

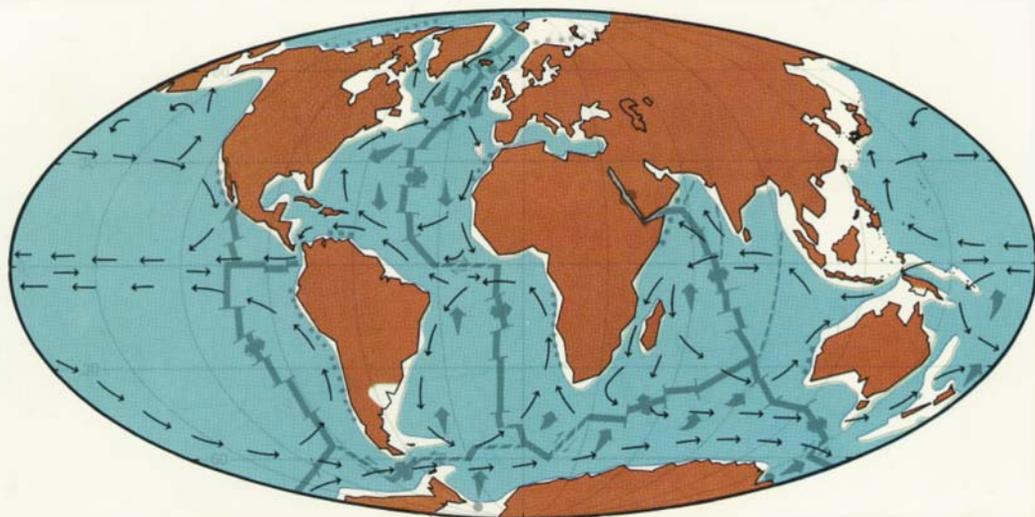


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

Материалы
XXV
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии
Москва
2023

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том III



*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН*

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

**Материалы XXV Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 13–17 ноября 2023 г.

Том III

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

**Proceedings of XXV International Conference on Marine
Geology**

Moscow, November 13–17, 2023

Volume III

Москва / Moscow
ИО РАН / IO RAS
2023

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ИО РАН, 2023. – 228 с.

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XXV Международной научной конференции (Школе) по морской геологии, опубликованные в четырех томах.

В томе III рассмотрены проблемы геоэкологии, загрязнения Мирового океана, а также проблемы, связанные с геофизикой и геоморфологией дна морей и океанов, тектоникой литосферных плит.

ISBN 978-5-6051054-2-8

DOI: 10.29006/978-5-6051054-2-8-2023

Доклады опубликованы в авторской редакции.
Ответственный редактор к.г.-м.н. Н.В. Политова

Рецензенты

академик Л.И. Лобковский, д.г.-м.н. В.В. Гордеев, к.г.-м.н. Б.В.
Баранов

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXV International Conference on Marine Geology. Vol. III. – Moscow: IO RAS, 2023. – 228 pp.

The reports of marine geologists, geophysicists, geochemists and other specialists of marine science at XXV International Conference on Marine Geology in Moscow are published in four volumes.

Volume III includes reports devoted to the problems of geoecology, pollution of the World Ocean and also of sea floor geophysics and geomorphology, lithosphere plate tectonics.

ISBN 978-5-6051054-2-8
ББК 26.221

© ИО РАН 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

Симпозиум им. Н.А. Айбулатова «Геоэкология, загрязнение Мирового океана, новые методы четырёхмерного мониторинга»

<i>Буянова М.О., Люшвин П.В., Челидзе Н.С.</i> Биофизическое демпфирование уровня Каспийского моря – озера и регионального потепления климата в ЮФО	14
<i>Глянцева Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х.</i> Изменение состава битумоидов донных осадков после разлива нефти в условиях криолитозоны	19
<i>Глянцева Ю.С., Немировская И.А.</i> Трансформация углеводородов в осадках Норило-Пясинской водной системы после аварийного разлива дизельного топлива в Норильске	24
<i>Иванова В.А., Ванштейн Б.Г., Трофимова Н.Е., Жамойда В.А., Неевин И.А.</i> Эмиссия метана и углекислого газа при разложении органического вещества в современных донных осадках Финского залива	29
<i>Коновалов Ю.И., Курносов В.Б., Лучшева Л.Н.</i> Распределение концентраций ртути и ее термоформ в разрезе скважины HSDP2, о. Гавайи	34
<i>Кременчуцкий Д.А., Гуров К.И.</i> Пространственная изменчивость содержания радионуклидов в донных осадках на шельфе Черного моря	39
<i>Кузнецов А.Н.</i> Хронология нефтяного загрязнения побережья Черного моря в районе г. Новороссийска за последние 20 лет: результаты натуральных наблюдений и моделирования	44
<i>Немировская И.А.</i> Источники углеводородов в воде и осадках Баренцево-Норвежского бассейна	49
<i>Ткаченко Е.А.</i> Мировая проблема микропластика: утилизация, экология, геохимия	54
<i>Халиков И.С., Лукьянова Н.Н.</i> Состав полициклических ароматических углеводородов в донных осадках озера Байкал в районе выпуска коммунальных стоков г. Байкальска	59
<i>Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А., Беспалова Е.В.</i> Оценка	64

состояния берегозащиты аварийных участков Азовского моря

Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна «Геофизика и геоморфология дна морей и океанов. Тектоника литосферных плит»

<i>Агранов Г.Д., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Физическое моделирование формирования краевых плато	70
<i>Баранов А.А., Лобковский Л.И.</i> Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза	75
<i>Баранов Б.В., Дозорова К.А., Мороз Е.А., Рукавишников Д.Д.</i> Контуритовые дрифты в морях России	80
<i>Баренбаум А.А.</i> О вращении литосферы относительно мантии и участии силы Кориолиса в образовании Атлантического срединного океанического хребта и его трансформных разломов	85
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i> Наземно-подводные вулканические массивы Курильской островной дуги	90
<i>Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Формирование современной структуры Америко-Антарктического хребта	95
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Сейсмофациальные комплексы охотоморского склона острова Итуруп по данным непрерывного сейсмопрофилирования	100
<i>Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В., Веселов О.В.</i> Природа источников магнитных аномалий Восточно-Индийского хребта и прилегающих котловин в районе экватора	105
<i>Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В.</i> Серия сильных землетрясений 2020–2021 гг. на юго-западе Аляски: закрылась ли брешь Шумагина?	110
<i>Глазырин Е.А.</i> Развитие подводных оползней на фронте продвижения каньона Мзымта (Черное море)	115
<i>Глазырин Е.А.</i> Развитие подводных оползней на фронте	119

