от значений Fr < 1 к значениям Fr > 1 (рис. 1). При этом скорость потока вниз по склону должна удовлетворять условию Fr > 1, где линейные размеры ОВ и впадин между ними, в условиях Фруда, будут определяться длиной разгона потока и его торможением, т.е. непосредственно уклоном склона [11, 12].

Анализ спектральных характеристик течения над ОВ показал, что циклическое воздействие на ОВ могут создавать как приливные, так и инерционные волны, однако характер этих воздействий разный. Приливные волны обладают как прямым действием — нагнетанием осадков (приливы), так и обратным — размытием (отливы). Давление же инерционных волн на осадки изменяется периодически по закону вращающегося эллипса, поэтому в этом случае процесс воздействия более сложный [2].

При выпадении осадочного материала происходит распределение взвеси, переносимой плотностными потоками, идущими с бровки шельфа вниз по склону, по размеру и плотности. На склонах осадочных волн, обращенных вверх, откладывается более грубый материал и в большем количестве – поток осадков тормозится (см. вставку на рис. 1), а на противоположном склоне ОВ, обращенном вниз, - более тонкий осадок и в меньшем количестве (поток осадков разгоняется). В результате образуется асимметрия волн с миграцией вершин в сторону берега (источника сноса) и мощности индивидуальных слоев на разных флангах каждой волны – разные. Чем ниже по склону, тем меньше размеры осадочных волн и скорости мутьевых потоков идущих вниз, а также

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

^{*}*E-mail: ambrosimov@ocean.ru*



Рис. 1. Профили осадочных волн над западным склоном Дербентской котловины Каспийского моря по данным сейсмоакустического профилирования рельефа дна в 2007–2008 гг. На врезке показана схема образования гидравлических скачков над осадочными волнами.

концентрация осадка в них. В процессе формирования ОВ на западном склоне Среднего Каспия, кроме мутьевых плотностных потоков с шельфа, скатывающихся вниз по склону, всегда участвует и вдольсклоновое контурное течение, насыщенное взвешенным материалом стоковых вод.

Процесс седиментации осадочного материала в районе расположения ОВ носит сезонный характер. В летний сезон стоковыми водами рек Волги, Урала выносится в море огромное количество взвешенного материала. Данные ежемесячного отбора седиментационного материала с помощью автоматизированных ловушек показали, что на западном склоне Среднего Каспия в зимний сезон происходит обильное выпадение осадка (рис. 2), а в летний – количество взвеси умень-



Рис. 2. Сезонная изменчивость скорости течения и вертикального потока вещества над западным склоном Среднего Каспия за период годовых наблюдений на ПБС с 7 октября 2015 по 3 октября 2016 г.

шается, [1, 4, 5]. Увеличение седиментационного материала в зимний период связано с многократным усилением течения, по сравнению с летним, которое взмучивает, вовлекает и переносит осадки в более спокойные районы моря. Некоторое увеличение вертикального потока осадочного материала в июне-июле (рис. 2) связано с выносом паводковых вод реками Северного Кавказа [1, 5].

Циклонический круговорот Среднего Каспия, по сути, является контурным течением, которое по кругу опоясывает Дербентскую котловину [2]. В зимний сезон течение интенсифицируется во всем слое от поверхности до дна до 100 см/с в ЮВ направлении, а в летний период течение над западным склоном ослабевает до 7–30 см/с и разбивается на ветви (рис. 3). Начиная с мая-июня течение в верхней части склона на глубинах от 50 до 150 м с ЮВ направления разворачивается на СВ, на глубинах моря 200–300 м движение вод сохраняется в юго-восточном направлении, а на глубинах моря ниже 300 м ветвь течения направлена на юг и юго-восток [1].

Профилирование вдольсклонового течения над осадочными волнами, выполненное с помощью доплеровского профилографа ADCP-150 в зональном направлении в экспедиции на нис "Тантал" осенью 2016 г. над западным склоном Среднего Каспия, показало, что над вершинами ОВ скорости течения меньше, чем во впадинах между ними. Это различие по скорости составляет от 30 до 50%, при диапазоне изменения скоростей от 5 до 17 см/с. Различие в скоростях подтверждается также данными отраженных акустических сигналов — во впадинах между OB поверхность дна акустически более плотная, а тела самих осадочных волн рыхлые со следами борозд от промоин [1, 7].

200

Для оценки динамики рельефа OB в августе 2007 г. в рейсе № 21/3 нис "Рифт" было проведено сейсмоакустическое профилирование склона Дербентской котловины на траверзе устья р. Самур в зональном направлении вниз по склону. Задачами исследований на полигоне были определение области простирания характерных морфометрических параметров донных отложений и изучение механизма образования и динамики ОВ. Съемка была выполнена в августе 2007 г., по галсам широтного направления длиной 6.5 км с межгалсовыми расстояниями 200 м на глубинах от 100 до 348 м с координатами начала и конца центрального галса: 42°01' с.ш., 48°40' в.д. и 42°04' с.ш., 48°40' в.д. с помощью гидролокатора бокового обзора ИГБО-100. Максимальная глубина проникновения сейсмоакустического сигнала в донные осадки составляла около 300 м при вертикальном разрешении 1.5 м.

Повторные измерения, которые были проведены в июле 2008 г. по центральному галсу 2007 г., показали полное совпадение профилей осадочных волн в зональном направлении. Галсы площадной съемки были осуществлены с помощью судового эхолота Furuno-3000. Для выявления дополнительных деталей рельефа дна было выполнено семь галсов эхолотного промера протяженностью 6.5 км с межгалсовыми расстояниями между ними в 1 км [2, 4].