продвижения каньона Шахе (Черное море)	
<i>Глазырина Н.В., Глазырин Е.А., Пуляева И.А., Хулапова Т.М.</i> К использованию результатов силикатного анализа магматических пород морского дна с высоким содержанием вторичной минерализации	123
<i>Гусьяков В.К.</i> Несейсмические цунами в Мировом океане: глобальное распределение, статистика жертв и ущерба	128
<i>Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Сивков В.В., Дудков И.Ю., Меркурьева В.М., Орлов Е.К., Ласкина Д.Н.</i> Контуритовый дрейфт в Гданьской впадине Балтийского моря	133
<i>Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Чупахина А.И., Булычев А.А.</i> Строение и эволюция литосферы антарктического сектора Южной Атлантики	137
<i>Дудков И.Ю., Дорохов Д.В.</i> Палеодолины на подводном береговом склоне Самбийского полуострова, Юго-Восточная часть Балтийского моря	142
<i>Дунаев Н.Н., Кузнецов М.А., Гордеев Н.А.</i> Результаты геоморфологических исследований вулканического острова Десепшен (Антарктика)	147
<i>Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В.</i> Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время по результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A	151
<i>Замотина З.С., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колобакин А.А.</i> Морфология и генезис палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря по данным сейсмоакустических исследований	156
<i>Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А.</i> Исследование магнетизма подводных гор Иберийской котловины в 63 рейсе НИС «Академик Йоффе»	161
<i>Ильинский Д.А., Горшков Б.Г., Симикин Д.Е., Ганжа О.Ю., Ельников А.И., Рогинский К.А.</i> Применение распределенной акустической системы измерений на оптоволокне для донной сейсморазведки	166

<i>Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А., Баранов Б.В., Цуканов Н.В.</i> Анализ тектонических режимов в Лаптевоморском регионе по данным о механизмах очагов землетрясений	171
<i>Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чузаев А.В.</i> Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложения для полярных регионов	176
<i>Мирлин Е.Г. Лыгина Т.И., Чесалова Е.И.</i> Внутриплитная вулcano-тектоническая активность в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской литосферной плиты в связи с изменением ее относительного движения	181
<i>Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А.</i> Новые геомагнитные данные о структуре Срединно-Атлантического хребта и трансформных разломов	186
<i>Патина И.С., Постникова И.С., Горкин Г.М.</i> Сейсмостратиграфический анализ гидрологических кризисов Восточного Паратетиса	191
<i>Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А.</i> Процессы сухого спрединга в Северной Атлантике (48.5°-51.5°с.ш.)	195
<i>Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Сигеев И.А.</i> Глубинное строение и сейсмичность западного шельфа Сахалина	200
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Докашенко С.А., Добролюбов В.Н.</i> Влияние активных и пассивных мантийных неоднородностей на аккрецию океанической коры в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта на пространстве между зонами влияния Азорского и Исландского плюмов	205
<i>Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н., Мороз Е.А., Абрамова А.С.</i> Геодинамический генезис морфологии дна Мадагаскарской котловины	208
<i>Суцевская Н.М., Дубинин Е.П., Пейве А.А., Лейченко Г.Л., Шишкина Т.А.</i> Эволюция магматизма зоны разломов Эндрю Бейн-Дю Туа и подводных поднятий западной части Индийского океана в условиях изменяющейся геодинамической обстановки	213

<i>Сьедин В.Т., Плетнев С.П., Седышева Т.Е.</i>	217
Геологические этапы эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)	
<i>Шайхуллина А.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</i>	222
Структурное районирование северо-восточного сектора Индийского океана по геофизическим данным	
<i>Шрейдер А.А., Бреховских А.Л., Сажнева А.Э., Ключев М.С.</i>	224
Кинематика океанической коры котловины Амундсена (Евразийский бассейн) в кайнозое	
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Рашиди Б., Хейдари М., Савичев А.Т., Дубенский А.С., Ермолаев Б.В., Полещук А.В.</i>	225
К тектонике, магматизму и углеводородам (УВ) Южного Каспия и смежных структур, Ближний Восток: некоторые проблемы и ограничения	

CONTENTS

N.A. Aibulatov Memorial Symposium “Geoecology, pollution of the World Ocean, new methods of four-dimensional monitoring”

<i>Buyanova M.O., Lyushvin P.V., Chelidze N.S.</i> Biophysical damping of the Caspian Sea level - lake and regional climate warming in the Southern Federal District	14
<i>Glyaznetsova Yu.S., Zueva I.N., Chalaya O.N., Lifshits S.H.</i> Changes of bitumoids composition of bottom sediments after an oil spill in cryolithozone conditions	19
<i>Glyaznetsova Yu.S., Nemirovskaya I.A.</i> Transformation of hydrocarbons in the sediments of the Norilo-Pyasinsky water system after an accidental diesel spill in Norilsk	24
<i>Ivanova V.A., Vanshtein B.G., Trofimova N.E., Zhamoida V.A., Neevin I.A.</i> Methane and carbon dioxide emissions as result of decomposition of organic matter in modern bottom sediments of the Gulf of Finland	29
<i>Konovalov Yu.I., Kurnosov V.B., Luchsheva L.N.</i> Distribution of the mercury concentrations and its thermoforms in the section of the HSDP2 sites, Hawaii Island	34
<i>Kremenchutskii D.A., Gurov K.I.</i> Spatial variability of radionuclides content in bottom sediments on the Black Sea shelf	39
<i>Kuznetsov A.N.</i> Chronology of oil pollution of the Black Sea coast in the area of the city of Novorossiysk over the last 20 years: results of in situ observations and modelling	44
<i>Nemirovskaya I.A.</i> Sources of hydrocarbons in water and sediments of the Barents-Norwegian basin	49
<i>Tkachenko E.A.</i> World problem of microplastics: recycling, ecology, geochemistry	54
<i>Khalikov I.S., Lukyanova N.N.</i> Composition of polycyclic aromatic hydrocarbons in the bottom sediments of Lake Baikal in the area of discharge of communal wastewater from the city of Baikalsk	59
<i>Tsygankova A.E., Bespalova L.A., Bespalova E.V.</i> Assessment of the state of coastal protection of emergency	64