Съемки показали (рис. 1), что наиболее крупные ОВ наблюдаются в верхней части склона. Так, ОВ на бровке склона относительно шельфа имеет высоту около 20 м, а относительно ложбины на склоне 30 м, высота второй ОВ относительно верхней ложбины 30 м, а нижней – 45 м, для третьей OB – 20 и 60 м соответственно, для четвертой – 10 и 25 м и далее по убыванию. Высоты ОВ относительно верхних ложбин составляют 10-30 м, а относительно нижних – 25–60 м и уменьшаются по мере движения вниз по склону. Расстояние между гребнем ОВ на бровке и ближайшей ОВ на склоне составило 3.5 км, а расстояния между гребнями соседних антиклиналей или ядрами синклиналей на склоне – около 1 км. Расстояния между пятью первыми ОВ вниз по склону составили 3.44, 1.03, 1.17 и 0.97 км. Наблюдаемая картина ОВ соответствует как аккумулятивным мигрирующим осадочным волнам [7, 9], так и образованиям под воздействием оползневых процессов [6, 7]. Эта волновая структура ОВ формируется вдольсклоновыми течениями, турбидидными и мутьевыми потоками под воздействием циклического воздействия внутренних волн [8]. Внутренние волны генерируются при обтекании препятствий на склоне баротропными, приливными и инерционными течениями, что подтверждается вкладами энергий внутренних волн на различных пространственно-временных масштабах на западном склоне Среднего Каспия [1].

0 ,457 м 450 м 300 м -20025 м -400 100 м -600-200-1000 100 200 Зональное смещение, км Рис. 3. Прогрессивно-векторные диаграммы скоро-

Мерилиональное смешение, км

400 м

гис. 3. Прогрессивно-векторные диаграммы скорости течения в летний период со 2 мая по 15 августа 2015 г. на различных горизонтах наблюдений (цифрами у кривых) на ПБС-1520 над западным склоном Среднего Каспия (глубина 395 м, коорд. 42°07.751' с.ш., 48°52.136' в.д.).

Осенью 2016 г. был проведен эксперимент по оценке динамики рельефа OB по данным 2007 и 2016 г. Результаты акустических отражений показали, что геометрическая структура OB практически сохранилась, но изменились черты отдельных волн, так, высота 4-й OB (координаты: $42^{\circ}03.47'$ с.ш. и $48^{\circ}45.0'$ в.д.) оказалась на 0.7 м меньше по сравнению с данными измерений 2007—2008 гг. Такое расхождение можно объяснить размытием осадков, поскольку даже отклонение разреза 2016 г. от 2007 в несколько десятков метров существенно не скажется на результате сравнения, поскольку по данным акустического профилирования уклоны OB в направлении их простирания (ЮВ) не превышали 10 см на 100 м.

У подножия склона течение формирует из сползающих вниз по склону пластических плотностных потоков взвешенного материала, выпавших в осадок, осадочные формы, называемые контуритами. Прилегающая к склону часть материкового подножия является областью аккумуляции взвешенного материала, переносимого контурными течениями. Для западного подножия характерно оконтуривание языков акустически прозрачных линз осадков, которые опускаются по склону на глубину 670-700 м. Считается, что языки этих оползней являются потоками осадков, зародившимися в нижней части склона и продвинувшимися в зону неуплотненных илов. Таким образом, это вторичные потоки, которые инициированы процессами, протекавшими на склоне. В настоящее время для подножия особенно характерны погребенные оползни и отложения подводных гравитационных течений. Они участвуют в сложении верхней 50-метровой толщи осадков. Продвижению неуплотненных осадков к полножию склона способствует также образование летних каскалингов из хололных взвесенасыщенных вод, опускающихся вниз по склону. При каскадинге происходит сброс вниз по склону холодных мутьевых потоков вод от таяния ледников Северного Кавказа, которые увлекают за собой обломочный материал, обогащая одновременно придонные воды кислородом. Температура воды в каскадинге ниже по сравнению с окружающим морем [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Амбросимов А.К. // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 60-77.
- Завьялов И.Н., Жмур В.В. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 345–354.
- 3. Лисицын А.П., Лукашин В.Н. // ДАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 485-489.
- 4. Амбросимов А.К., Лобковский Л.И., Росляков А.Г. Контурное течения и контуриты Среднего Каспия // ДАН. 2018. Т. 481. № 2. С. 1119–1123.
- Cattaneo A., Gorregiari A., Marsset T., et al. // Mar. Geol. 2004. V. 213. P. 121–148.
- Covault J.A., Kostic S., Paull C.K., et al. // Mar. Geol. 2017. V. 393. P. 4–20.
- Faugeres J.C., Gonthier E., et al. // Mar. Geol. 2002.
 V. 182. P. 279–302.
- Komar P.D. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents // Geol. Soc. Am. Bull. 1971. 82 (6). P. 1477–1488.
- 9. *Russel B., Wynn, Dorrik A.V., et al.* // Mar. Geol. 2002. 192. P. 1–3.

DYNAMICS OF SEDIMENTARY WAVES ON THE WESTERN SLOPE OF THE CASPIAN SEA

A. K. Ambrosimov^{a,#} and Academician of the RAS A. P. Lisitsyn^a

^a P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]E-mail: ambrosimov@ocean.ru

The article presents data on the assessment of the dynamics of sedimentary waves on the Western slope of the Caspian Sea. The process of formation of the wave structure of sedimentary waves under the influence of hydraulic pressure surges during the movement of gravitational turbidity flows down the slope is discussed.

Keywords: Caspian Sea, continental slope, bottom sediments, sedimentary waves, turbid gravity flows, internal waves, hydraulic pressure surges ——— ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ ———

УДК 556.11

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАЧЕСТВА ВОДЫ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. И. Данилов-Данильян^{1,*,**}, О. М. Розенталь¹

Поступило 11.01.2021 г. После доработки 13.01.2021 г. Принято к публикации 14.01.2021 г.

Показатели состава и качества природной воды — случайные величины, "линейный" подход к их оценке и прогнозу не дает приемлемых результатов, необходим учет нелинейности природных гидросистем. Получено нелинейное логистическое описание изменения концентрации загрязнителей, позволяющее оценить состав воды в зависимости от интенсивности процессов ее загрязнения и самоочищения. Обнаружены циклические колебания контролируемых показателей с амплитудой, уменьшающейся при невысокой скорости загрязнения и нарастающей при ее росте или даже сопровождающиеся бифуркациями с дальнейшим переходом к полному хаосу.

Ключевые слова: качество воды, состав воды, вариабельность показателей качества, нелинейная система, нелинейная логистическая зависимость, циклические колебания, хаотические изменения **DOI:** 10.31857/S2686739721040046

Адекватная информация о текущем и ожидаемом качестве воды необходима для повышения эффективности использования водных ресурсов. Трудности ее получения связаны с тем, что процессы загрязнения и самоочищения индивидуальны для каждого водного объекта и его отдельных створов. Однако существуют некоторые общие динамические закономерности формирования состава и свойств воды, на что указывает их пространственно-временная вариабельность, наблюдаемая во всех случаях. Это неочевидно при "линейном подходе" [3] к формированию случайных по своей природе показателей, так как природные гидросистемы отличаются существенной нелинейностью [8].

Для демонстрации этого удобно перейти к оценке безразмерной (относительной) концентрации загрязнения *u*, принимая эту величину равной 1 и 0, соответственно, при максимальном и минимальном значениях достаточно представительного временного ряда. Средний квадрат случайного смещения концентрации в течение *n* шагов продолжительности Δt есть $\overline{u_{n\Delta t}^2} = (\overline{\sum_{i=1}^n x_{i\Delta t}})^2 = \sum_{i=1}^n \overline{x_{i\Delta t}^2} + 2\sum_{j>i}^n \overline{x_{j\Delta t}} x_{i\Delta t}$ (*i*, *j* – номер шага), поскольку осредненное значение про-изведения независимых случайных величин рав-

но произведению средних, при этом сумма перекрестных членов обращается в нуль вследствие симметричности и независимости шагов в рядах $i \neq j$: $\sum_{j>i}^{n} \overline{x_j x_i} = \sum_{j>i}^{n} \overline{x_j x_i} = 0$, а квадрат единичного смещения за интервал времени от t до $t + \Delta t$ равен $\overline{x_t^2} = 0.5(+1)^2 + 0.5(-1)^2 = 1$. Отсюда: $\overline{u_{n\Delta t}^2} = \sum_{i=1}^{n} \overline{x_{i\Delta t}^2} = n$, т.е. смещение концентрации возрастает по параболическому закону.

Этот вывод распространяется на широкий класс случайных процессов, однако здесь требует уточнения, так как "блуждание" концентрации отличается от блуждания броуновских частиц. В последнем случае при $n \to \infty$ также и $u_{n\Delta t}^2 \to \infty$, в то время как "поток" концентрации через их максимальное и минимальное значение (здесь, соответственно, 1 и 0) равен нулю, т.е. $u_{n\Delta t} =$ $=\sum_{i=1}^{n} \Delta x_{i\Delta t} = 0.$ Поэтому неверно принимать, что $u_{t+\Delta t}$ зависит исключительно от u_t^2 . Вместо этого нами сформирована суперпозиция нелинейного и линейного законов движения так, чтобы полная функция $u_{t+\Delta t} = f(u_t^2, u_t)$ была параболой, пересекающей ось абсцисс при $u_t = 1$ и $u_t = 0$. Такова нелинейная логистическая зависимость $u_{t+\Lambda t}$ $= \mu u_t (1 - u_t)$, где параметр пропорциональности μ характеризует интенсивность динамики переноса загрязняющих веществ.

Полученное выражение позволяет проследить изменение концентрации загрязнителя от ее изме-

¹ Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия

^{*}e-mail: vidd38@yandex.ru

^{**}e-mail: vidd@iwp.ru



Рис. 1. Увеличенные в 25 раз верхние части логистического отображения динамики концентрации меди (а, слева) и взвешенных веществ (б, справа) в воде после 1-го (пунктирная линия), 2-го (штриховая), 3-го (штрих-пунктирная) и 4-го (сплошная) шагов.



Рис. 2. Логистические отображения динамики качества воды при $\mu = 3$ (а) и при $\mu = 4$ (б): функция $u_{i\Delta t}$ при i = 0, ..., 3, расшифровка линий как на рис. 1.

ренного в момент *t* значения *u*_t неограниченно долго путем выполнения необходимого числа шагов.

Влияние качества воды на коэффициент μ проиллюстрируем анализом результатов измерений концентрации меди и взвешенных веществ в р. Исети, створ г. Екатеринбург в 2008–2010 гг. На основе экспериментальных данных на рис. 1 приведена функция $u_{t+(i+1)\Delta t} = f(u_{t+i\Delta t})$ при i = 0, ..., 3 и при полученных из эксперимента среднеарифметических значениях коэффициентов $\mu = 1.7$ для меди и 2.3 для взвешенных веществ.

Выяснилось, что при достаточном числе шагов концентрация, какой бы она ни оказалась в момент t проведения наблюдений, в обоих рассмотренных случаях приближается к некоторому устойчивому (равновесному) значению. Впрочем, заметны отличия поведения концентрации выбранных веществ в зависимости от значения и: из рис. 1а следует, что концентрация меди последовательно стремится к своему устойчивому состоянию. Например, при ее начальной концентрации в воде 0.5 она снижается в ряду: 0.430; 0.420; 0.418; 0,417. В противоположность этому на рис. 16 концентрация взвешенного вещества испытывает небольшие циклические колебания; например, при начальной концентрации 0.5: 0.575; 0.562; 0.566; 0.565. При этом амплитуда колебаний сокращается в ряду: +0.013; -0.004; +0.001... Затухание колебаний происходит резче при начальной концентрации вещества 0.3 или 0.7, где после перечисленных шагов концентрация уже составляет 0.483; 0.574; 0.562; 0.566 соответственно, а амплитуда колебаний +0.91; -0.12; +0.04...