sections of the Sea of Azov

**L.P. ZONENSHAIN MEMORIAL SYMPOSIUM “SEA
FLOOR GEOPHYSICS AND GEOMORPHOLOGY.
LITHOSPHERE PLATE TECTONICS”**

<i>Agranov G.D., Groholsky A.L., Dubinin E.P.</i> Physical modeling of the formation of margin plateaus	70
<i>Baranov A.A., Lobkovsky L.I.</i> The deepest depressions on land in Antarctica as a result of Cenozoic riftogenesis activation	75
<i>Baranov B.V., Dozorova K.A., Moroz E.A., Rukavishnikova D.D.</i> Contourite drifts in the seas of Russia	80
<i>Barenbaum A.A.</i> On rotation of lithosphere relative to mantle and the Coriolis force participation in formation of Atlantic mid-ocean ridge and its transform faults	85
<i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> Terrestrial-submarine volcanic massifs of the Kuril island arc	90
<i>Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Formation of the contemporary structure of the American-Antarctic Ridge	95
<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Seismofacial complexes of the Okhotomorsky slope of Iturup Island according to continuous seismic profiling data	100
<i>Veklich I.A., Ivanenko A.N., Levchenko O.V., Veselov O.V.</i> Nature of sources of magnetic anomalies in the East Indian ridge and surrounding basins near equator	105
<i>Vladimirova I.S., Gabsatarov Yu.V.</i> A series of strong earthquakes in 2020–2021 in the Southwestern Alaska: did the Shumagin Gap closed?	110
<i>Glazyrin E.A.</i> Development of underwater landslides on the front of the advance of the Mzymta Canyon (Black Sea)	115
<i>Glazyrin E.A.</i> Development of underwater landslides on the front of the Shah Canyon advance (Black Sea)	119
<i>Glazyrina N.V., Glazyrin E.A., Pulyaeva I.A., Hulapova T.M.</i> To the use of the results of silicate analysis of igneous rocks	123

of the seabed with a high content of secondary mineralization	
<i>Gusiakov V.K.</i> Non-seismic tsunamis in the World ocean: global statistics of occurrence, fatalities and damage	128
<i>Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V., Dudkov I.Yu., Merkurieva V.M., Orlov E.K., Laskina D.N.</i> Contourite drift in the Gdansk Deep of the Baltic Sea	133
<i>Dubinina E.P., Ryzhova D.A., Grokholsky A.L., Kokhan A.V., Chupakhina A.I., Bulychev A.A.</i> Structure and evolution of lithosphere of Antarctic area of South Atlantic	137
<i>Dudkov I.Yu., Dorokhov D.V.</i> Palaeovalleys of the Sambian Peninsula Submarine Slope, The Southeastern part of the Baltic Sea	142
<i>Dunaev N.N., Kuznetsov M.A., Gordeev N.A.</i> Results of geomorphological studies of volcanic Deception Island (Antarctica)	147
<i>Zayonchek A.V., Sokolov S.Yu., Soloviev A.V.</i> Evolution of the Eurasian Basin in the Pre-Quaternary Time Based on the Interpretation of the ARC1407A Seismic Profile	151
<i>Zamotina Z.S., Starovoytov A.V., Tokarev M.Yu., Terekhina Ya.E., Kolubakin A.A.</i> Morphology and genesis of the southwestern Kara Sea part paleovalleys and paleodepressions according to seismoacoustic data	156
<i>Ivanenko A.N., Brusilovsky Yu.V., Veklich I.A.</i> Study of the seamounts magnetism of the Iberian basin in Leg 63 of the RV "Akademik Yoffe"	161
<i>Ilyinsky D.A., Gorshkov B.G., Simikin D.E., Ganzha O.Yu., Elnikov A.I., Roginsky K.A.</i> Application of a distributed acoustic measurement system on optical fiber for bottom seismic exploration	166
<i>Krylov A.A., Lobkovsky L.I., Kovachev S.A., Baranov B.V., Tsukanov N.V.</i> Analysis of tectonic regimes in the Laptev Sea region based on earthquakes focal mechanisms data	171
<i>Lobkovsky L.I., Baranov A.A., Bobrov A.M., Chuvaev A.V.</i> Global geodynamic model of the modern Earth and its applications for the Polar Regions	176
<i>Mirlin E.G., Lygina T.I., Chesalova E.I.</i> The intraplate	181

volcano-tectonic activity in northern-eastern and south sectors of the Pacific lithospheric plates with the connection of the change of its relative motion	
<i>Palshin N.A., Ivanenko A.N., Gorodnitskiy A.M., Brusolovskiy Yu.V., Veklich I.A., Shishkina N.A.</i> New geomagnetic data on the structure of Mid-Atlantic ridge and transform faults	186
<i>Patina I.S., Postnikova I.S., Gorkin G.M.</i> Seismostratigraphic analysis of the Eastern Paratethys hydrological crises	191
<i>Peyve A.A., Sokolov S.Yu., Razumovskiy A.A.</i> Dry spreading processes in the North Atlantic (48.5°-51.5°N)	195
<i>Proshkina Z.N., Valitov M.G., Sigeev I.A.</i> Deep Structure of the Western Shelf of Sakhalin and Seismicity	200
<i>Skolotnev S.G., Peyve A.A., Dokashenko S.A., Dobrolubov V.N.</i> The influence of active and passive mantle inhomogeneities on the accretion of oceanic crust in the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge in the transition zone between the Azores and Iceland plumes	205
<i>Sokolov S.Yu., Dobroliubova K.O., Turko N.N., Moroz E.A., Abramova A.S.</i> Geodynamic Genesis of Seabed Morphology in Madagascar Basin	208
<i>Sushchevskaya N.M., Dubinin E.P., Peyve A.A., Leitchenkov G.L., Shishkina T.A.</i> The magmatic evolution in Andrew Bain-Du Toit fracture zones and the seamounts of the Western Indian Ocean under changing geodynamic conditions	213
<i>S'edin V.T., Pletnev S.P., Sedysheva T.E.</i> Geological Stages of the evolution of the guyots of the Magellan seamounts (Pacific Ocean)	217
<i>Shaikhullina A.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A.</i> Structural zoning of northeastern part of the Indian Ocean by geophysical data	222
<i>Schreider A. A., Brehovskih A. L., Sazhneva A.E., Klyuev M.S.</i> Kinematics of the oceanic crust of the Amundsen Basin (Eurasian Basin) in the Cenozoic	224
<i>Romanko A.E., Imamverdiyev N.A., Vikentev I.V., Rashidi B., Heidari M., Savichev A.T., Dubensky A.S., Ermolaev B.V.,</i>	225

Poleshchuk A.V. On a tectonics, magmatism and hydrocarbons (HC, oil-gas) of the South Caspian Sea basin and adjacent structures, Middle East: some problems and constraints

**СИМПОЗИУМ
ИМ. Н.А. АЙБУЛАТОВА
«ГЕОЭКОЛОГИЯ, ЗАГРЯЗНЕНИЕ
МИРОВОГО ОКЕАНА, НОВЫЕ
МЕТОДЫ ЧЕТЫРЕХМЕРНОГО
МОНИТОРИНГА»**

***N.A. AIBULATOV MEMORIAL
SYMPOSIUM “GEOECOLOGY,
POLLUTION OF THE WORLD
OCEAN, NEW METHODS OF
FOUR-DIMENSIONAL
MONITORING”***