В рассмотренных примерах значение величины Δt зависит от того, как быстро перестраиваются частицы растворенного в воде вещества, т.е. от скорости их броуновского блуждания. Обычно коэффициент диффузии здесь $D \sim 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$, поэтому при низких концентрациях, когда межчастичные расстояния достигают h = 0.1 см, такое время по формуле Эйнштейна $t \sim \frac{h^2}{D} \sim 3$ ч. В реальных условиях величина h и время стабилизации концентрации значительно меньше, а потому пользователи, скорее всего, могут оценить лишь устойчивое значение концентраций, формирующееся практически немедленно. Впрочем, ниже показано, что последнее заключение справедливо не всегда, а только в случае сравнительно низких значений и, использованных в примерах.

Значения коэффициента μ , как и концентрация загрязнений воды, характеризуются большим разбросом. В вышеприведенном случае рассчитанные среднеквадратические отклонения μ составляют 2.5 для меди и 2.3 для взвешенных веществ. Поэтому целесообразно рассмотреть качество воды не только при его среднеарифметических значениях μ , но и в случае $\mu \in [0, 4]$.

В соответствии с логистическим уравнением $u_{t+(i+1)\cdot\Delta t} = f(u_{t+i\cdot\Delta t})$ при $\mu \le 1$ с течением времени

происходит постепенное понижение показателей качества воды, т.е. самоочищение преобладает над загрязнением при любых начальных значениях *u*. Если $\mu \in [1, 2]$, то формируется равновесный уровень качества воды, например, для $\mu = 2$ при u = 0.5. Наиболее интересные эффекты нелинейности возникают при $\mu > 2$. Здесь уровень загрязнения воды начинает испытывать циклические колебания, что заметно уже на рис. 16. Анализ показывает, что при $2 < \mu < 3$ колебания являются затухающими, при $\mu = 3$ они становятся постоянными, а при $\mu > 3$ амплитуда колебаний возрастает на каждом последующем шагу (рис. 2). Так нелинейная система реагирует на возрастание загрязнения.

Анализ приведенной ранее логистической функции $u_{t+(i+1)\Delta t} = f(u_{t+i\Delta t})$ также свидетельствует о том, что при $\mu = 3$ в системе происходит раздвоение (бифуркация [8]) устойчивых значений концентрации загрязнения, и дополнительное раздвоение – при $\mu = 4$. Если же $\mu > 4$, то возникают все новые бифуркации. Каскад следующих друг за другом бифуркаций вводит систему в непредсказуемый режим вплоть до формирования абсолютно хаотичного изменения качества воды.

Эффекты циклического и хаотического изменения показателей состава воды весьма распространены, они упоминаются даже в официальных отчетах [1, 2, 4]. Так, в [1] отмечено, что загрязнение подземных вод мышьяком, бериллием и ртутью "порой носит периодический характер". В [4] то же установлено для поверхностных вод Куйбышевского и Саратовского водохранилищ. В [2] записано: "...Молдова, Румыния и Украина сталкиваются с большими непрогнозируемыми деструктивными явлениями на наших реках", это указывает на хаотическое изменение качества воды в условиях ее интенсивного загрязнения. Что же касается собственно эффектов нелинейности, то явным доказательством их существования является расслоение примеси [7], а также фрактальность временных рядов состава воды [6].

Приведенные результаты позволяют судить о динамике формирования состава и свойств воды путем оценки µ. Так, если вариабельность кон-

центрации невелика, то $\mu = \frac{u_{t+\Delta t}}{u_t (1-u_t)} < 2$, а устойчивое значение концентрации $u_t < 0.5$. В отличие от этого при высокой вариабельности, например, когда через каждый интервал Δt качество воды ко-

леблется между 0.1 и 0.9, имеем $\mu = \frac{1}{2} \left(\frac{0.9}{0.1(1-0.1)} + \right)$

 $+\frac{0.1}{0.9(1-0.9)}$ ≈ 5.5, и наступает хаос. Последней ситуации следует по возможности избегать, на-

пример, предотвращая залповые сбросы загрязняющих веществ предприятиями.

Если обнаружится, что какие-то эффекты циклического или хаотического изменения состава природной воды плохо отображаются предложенным уравнением $u_{t+(i+1)\Delta t} = f(u_{t+i\Delta t})$, то следует искать другую логистическую функцию, пригодную для такого описания, – известен широкий класс таких функций (как правило, с квадратичным максимумом в интервале [0, 1]). В частности, периодические циклы, бифуркации и переходы к абсолютному хаосу описываются функциями $x_{i+1} = \mu x_i \exp(-x_i)$, $x_{i+1} = \mu x_i/(1 + x_i^3)$,

$$x_{i+1} = \mu x_i / (1 + x_i^4).$$

Отметим, что в рамках общенаучных представлений влияющими факторами нелинейности природных вод выступают флуктуации параметров порядка, определяющие сингулярные вклады в контролируемые динамические характеристики [5]. Таковы эффекты, показывающие, что вопреки действию закона возрастания энтропии природа демонстрирует заметную степень организованности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН Института водных проблем РАН (тема № 0147-2019-0004, государственная регистрация № АААА-А19-119040990079-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гос. доклад "О состоянии и использовании водных ресурсов Российской Федерации в 2018 году". http://voda.gov.ru/upload/iblock/4ef/2019_gosdoklad_voda2018
- Краткий доклад о внедрении протокола по проблемам воды и здоровья в Республике Молдова. https://docplayer.ru/56150235-Kratkiy-doklad-ovnedrenii-protokola-po-problemam-vody-i-zdorovyav-respublike-moldova.html
- 3. *Мандельброт Б*. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
- Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2016 год. М.: Росгидромет, 2017.
- 5. *Пригожин И*. Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: ИИЛ, 1960. 128 с.
- Розенталь О.М., Тамбиева Д.А. Волновая динамика качества речной воды // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 82–86.
- 7. *Чашечкин Ю.Д., Розенталь О.М.* Структура речного потока и ее влияние на распределение загрязняющего воду вещества // Водные ресурсы. 2018. Т. 46. № 6. С. 582–591.
- 8. *Milici C*. Fractals and Chaos. An Introduction to Dynamic Systems. Dusseldorf: Lambert, 2017. 208 p.