Буянова М.О.¹, Люшвин П.В.², Челидзе Н.С.³

(¹д.ю.н., проф. ВШЭ, e-mail: mobuianova@mail.ru, ²к.г.н., член РГО, РОС, независимый эксперт, e-mail: lushvin@mail.ru, ³независимый исследователь, e-mail: annache2907@gmail.com)

Биофизическое демпфирование уровня Каспийского моря–озера и регионального потепления климата в ЮФО

Buyanova M.O.¹, Lyushvin P.V.², Chelidze N.S.³

(¹D, prof. HSE, ²dg, RGO member, ROS, independent expert, ³independent researcher)

Biophysical damping of the Caspian Sea-lake level and regional climate warming in the Southern Federal District

Ключевые слова: камыш, волжский сток, дельта, уровень моря, испарение, пожары

Колебания уровня Каспийского моря до сих пор не поддаются прогнозированию. В этой работе предлагается демпфировать уровень моря-озера регулированием площадей зарослей камыша в дельте, что испаряют воду в разы интенсивнее, чем водная поверхность. Весной прошлогодний камыш страшно горит. При СССР велся промышленный покос камыша, в дельте почти не было пожаров.

Важность прогнозирования уровня Каспийского моря и его регулирование обусловлено хозяйственно значимыми изменениями уровня на десятки метров. Однако «никто еще не может дать гарантии в том, что понижение уровня не сменится его повышением» [1]. При падении уровня обнажаются десятки километров литорали. При регрессии все вновь скрывается под водой. Связаны эти колебания в основном с изменениями величин речного стока, >70% которого дает Волги, чей ежегодный сток $\approx 150\div 350$ км³. В индустриальную эпоху появились технические возможности регулирования сил природы, однако администраторы не могут определиться с базовым уровнем моря. В начале XX века для удобства добычи нефти засыпали бухту и построили дамбу у Баку. В 1952 г. с той же целью рассматривалась возможность осушки всего моря. Остановили эти планы лишь воды Арагви и Куры, что залили бы плодородные земли Грузии [2]. В 60–80 годы снижение уровня моря на 2÷3 м до –29 м представилось катастрофическим. Стали рассматриваться возможности переброски в Каспий вод северных рек. Начали в 1980 г. с отсечения дамбой от моря залива Кара-Богаз-Гол, что испарял до 10 км³/год. Но вскоре уровень стал непредсказуемо расти. В 1984 г. дамбу сначала частично, а в 1992 г. полностью взорвали [3]. Предваряли эти работы расчеты водного баланса моря, в которых приходная часть – речной сток и осадки. Расходная – испарение, фильтрация, грунтовое питание и геологические деформации чаши моря, их оценки не надежны. Невязки баланса списывают на не корректно учтенное испарение [4–6]. Например, спад уровня моря в 2001–2010 гг. относительно прошлого десятилетия на

16 см на фоне уменьшения среднегодового стока Волги на 19 км^3 воспринят как должное, испарение при этом не обсуждалось (рис. 1). Обмеление в 2011–2020 гг. на $\approx 77 \text{ см}$ при сокращении стока еще на 11 км^3 списано на рост испарения. Что сомнительно, так как площадь Северного Каспия сократилась на $\approx 10\%$, а всего моря – на $\approx 10 \div 15 \text{ тыс. км}^2$. Не было и благоприятной тепловой тенденции для роста испарения – в северокаспийском регионе средняя годовая температура воздуха в 2009–2020 гг. была на 1.8°C ниже, чем в 1996–2008 гг. [9]. Причина «рассогласований» динамики стока и уровня в учащении маловодий – в 1990–1999 и 2000–2009 гг. было по одному маловодному году и это не привело к значимому спаду уровня, в 2010–2019 гг. пять маловодий значимо сократили уровень моря.



Рисунок 1. Ход уровня моря в Махачкале, годового стока Волги и его тренд [7, 8].

В настоящей работе внимание уделено особенностям оценок испарения в дельте и нижней пойме Волги. В 1939 г. затраты на испарение в дельте оценивались в $\approx 5 \text{ км}^3$, причем считалось, что испарение в межень ниже, чем в паводок. В 1880 г. площадь дельты составляла $\approx 3 \text{ тыс. км}^2$, в дальнейшем, в связи с падением уровня моря ее площадь начала расти. К 2013 г. достигла $\approx 19 \text{ тыс. км}^2$, в настоящем $\approx 27 \text{ тыс. км}^2$. Соответственно увеличивалось и испарение, в многоводные годы до 20 км^3 [3, 10].

На всей прирастающей части дельты первым поселяется камыш. Густота стеблей в зарослях достигает 100 шт./ м^2 , высота до 6 м, скорость роста до 16 см/сутки [1, 11–13]. В СССР в надводной дельте шли заготовки тростника в качестве топлива, для строительства, животноводства, 5 камышпромхозов заготавливали до 180 тыс. т / год тростника для Астраханского целлюлозно-картонного комбината. За 30–40 лет эксплуатации запасы камыша сократились в 3 раза, на освободившихся от тростника площадях стали скашивать сено до 60 тыс. т / год [14, 15].

Что объединяет стабильность уровня Каспийского моря и тростник? Тростник увеличивает испарение за счет площади поверхности листьев.

«Экспериментальные лимнологические исследования в районе Берлина показали, что *эвапотранспирация* (испарение с воды + транспирация макрофитов) в августе достигает в зарослях тростника 18 мм слоя воды в сутки», физическое испарение с водной поверхности $\approx 2\div 3$ мм (рис. 2).

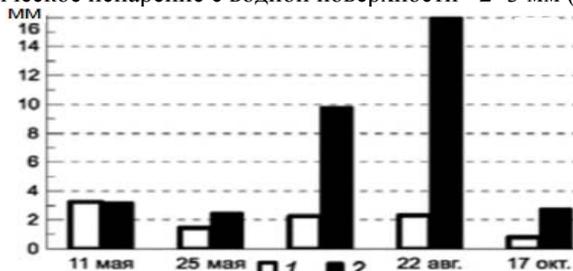


Рисунок 2. Интенсивности испарения с воды (1) и транспирации (2) в зарослях тростника в вегетационный период (по: Wetzel, R. G. Limnology. 2001) [16].