NONLINEAR EFFECTS OF FORMATION OF WATER QUALITY

Corresponding Member of the RAS V. I. Danilov-Danilyan^{*a*,#,##} and O. M. Rosenthal^{*a*}

^a Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation [#]e-mail: vidd38@yandex.ru

##e-mail: vidd@iwp.ru

The indicators of the composition and quality of natural water are random values, the "linear" approach to their assessment and forecast does not give acceptable results, it is necessary to take into account the nonlinearity of natural hydraulic systems. A nonlinear logistic description of the change in the concentration of pollutants has been obtained, which makes it possible to assess the composition of water depending on the intensity of its pollution and self-purification processes. Cyclic fluctuations of the monitored indicators with an amplitude that decrease at a low pollution rate and increase with its growth, or even accompanied by bifurcations with a further transition to complete chaos, have been found.

Keywords: water quality, water composition, variability of quality indicators, nonlinear system, nonlinear logistic dependence, cyclical fluctuations, chaotic changes

УДК 911.5:502.2

ИЗМЕНЕНИЯ НАДЗЕМНОЙ ФИТОМАССЫ ЭКОСИСТЕМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В XXI ВЕКЕ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН А. А. Тишков^{1,*}, А. Н. Кренке¹, С. В. Титова¹, Е. А. Белоновская^{1,**}, Н. Г. Царевская¹

> Поступило 11.01.2021 г. После доработки 13.01.2021 г. Принято к публикации 14.01.2021 г.

По результатам моделирования и анализа мультиспектральной космической съемки (архивы MODIS 2000–2020 гг.) прослежены изменения запасов фитомассы экосистем Северной Евразии. Установлено, что с конца XX века отмечался рост запасов, обусловленный изменениями климата (рост концентрации CO₂, среднегодовых температур и пр.). Использование геоинформационных продуктов на базе MODIS – проективное покрытие растительности (MODIS/006/MOD44B), эвапотранспирация и тепловое поле (MOD16A2) и биологическая продукция (MOD17A3HGF) – позволило провести ретроспективное моделирование тренда надземных запасов углерода (тС/га). Выявлено, что в 2000–2020 гг. сохранился незначительный тренд роста запасов фитомассы лесных экосистем ((1.2-6.0%)), пойменных и горных лугов и кустарников ((8.1-9.8%)). В безлесных биомах в последние 17 лет отмечен отрицательный тренд: в тундрах ((-6.0%)), в луговых и типичных степях ((-9.0%)), в опустыненных степях ((-11.3%)). Разнонаправленные изменения запасов углерода в надземной фитомассе биомов, помимо внутренних (сукцессии) и внешних (климат и антропогенная трансформация – рубки, ландшафтные пожары и пр.) факторов, обусловлены и синергизмом их действия.

Ключевые слова: Северная Евразия, Великий Евразийский Природный Массив, надземная фитомасса, углеродный эквивалент, тренды, мультиспектральная съемка, моделирование, биомы, тундра, лес, степь

DOI: 10.31857/S2686739721040162

введение

Если запасы и продукция фитомассы – наиболее интегральные показатели функционирования экосистемы, напрямую зависимые от климатического фона, они как биофизические параметры ландшафта должны меняться вслед за изменениями климата с определенным лагом времени. Флуктуации климата в безлесных экосистемах (луга, степи) определенно влияют на оба показателя, а в лесах – только на продукцию, которая в чистом выражении (net primary production) достигает максимума на средних стадиях сукцессии, а в зрелом возрасте приближается к 0 [1]. Локальные факторы (рельеф, подстилающие породы, почвы, водный режим и др.) определяют характер преобразования солнечной энергии в фитомассу и в целом условия функционирования. Изменения климата меняют как удельные величины продуктивности экосистем (т/га, т/га в год), так и их биофизические свойства (плотность фитомассы т/м³, проективное покрытие растений, листовую поверхность, эвапотранспирацию и т.д.), определяющие термодинамические и информационные свойства поверхности Земли и отраженные в мультиспектральных космических снимках. Дистанционная информация консистентно описывает динамику трансформации солнечной энергии на протяжении многих лет. Это позволяет строить статистические модели продуктивности ландшафтов и косвенно определять свойства его элементов, в т.ч. и запасы фитомассы. При этом у различных типов экосистем наблюдаются различные стратегии преобразования энергии. Они могут меняться в процессе сукцессии, филоценогенетической и географической смены. Мы можем одновременно наблюдать реализацию различных стратегий - одни экосистемы могут максимизировать первичную продукцию, другие увеличивать эвапотранспирацию для поддержания локального гомеостаза и т.д. [2]. В рамках одной статистической модели исследовать взаимосвязь преобразования радиации и запасов фито-

¹ Институт географии, Российская академия наук, Москва, Россия

^{*}E-mail: tishkov@igras.ru

^{**}*E-mail: belena@igras.ru*

массы не корректно — необходимо построение независимых моделей.

Выявление закономерностей динамики запасов фитомассы в условиях меняющегося климата сталкивается с проблемой генерализации данных в рядах дистанционной информации. Для каждого конкретного периода космической съемки наблюдается дифференциация отклика экосистемы на поступающую энергию. В случае мелкомасштабной дифференциации Великого Евразийского Природного Массива, сохранившегося на просторах Северной Евразии, проблема неоднородности отражения стоит еще более остро. Необходимы синхронная обработка дистанционной информации по огромной территории и использование соответствующих мозаик или деривативных продуктов. Здесь вариативность наблюдается на уровне отдельных сцен и на уровне межгодовой и межсезонной динамики. Если речь идет о построении модели относительно стационарного показателя, которым является фитомасса, то прямое использование дистанционной информации неприменимо. Необходимо осуществить поиск параметров порядка или интегральных переменных, описывающих исходную информацию.

Все это важно оговорить, чтобы понять относительную сложность цели настоящей статьи установление средствами дистанционного зондирования Земли пространственного распределения и вектора изменений величин надземной фитомассы территории Великого Евразийского Природного Массива за период 2000–2020 гг. Именно тренд, возникающий в надземной фитомассе, сигнализирует о старте длительнообратимых климатогенных смен или циклов растительности, обусловленных ростом проективного покрытия, расширением спектра жизненных форм в составе фитоценозов (например, появлением кустарников и деревьев в тундрах, степях или на альпийских лугах). В одних случаях происходит внутриландшафтное перераспределение более продуктивных сообществ, а в других – их географические смены [3].