В летние месяцы $5\div 7$ тыс. км² болотных тростниковых угодий дельты (что составляет до $\approx 1.5\%$ от площади моря) испаряют в $5\div 9$ раз больше, чем открытая вода, т.е. с мая по сентябрь дополнительно испаряется $\approx 1\div 2$ м слой воды, что особенно губительно сказывается на выживаемости молоди рыб – мальки не успевают развиваться и скатиться из обсыхающей дельты. Замена тростника травой, песчаными или глинистыми отложениями, что не так интенсивно испаряют воду, обусловит попадание в море миллиардов т не испарившейся в дельте воды. При гипотетической уборке половины зарослей тростника с 2000 г., оставляя не тронутыми места массового размножения птиц и рыб, не было бы текущего метрового понижения уровня. В 50–80 годы, когда площадь дельты была в разы меньше и уровень моря был катастрофически низким, уборка тростника неожиданно сберегла до ≈ 0.5 м уровня, иначе бы могли начаться гигантские работы по переброске в Каспий вод северных рек, а в 80 годы, напротив, подъем уровня, в т.ч. связанный с покосом тростника, способствовал сносу недавно построенной дамбы, отсекавшей залив-испаритель Кара-Богаз-Гол от моря.

Усилия по ограничению зарослей тростника для уменьшения потерь влаги аналогичны одерновыванию валов и дамб вокруг обсыхающих озерильменей, что лишь неделями на дециметры затопливаются в половодье. Эти усилия дополняют расчистку рыбоходных каналов от излишек водноболотной растительности. Трамбующий тракторами тростник сократит испарение из почвы, оставит биогенные элементы на месте. Не скошенный тростник останется на мелководье, островках. Во всяком случае, для биоты в рамках Рамсарской конвенции есть Астраханский заповедник, чья площадь с 1919 г. увеличилась почти в 2.5 раза [17]. Из того, что ранее рыбы в дельте и Северном Каспии было больше, чем сегодня, хотя

площадь дельты была в разы меньше, следует, что площадь водно-болотной растительности не является определяющей для рыб, причина в не экологическом режиме работы каскада волжских ГЭС [18].

Имеется альтернативный австралийско-американский способ предотвращения высыхания озер. Их покрывают сплошной пленкой гексадеканола, уменьшающей испарение на 60–90% [19]. Однако это исключает ветровое перемешивание и должно обуславливать заморы?!

Кроме непосредственного влияния на испарение у камыша имеется и опосредованное влияние на региональный климат. А именно, в зарослях тростника характерна повышенная концентрация биогаза, что способствует разрастанию возгораний. Пища для огня – сухой прошлогодний камыш, что горит страшным, многометровым пламенем, мгновенно распространяющимся на большие расстояния. Ежегодно в дельте Волги выгорает до 500 тыс. га (очищение земли от сухостоя под пастбища [20]). Весенние пожары повышают температуру среды $\geq 3\div 5^\circ\text{C}$, что массово происходит в тростниковых зарослях дельт и пойм Волги, Терека и Дона. [21] Черный цвет гари также способствует росту температуры почв-среды. В СССР в дельте массовых пожаров не было – тростник косили.

Итак, для повышения уровня Каспийского моря на метры и предотвращения массовых пожаров в дельте Волги следует ограничить разрастание зарослей тростника в обсыхающих в межень пространствах (как делали в СССР; и, напротив, при повышении уровня свыше нормы – высаживать тростник). Если распространить покос тростника на водосборы Дона, Кубани, Терека и Самура (что составит вместе с нижней поймой и дельтой Волги свыше 100 тыс. км²), удастся увеличить подачу воды на орошение, сократить в разы число пожаров, чем регионально уменьшить текущее потепление климата в Южном Федеральном округе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шлямин Б.А. Каспийское море. Географгиз, 1954. 128 с. <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/geologia/kmore/bereg1.htm>.
2. Осушение Каспийского моря: самый амбициозный план Сталина. <https://weekend.rambler.ru/read/48669730-osushenie-kaspiyskogo-morya-samyu-ambitsioznyu-plan-stalina/>.
3. Изменения гидрологического режима Каспийского и Аральского морей <https://cyberpedia.su/13x146bf.html>.
4. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П. и др. Современные и сценарные изменения стока Волги и Дона. [sovremennye-i-stsenarnye-izmeneniya-stoka-vlgi-i-dona.pdf](https://www.sovremennye-i-stsenarnye-izmeneniya-stoka-vlgi-i-dona.pdf).
5. Иванов Е.Г., Исмаилов Г.Х. Оценка суммарных потерь речного стока в волго-ахтубинской пойме. <https://gigabaza.ru/doc/96095.html>.
6. Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. Оценка изменчивости экологического состояния Каспийского моря в текущем столетии по

- данным спутникового дистанционного зондирования // 2023
http://smiswww.iki.rssi.ru/files/seminar%20dzz/presentations/lavrova_18.05.pdf
7. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание. 1991–2021 гг. М., СПб.
 8. Фокин М.И. Речной сток Каспийского моря // Труды ВНИРО. 1959. Т. XXXVIII. С. 14–25.
 9. Бухарицин П.И. Климатические условия нижней Волги и северной части Каспийского моря за прошедший 24-й и наиболее вероятные изменения в начавшемся 25-м и следующим 26-м циклах солнечной активности. https://astrakhanzapoved.ru/wp-content/uploads/2022/02/Сборник-материалов-Круглого-стола-2021_compressed_compressed.pdf.
 10. Байдин С.С. // <http://www.caspianmonitoring.ru/wp-content/uploads/2018/08/BadinCC-gidrologija-delti-Volgi-Glav4.pdf>.
 11. Характеристика камыша // Зооинженерный факультет МСХА. <https://www.activestudy.info/xarakteristika-kamysha/>.
 12. Дельта Волги // 2018. https://en.wikipedia.org/wiki/Volga_Delta.
 13. Паньков В. <https://punkt-a.info/news/glavnoe/zapiski-astrakhanskogo-naturalista-trostrnik-kamysh-i-rogoz>.
 14. Плавающая камышекосилка // https://revolution.allbest.ru/manufacture/01154909_0.html.
 15. Бармин А.Н. Голуб В.Б. Поучительный урок результатов эксплуатации тростниковых зарослей в дельте реки Волги // Известия Самарского научного центра АН РФ. 2000. Т. 2. № 2. С. 295–299. <https://cyberleninka.ru/article/n/pouchitelnyy-urok-rezultatov-ekspluatatsii-trostrnikovyh-zarosley-v-delte-reki-volgi/viewer>.
 16. Испарение с водоемов // https://studme.org/209419/geografiya/isparenie_vodoyomov.
 17. Дельта Волги // 2019. <https://komanda-k.ru/Россия/дельта-волги>.
 18. Люшвин П.В. Регламентация работы ГЭС с целью исключения суточных попусков. Рыбохозяйственные проблемы строительства и эксплуатации плотин и пути их решения // М.: WWF Россия, 2010. С.93-100. <http://www.myshared.ru/slide/540235/>.
 19. Справочник химика 21. Химия и химическая технология // <https://www.chem21.info/info/1326987/>.
 20. Шамарданов Д. Тростник – дело тонкое // <https://damirsh.livejournal.com/1130806.html>.
 21. <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

Fluctuations in the level of the Caspian Sea are still not predictable. In this work, it is proposed to dampen the level of the sea-lake by regulating the areas of reeds in the delta, which evaporates water many times more intensively than the water surface. Last year's reeds burn terribly in the spring. Under the USSR, there was almost no industrial mowing of reeds in the delta.

Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х.
(ФИЦ «Якутский научный центр» СО РАН, Институт проблем нефти и газа СО
РАН, г. Якутск, e-mail: glyaz1408@mail.ru)

Изменение состава битумоидов донных осадков после разлива нефти в условиях криолитозоны

Glyaznetsova Yu.S., Zueva I.N., Chalaya O.N., Lifshits S.H.

(The Yakut Scientific Centre of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Institute of Oil and Gas Problems, SB of the RAS, Yakutsk)

Changes of bitumoids composition of bottom sediments after an oil spill in cryolithozone conditions

Ключевые слова: донные осадки, нефтезагрязнение, хлороформенный битумоид, углеводороды, аварийный разлив, криолитозона

В работе даны результаты многолетних исследований по изучению трансформации нефтяных углеводородов в донных осадках после аварийного разлива нефти на нефтепроводе на территории Якутии. По изменению химического состава битумоидов установлена постепенная деградация нефтяных углеводородов. Через 12 лет состав донных осадков соответствовал составу осадков фоновых участков.

На территории Республики Саха (Якутия) сосредоточены значительные природные ресурсы углеводородного сырья. Нефтегазовый сектор представлен 13 крупными компаниями, ведущими деятельность на территории Якутии [1]. Планируется разведка и включение в разработку новых месторождений, в перспективе включая и шельф Арктической зоны, а также создание нефтеперерабатывающей промышленности [2, 3]. Для эксплуатации трубопроводных систем, эксплуатируемых в условиях криолитозоны, определяющим внешним фактором являются низкие температуры атмосферного воздуха, которые ухудшают основные физико-механические свойства конструкционных материалов, повышают их склонность к разрушению, как потенциальному источнику возможных аварийных ситуаций. Воздействию от нефтяного загрязнения могут подвергаться реки, озера, ручьи. При попадании в воду нефть подвергается физическим, химическим, микробиологическим и механическим процессам, одним из которых является сорбция на взвешенных частицах и седиментация в донные осадки (ДО) [4, 5]. Адсорбируя нефтяные углеводороды (УВ), ДО ведут к уменьшению их содержания в воде, а при определенных условиях являются вторичным источником загрязнения воды. Процессы трансформации нефтяных УВ в ДО происходят при дефиците кислорода и поэтому протекают крайне медленно. В условиях криолитозоны, аккумулярованные осадками, нефтяные УВ могут долго оставаться источником загрязнения водоемов.

В работе представлены результаты исследований состава

хлороформенных битумоидов (ХБ) ДО водных объектов, подвергшихся загрязнению нефтью в результате крупномасштабной аварии на нефтепроводе «Талакан-Витим» (юго-западная Якутия) в 2006 г. Суммарный объем нефти, вылившейся из нефтепровода, составил 244,68 тонн. Из них около 173.20 тонн попало в озеро Талое, имеющего акваторию площадью 100 тыс. м². Нефтью были загрязнены поверхностные воды ручья Безымянный общей площадью 71650 м², реки Пеледуй с загрязнением ее водной поверхности пленкой нефти на протяжении 103 км [6]. Через три года после аварии нефтепровод больше не эксплуатировался. Вследствие этого вторичные источники нефтяного загрязнения были исключены. Материалом исследований послужили поверхностные ДО. Пробы отбирались по направлению распространения нефтяной пленки от места аварии в устье ручья Безымянный, впадающего в озеро Талое, в озере и в районе, где этот ручей вытекает из озера.

Из высушенных при комнатной температуре проб ДО ситованием выделяли фракцию 0.5 мм. Комплекс аналитических исследований включал: экстракцию органических веществ из проб ДО хлороформом, изучение структурно-группового состава ХБ методом ИК-Фурье спектроскопии на спектрометре «Protege 460» фирмы «Nicolet» в диапазоне волновых чисел 500-4000 см⁻¹; группового компонентного состава ХБ (содержание УВ, смол и асфальтенов) методом жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографии; индивидуального состава насыщенных УВ методом хромато-масс-спектрометрии на системе, включающей газовый хроматограф Agilent 6890, имеющий интерфейс с высокоэффективным масс-селективным детектором Agilent 5973N [6, 7].

Спустя год после аварии среднее содержание ХБ в ДО было очень высоким и составляло 107247 мг/кг (табл. 1).

Таблица 1. Геохимическая характеристика состава ХБ ДО

Параметры	Год				
	2007	2012	2015	2017	2021
Средний выход ХБ, мг/кг	107247	3168	4336	2705	5112
Среднее содержание УВ, мг/кг	73678	18363	918	305	291
УВ, %	58,33	45.88	20.61	11.89	12.62
Бензольные смолы, %	12.33	15.02	6.82	6.53	2.08
Спиртобензольные смолы, %	19.15	29.59	37.36	51.30	59.53
Асфальтены, %	15.42	9.51	34.97	30.28	26.25
$\sum \text{н.к.-nC}_{20} / \sum \text{nC}_{21-\text{к.к.}}$	1.45	0.07	0.06	0.06	0.01
СРІ	1.08	6.39	8.04	8.18	8.62
Pr/Ph	0.71	0.83	0.90	1.28	1.30
Pr+Ph/nC ₁₇ +nC ₁₈	1.46	3.54	3.66	1.47	1.42

Следует отметить, что выход ХБ увеличивался по направлению движения нефтяной пленки, максимальное содержание ХБ было

зафиксировано в осадках ручья, вытекающего из озера (рис. 1). Это может быть связано с установкой в этом месте бонов в период ликвидации разлива, что вызвало скопление нефти, увеличение толщины нефтяной пленки и площади загрязнения. Такая же тенденция наблюдалась в последующие годы. В целом средний выход ХБ по годам наблюдений снизился до 2705 мг/кг к 2017 г. (табл. 1). К 2021 г. содержание ХБ увеличилось в 2 раза по сравнению с 2017 г., но было в 20 раз ниже исходной концентрации. Увеличение содержания ХБ в отсутствие новых разливов, по-видимому, связано с накоплением органического вещества, которое могло поступать с береговых почв во время весеннего паводка.