В продукционных трендах наземных экосистем по данным мультиспектральной съемки относительно низкого разрешения (300 × 300 м, 500 × 500 м и мельче) может прослеживаться влияние антропогенной трансформации ландшафтов (лесные и травяные пожары, рубки, очаги фитофагов и пр.). Запас надземной фитомассы антропогенно трансформированных зональных экосистем закономерно ниже, чем природных [4], что сказывается на результатах синтеза дистанционной информации. Восстановление этого показателя до зонально обусловленного уровня растягивается на десятки и сотни лет и выходит на "плато" на близких к климаксу состояниях. В горах в условиях транзитного режима и контрастности условий функционирования помимо антропогенной трансформации на результат синтеза данных дистанционного зондирования низкого разрешения влияет и генерализация ландшафтной мозаики и условий увлажнения [5, 6].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исходных данных о динамике фитомассы использован набор "Global Aboveground and Belowground Biomass Carbon Density" [7]. Он представляет собой пространственную интеграцию данных в углеродном эквиваленте (тС/га). Для моделирования привлечены два временных ряда: 2000–2003 и 2017–2020 гг. В каждом скомпилированы 8-дневные композиты MOD09A1, объединенные в общие мозаики по сезонам (весна, лето, осень) с разрешением 300 × 300 м, а также продукты MODIS –эвапотранспирация и тепловое поле (MOD16A2), проективное покрытие растительности (MODIS/006/MOD44B) и биологическая продукция (MOD17A3HGF).

Задача выделения стационарных компонент в наборах исходных данных мультиспектральной космической съемки решается поэтапным применением процедур сокращения размерности – иерархическим факторным анализом. При решении данной задачи производится поэтапное обобщение факторного пространства – (1) сначала строятся факторы, описывающие каждую конкретную сцену временного ряда дистанционной информации, (2) полученные факторы для индивидуальных сцен еще раз обобщаются в рамках одного года, (3) они интегрируются для всего периода временного ряда. Данная процедура позволяет осуществлять прямые сравнения различных видов спутниковых данных. Каждый временной ряд данных был подвергнут процедуре иерархического факторного анализа, с помощью которого были выделены инвариантные компоненты.

Число общих интегральных компонент составило 5 для обоих периодов, что в целом согласуется с результатами предыдущих исследований, например для тундр [9, 10]. Интегральные компоненты описывают 93.6% общего варьирования для периода 2000–2003 гг., и 94.8% для периода 2017–2020 гг. Семантика интегральных компонент в основном описывает дифференциацию поглощения спектра солнечной радиации по сезонам. Первая компонента для обоих сроков описывает способность к поглощению энергии и эвапотранспирацию. Вторая — поведение системы весной, а третья — осенью. Первые три компоненты для каждого периода описывают 88 и 89% соответственно.

Для каждого ряда были использованы данные классификации ландшафтов на основе MCD12Q1 и регионализация "Terrestrial ecoregions of the world:



Рис. 1. Запасы надземной фитомассы экосистем Северной Евразии в 2000-2003 гг.

а new map of life on Earth" [11]. Классификация позволяет осуществить моделирование запасов надземной фитомассы в контексте различных типов трансформации энергии для биомов. Наша задача состояла в определении естественных трендов фитомассы для 8 типов биомов: 1 – широколиственные и смешанные леса умеренного пояса, 2 – хвойные леса умеренного пояса, 3 – бореальные темнохвойные леса, 4 – степи и луга умеренного пояса, 5 – пойменные луга, 6 – горные луга и кустарники, 7 – тундра, 8 – опустыненные степи и пустыни. Расширительно они совпадают с выявляемыми Институтом космических исследований РАН по космоснимкам элементами растительности Северной Евразии [12].

При подготовке к моделированию данные о запасах фитомассы были разбиты на категории для каждого биома исходя из принципа равных перцентилей. Наибольшая дробность соответствует наиболее часто встречающимся значениям. Для удобства синтеза выделено 10 классов запасов фитомассы, что необходимо для применения метода дискриминантного анализа как инструмента статистического моделирования. Значительная гетерогенность территории и ранговое распределение частот встречаемости различных классов фитомассы не позволяют строить регрессионные модели, так как они будут нечувствительны к экстремальным значениям и могут дать смещение результатов при формально высокой степени достоверности. Таким образом, необходимо применение метода машинного обучения для распознания образов (в пространстве инвариантных факторов). При этом сохраняются интерпретируемость результатов и относительная простота процедуры обучения на большом массиве данных. Дискриминантные модели были построены для 2 периодов для каждого типа биомов. Для обратного перехода от классификации запасов к континуальным значениям использовалась сумма вероятности принадлежности к каждому типу, умноженная на медианное значение фитомассы.

Для верификации и сравнения привлекались материалы Базы данных им. Н.И. Базилевич Института географии РАН, № 2017621515, которая оцифрована и интегрирована в ГИС с атрибутивной информацией (в удельных показателях г/м², т/га или в углеродном эквиваленте с коэффициентом 0.45 — гС/м²).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Тренды запасов надземной фитомассы экосистем Северной Евразии. На рис. 1 и 2 представлены результаты моделирования запасов надземной фитомассы (тС/га) Северной Евразии для 2 временных рядов – 2000–2003 гг. и 2017–2020 гг. Для каждого использовались продукты MODIS – проективное покрытие (MODIS/006/MOD44B), эвапотранспирация и тепловое поле (MOD16A2) и биологическая продукция (MOD17A3HGF). Сопоставление данных, представленных на картах в углеродном эквиваленте, позволило выявить масштабы и вектор их изменений в XXI веке (рис. 3; табл. 1).