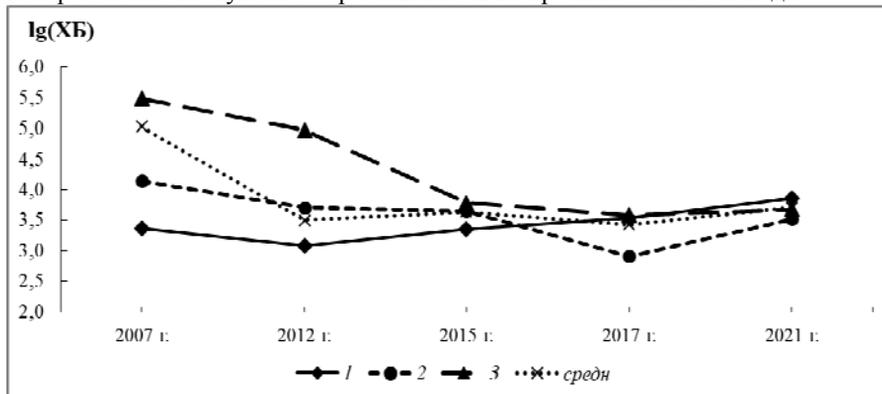


Рисунок 1. Динамика содержания ХБ в ДО: устье ручья Безымянный, впадающего в оз. Талое (1), в озере (2) и в районе, где ручей Безымянный вытекает из озера (3).

Структурно-групповой состав ХБ в течение рассматриваемого периода наблюдений изменился в сторону увеличения кислородсодержащих групп и связей, на что указывает увеличение относительных коэффициентов поглощения карбонильных групп (D'_{1700} , D'_{1740}), эфирных связей (D'_{1170}) и гидроксильных соединений (D'_{3300}) в ИК-спектрах ХБ (рис. 2). Появление полосы поглощения карбонильных групп в области 1740 см^{-1} и гидроксильных групп в области 3300 см^{-1} установлено через 10 лет после разлива, что указывает о происходящих процессах биохимического окисления нефтяных УВ. Присутствие поглощения в этих спектральных областях свойственно ДО чистых незагрязненных водоемов.

Групповой состав ХБ ДО со временем изменился в сторону уменьшения углеводородных и увеличения асфальтово-смолистых компонентов (табл. 1). При трансформации нефти в водоеме происходит накопление смолистых компонентов, которые вследствие увеличения молекулярного веса оседают на дно и сорбируются осадками [5]. Было установлено, что среднее содержание спиртобензольных смол и асфальтенов увеличивается

за счет процессов биodeградации нефтяных УВ, а также остаточного накопления.

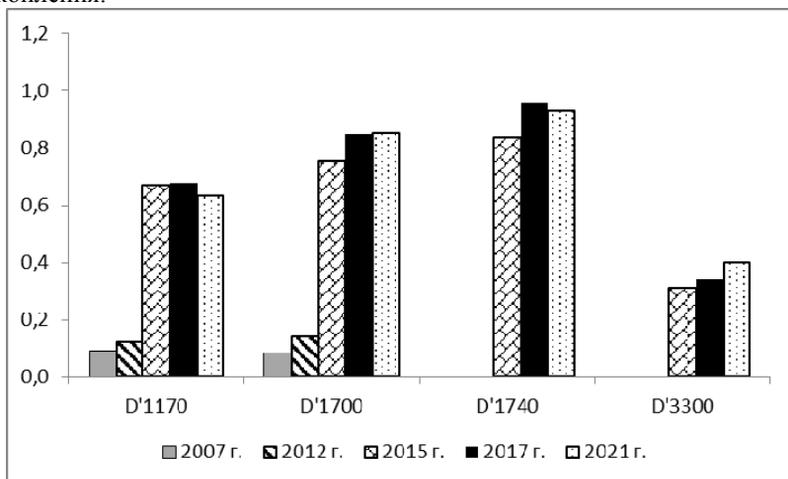


Рисунок 2. Изменение относительных коэффициентов поглощения кислородсодержащих групп в ИК-спектрах ХБ.

Изменение индивидуального состава насыщенных УВ по данным хромато-масс-спектрометрии выражается в уменьшении содержания относительно низкомолекулярных n-алканов, увеличении СРІ (отношения n-алканов с нечетным числом атомов углерода в молекуле к n-алканам с четным числом) (табл. 1). На наличие нефтяных УВ в ДО в первые 10 лет наблюдений указывало отношение пристана к фитану (Pr/Ph), которое до 2015 г. было меньше единицы. Соотношение Pr+Ph/nC₁₇+nC₁₈ используется как показатель биodeградации нефтезагрязнения [5–7]. Его увеличение с 1.46 в 2007 г. до 3.66 в 2015 г. свидетельствует о биodeградации нефтяных УВ. Уменьшение этого показателя до 1.42 в 2021 г. и особенности распределения насыщенных УВ характерно для нативного органического вещества ДО.

Таким образом, в период с 2007 г. по 2015 г. в динамике изменения химического состава загрязнения значительную роль играли процессы биodeградации загрязнения. К 2017 г. при отсутствии новых разливов нефти состав ДО находился в стабильном состоянии и соответствовал нативному органическому веществу ДО, для которого характерно наличие соединений, типичных для липидов высших растений (n-алканы в высокомолекулярной области на nC₂₃-nC₃₃ со значительным преобладанием нечетных УВ, кислородсодержащие соединения, спирты, кислоты и эфиры).

Работа выполнена в рамках Госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (122011200369-1) с использованием научного оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН в рамках проекта 13.ЦКП.21.0016

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2021 году / Правительство Республики Саха (Якутия), Министерство экологии, природопользования и лесного хозяйства Республики Саха (Якутия), 2022. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://minpriroda.sakha.gov.ru>
2. Гуков А.Ю. Угрозы прибрежным экосистемам при освоении арктических шельфовых месторождений // Арктика. XXI век. Естественные науки. 2016. № 1(4). С. 10–14.
3. Петров Н.А., Ефимов В.М., Алексеев Н.Н., Ситников В.С. Состояние и основные задачи инновационного развития нефтегазового комплекса Республики Саха (Якутия) // Наука и образование. 2012. № 1. С. 35–39.
4. Гольдберг В.М., Зверев В.П., Арбузов А.И. и др. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия. М.: Недра, 2001. 94 с.
5. Немировская И.А. Углеводороды в океане. М.: Научный Мир, 2004. 328 с.
6. Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Зуева И.Н. Мониторинг состояния нефтезагрязненных почв криолитозоны // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIX. 2018. № 4. С. 111–128. DOI:10.21513/0207-2564-2018-4-111-128.
7. Lifshits S., Glyaznetsova Y., Erofeevskaya L., et al. Effect of oil pollution on the ecological condition of soils and bottom sediments of the arctic region (Yakutia) // Environ. Pol. 2021. V. 288. 117680. DOI: 10.1016/j.envpol.2021.117680

The paper presents the results of long-term studies on the transformation of petroleum hydrocarbons in bottom sediments after an accidental oil spill on an oil pipeline in Yakutia. Gradual degradation of petroleum hydrocarbons was established by changes in the chemical composition of bitumoids. After 12 years, bottom sediment composition was consistent with that of the background sites.