Масштабы и векторы изменений запасов надземной фитомассы экосистем Северной Евразии в XXI веке. В табл. 1 приведены данные общих изменений для рассматриваемых биомов Северной Евразии (+-тС/га). Из балансовых оценок видно, что в каждом биоме наблюдаются как положительные, так и отрицательные изменения.

Суммарно отрицательный тренд наблюдается только в 3 биомах: тундры, степи и пустыни. Анализ пространственной картины выделяет сильную кластеризацию именно отрицательных трендов и более размытую положительных трендов запасов. Кластеризация отрицательных изменений наблюдается в лесах, что, очевидно, является отражением очаговых трансформаций экосистем (пожары, рубки, очаги вредителей и болезней леса, усыхание лесов при изменении дренажа). Более умеренные изменения отражают сукцессии и естественное развитие экосистем.



Рис. 2. Запасы надземной фитомассы экосистем Северной Евразии в 2017-2020 гг.



Рис. 3. Изменения запасов надземной фитомассы (биомассы) экосистем Северной Евразии в XXI веке по данным дистанционного анализа продуктов MODIS и моделирования.

Рост запасов фитомассы в XXI веке наблюдается в лесных биомах Центральной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, что связано, повидимому, с процессами лесовосстановления после массовых рубок и пожаров. Это подтверждается кластеризованностью участков при фоновом положительном тренде.

В биомах лесостепи, степи и опустыненных земель значительное влияние на баланс удельных и площадных параметров фитомассы оказывают, помимо климатических трендов (засухи, межсезонные изменения осадков и пр.), ведение сельского хозяйства (распашка, выпас скота и пр.) и другие экономико-географические факторы. Однако можно отметить фоновый отрицательный тренд запасов. Так же наблюдается расширение площадей послелесных лугов по южной границе лесных биомов, например на Дальнем Востоке, где из-за частых пожаров формируется "саванноидный" тип ландшафта.

В границах *тундрового биома* в XXI веке отмечено снижение запасов надземной фитомассы в южной полосе, тогда как в типичной и арктической тундре, наоборот, наблюдается слабый положительный тренд (в том числе за счет эффекта "позеленения" — олуговения и закустаривания), при этом прослеживается зональность этих изменений, по всей видимости, связанная с климатическими факторами. Общий тренд изменений в тундре нарушается также ростом запасов фитомассы вдоль долин рек, который распространяется в северном направлении — это отражение продвижения лесов на север по наиболее защищенным участкам ландшафта [10].

ГЕОГРАФИЯ ТРЕНДОВ ЗАПАСОВ НАДЗЕМНОЙ ФИТОМАССЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В XX И XXI ВЕКАХ

Глобальные изменения климата (потепление) в Северной Евразии в последние десятилетия XX и XXI века географически были не однородны [13, 14], что отражено на рис. 1–3, детерминировано не только биомной дифференциацией. Эффект "позеленения" "vegetation greening" (см. специальный доклад IPCC "Climate and Land" [14]), больше проявился в Европе, Северной Америке, Бразилии и Австралии. О Северной Евразии не сказано в резюме ни слова, хотя именно здесь сформировались области роста запасов фитомассы – в Арктике, на западе Русской равни-

	Положительные тренды		Отрицатель	ные тренды	Баланс изменений		
Биом	Средние запасы надземной фитомассы, т/га	Суммарные запасы надземной фитомассы, тт	Средние запасы надземной фитомассы, т/га	Суммарные запасы надземной фитомассы, тт	Суммарных запасов, тт	Относительно общих запасов фитомассы, %	
1	63.8	80773300.0	-44.6	-69749018.7	11024281.3	1.4	
2	77.3	31630663.8	-46.2	-14936389.3	16694274.5	6.0	
3	57.0	529693722.3	-47.6	-475227863.7	54465858.6	1.2	
4	38.2	26664162.2	-28.3	-48609617.7	-21945455.5	-9.6	
5	67.0	4652751.7	-38.9	-2506679.9	2146071.8	8.1	
6	61.8	4117044.7	-20.2	-1458493.0	2658551.7	9.8	
7	9.2	27712651.4	-7.3	-48286324.3	-20573672.9	-6.0	
8	19.3	938543.5	-13.4	-1469811.0	-531267.4	-11.3	

Таблица 1. Изменения запасов надземной фитомассы экосистем Великого Евразийского Природного Массива в период с 2000 по 2020 г. по данным дистанционного анализа, тС/га

Примечание. Биомы: 1 — широколиственные и смешанные леса умеренного пояса, 2 — хвойные леса умеренного пояса, 3 — бореальные темнохвойные леса, 4 — степи умеренного пояса, 5 — пойменные луга, 6 — горные луга и кустарники, 7 — тундра, 8 — опустыненные степи и пустыни.

ны, в Западной и на юге Восточной Сибири, а также области снижения запасов надземной фитомассы — в полосе типичных и сухих степей, на Урале, юге Дальнего Востока. Выявляемые биогеографические рубежи в Евразии имеют разный климатический, биогеографический, мерзлотный и почвенный фон, а продукционные тренды связаны с ослаблением/усилением действия лимитирующих факторов — мерзлоты (Северо-Восток Сибири), засух (Прикаспий и др.), частоты пожаров и роста площади послелесных лугов (Дальний Восток).

Несомненно, к разряду ключевых факторов современных трендов надземной фитомассы могут быть отнесены циклы атмосферной циркуляции, сдвиги индекса сухости, континентальность и океаничность [13]. Но желание вслед зональному климатическому градиенту проследить и последствия изменений в продукционном градиенте экосистем оказалось необоснованным. Так, в тундрах к началу XXI века запасы выросли в среднем на 15–30% [9, 15], но в дальнейшем (2000– 2019) демонстрировали лишь погодичные флуктуации. На п-вах Ямал и Таймыр, где отмечены высокие тренды потепления (0.8–0.9 С/10 лет), надземная фитомасса в XXI веке не растет [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенный анализ показал различные для отдельных типов экосистем, биомов и регионов Великого Евразийского Природного Массива формы и направления динамики запасов надземной фитомассы. При сохранении общего тренда ее увеличения в период 2000–2020 гг. – для лесных биомов от 2 до 9%, процесс, по-видимому, носит осцилляционный характер, и для более детального анализа необходимо провести факторную дифференциацию различных типов динамики. Выделены биомы, в которых в XXI веке наблюдается отрицательный тренд запасов фитомассы (до начала 2000-х годов был положительным): степи и луга умеренного пояса (-9.6%), тундра (-6.0%), опустыненные степи и пустыни (-11.3%). Эта группа безлесных биомов имеет более короткое характерное время реакции на климатические тренды, чем леса.

Можно отметить статистически значимое положительное сальдо роста запасов надземной фитомассы экосистем Великого Евразийского Природного Массива в XXI веке Но проведенный анализ определил круг нерешенных задач и направление дальнейших исследований. Для определения природной (климатогенной) динамики запасов фитомассы необходимо исключить антропогенную составляющую – в первую очередь аграрную. Эта задача относительно просто решается технологически с использованием "маски" сельскохозяйственных земель, но сохраняет проблему оценки процессов на заброшенных полях. Также значительные искажения в анализ вносят рубки, пожары и лесовосстановление. Если динамику пожаров считать естественной компонентой баланса растительной массы, то рубки на территории Великого Евразийского Природного Массива по продукционным эффектам неотличимы от природных пожаров.

В период 2000–2020 гг. в экосистемах Северной Евразии происходили значительные изменения фитомассы, обусловленные эндогенными факторами или фоновыми изменениями среды. По результатам анализа мы находим отражение как этих трендов, так и изменений, вызванных шоковыми внешними воздействиями. Поэтому направление дальнейшей работы заключается в разделении этих двух типов динамики, что позволит оценить дифференцированно вклад филоценогенетических, сукцессионных и дигрессивнодемутационных изменений в продукционные процессы и выделить климатогенную составляющую. Также необходимо совместить полученные оценки с сопоставимой по масштабу геоботанической и ландшафтной картой и продолжить сопоставление удельных параметров фитомассы, накопленных в Базе данных им. Н.И. Базилевич (более 2700 полевых определений 1960–1980-х годов; [1]).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования поддержаны грантом РФФИ-РГО № 17-05-4120 и темой госзадания Института географии РАН № 0148-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986. 297 с.
- 2. Sandlersky R., Krenke A. // Entropy. 2020. V. 22. P. 11-32.
- 3. Исаков Ю.А., Казанская Н.С., Тишков А.А. Зональные закономерности динамики экосистем. М.: Наука, 1986. 148 с.
- 4. *Тишков А.А., Царевская Н.Г.* // Регион. проблемы экологии. 2005. № 1. С. 6–21.
- 5. Грачева Р.Г., Белоновская Е.А., Шоркунов И.Г. // Геоморфология. 2014. № 5. С. 78-93.

- 6. Виноградова В.В., Титкова Т.Б., Белоновская Е.А., Грачева Р.Г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 35–47.
- Spawn S.A., Sullivan C.C., Lark T.J., et al. // Sci. Data. 2020. № 7. P. 112.
- 8. *Тишков А.А., Кренке-мл. А.Н.* // Арктика: экология и экономика. 2015. № 4. С. 28–38.
- 9. Тишков А.А., Вайсфельд М.А., Глазов П.М., Морозова О.В., Пузаченко А.Ю., Тертицкий Г.М., Титова С.В. // Арктика: экология и экономика. 2019. № 1. С. 71-87.
- Olson D.M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V.N., Underwood E.C., D'Amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C.J., Allnutt T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K. // Bioscience. 2001. V. 51(11). P. 933–938.
- Тишков А.А., Белоновская Е.А., Глазов П.М., Кренке А.Н., Пузаченко А.Ю., Тертицкий Г.М., Титова С.В. // Арктика: экология и экономика. 2020. № 3. С. 48-61.
- 12. Барталев С.А., Егоров В.А., Ершов Д.В., Исаев А.С., Лупян Е.А., Плотников Д.Е., Уваров И.А. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 285–302.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Изд-во Росгидромета, 2014. 1003 с.
- 14. Climate Change and Land: An IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes in Terrestrial Ecosystems. Summary for Policymakers / P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, et al. (eds.). IPCC, 2020. 41 p.

CHANGES IN ABOVEGROUND PHYTOMASS IN NORTHERN EURASIA ECOSYSTEMS IN THE 21st CENTURY

Corresponding Member of the RAS A. A. Tishkov^{*a*,#}, A. N. Krenke^{*a*}, S. V. Titova^{*a*}, E. A. Belonovskaya^{*a*,##}, and N. G. Tsarevskaya^{*a*}

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

[#]E-mail: tishkov@igras.ru ^{##}E-mail: belena@igras.ru

Based on the results of modeling and analysis of multispectral satellite imagery (MODIS archives 2000–2020), changes in the phytomass of the ecosystems of Northern Eurasia were traced. It is established that since the end of the 20th century, there has been an increase in reserves due to climate changes (an increase in the concentration of CO_2 , average annual temperatures, etc.). The use of GIS-information products based on MODIS-projective vegetation cover (MODIS/006/MOD44B), evapotranspiration and thermal field (MOD16A2) and biological production (MOD17A3HGF) allowed us to conduct retrospective modeling of the trend of aboveground carbon stocks (tC/ha). It was revealed that in 2000–2020, a slight trend in the growth of phytomass of forest ecosystems (1.2–6.0%), floodplain and mountain meadows and shrubs (8.1–9.8%) remained. In the last 17 years, a negative trend has been observed in treeless biomes: -6.0% in tundra, -9.0% in meadow and typical steppes, and -11.3% in deserts. Multidirectional changes in carbon stocks of biomes, in addition to internal (succession) and external (climate and anthropogenic transformation – fires, etc.) factors are also due to the synergy of their action.

Keywords: Northern Eurasia, Great Eurasian Natural Massif, aboveground phytomass, carbon equivalent, trends, multispectral survey, modeling, biomes, tundra, forests, steppe