Глязнецова Ю.С.¹, Немировская И.А.²

(¹ФИЦ «Якутский научный центр» СО РАН, Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, e-mail: glyaz1408@mail.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: nemir44@mail.ru)

Трансформация углеводородов в осадках Норило-Пясинской водной системы после аварийного разлива дизельного топлива в Норильске

Glyaznetsova Yu.S.¹, Nemirovskaya I.A.²

Transformation of hydrocarbons in the sediments of the Norilo-Pyasinsky water system after an accidental diesel spill in Norilsk

(¹The Yakut Scientific Centre of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Institute of Oil and Gas Problems, SB of the RAS, Yakutsk, ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Ключевые слова: аварийный разлив, дизельное топливо, донные осадки, углеводороды, алканы, полициклические ароматические углеводороды

Через год (июль 2021 г.) после аварийного разлива дизельного топлива (ДТ) в Норильске концентрации углеводородов (УВ) в донных осадках Норило-Пясинской водной системы снизились, но в среднем по районам уменьшались в той же последовательности (мкг/г), как и в 2020 г: устье р. Амбарная (835, $\sigma=1788$) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (306, $\sigma=273$) > р. Пясино (23, $\sigma=20$). > оз. Пясино (12, $\sigma=8$). Снижение концентраций произошло за счет деградации низкомолекулярных УВ.

29 мая 2020 г. на ТЭЦ-3 в районе Кайеркан г. Норильска произошла разгерметизация бака, где хранилось резервное дизельное топливо (ДТ), принадлежащее Норильско-Таймырской энергетической компании. Считается, что причина аварии – упущения в проектировании и недостатки при строительстве основания резервуара, из-за которых произошло внезапное проседание свай при таянии вечной мерзлоты. Наружу вылилось около 20 тыс. м³ (17 тыс. т) ДТ. При этом 6000 т попало в грунт, остальные – в систему водотоков: руч. Безымянный и в реки Далдыкан и Амбарная, притоки, питающие оз. Пясино (рис. 1).

Наши исследования донных осадков, проведенные через два месяца после разлива в рамках Большой Норильской экспедиции (с 29 июля по 13 августа 2020 г.), установили, что ДТ распространилось по речному стоку на 31 км и практически не попало в оз. Пясино и тем более в Карское море. Загрязнение было сконцентрировано на участках от руч. Безымянного и р. Далдыкан до устья р. Амбарная. В оз. Пясино и в р. Пясино концентрации УВ в донных осадках были в среднем почти в 70 раз ниже (21 мкг/г).

Для изучения влияния разлива на экологическое состояние Норило-

Пясинской водной системы (НПВС) летом 2021 г. исследования донных осадков были продолжены с целью определения изменений в содержании и составе органических соединений, в том числе УВ через год после разлива.

Пробы донных осадков старались отбирать в тех же координатах, что и в 2020 г. (рис. 1), используя специальную трубку, позволяющую получать не только поверхностный слой 0–5 см, но и колонки осадков.

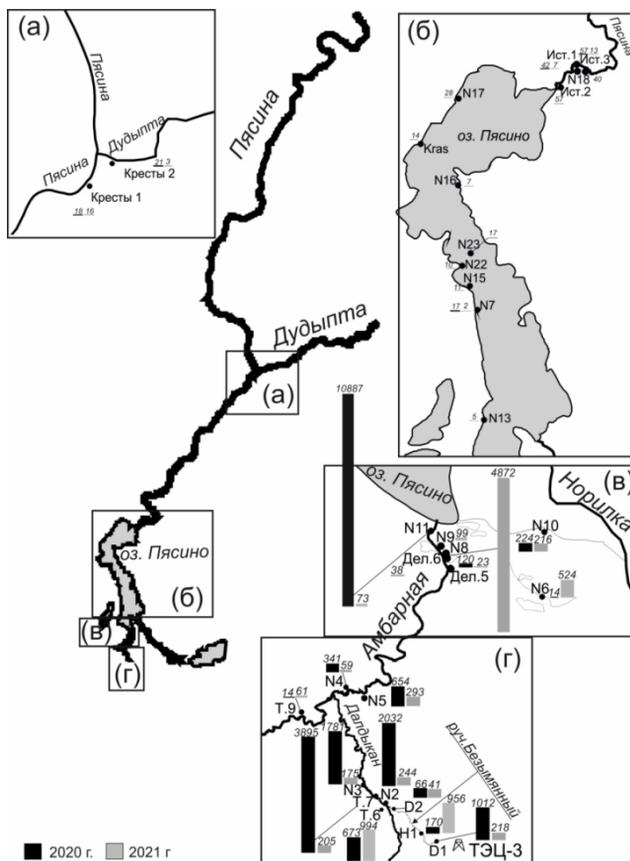


Рисунок 1. Карта-схема территории отбора проб в НПВС и концентрации УВ (столбцы, мкг/г) в донных осадках через 2 месяца (2020 г.) и через год (2021 г.) после аварийного разлива ДТ.

Комплекс аналитических исследований включал: изучение структурно-группового состава хлороформленного битумоида (ХБ) методом ИК-Фурье спектроскопии; определение содержания C_{org} – методом сухого сжигания; определение состава алканов – методом хромато-масс-спектрометрии,

концентраций полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) – флуоресцентным методом, а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии.

В 2021 г. маршрут экспедиции включал четыре ключевых участка (рис. 1): первый – руч. Безымянный (от места аварии до устья) – р. Далдыкан – р. Амбарная; второй – устье р. Амбарная до впадения в оз. Пясино; третий – оз. Пясино; четвертый – р. Пясино (от истока до района слияния с р. Дудыпта).

На первом участке содержание ХБ в поверхностном слое изменялось от 129 до 6301 мкг/г, в среднем лишь незначительно уменьшилось по сравнению с 2020 г.: с 1617 до 1494 мкг/г. При этом практически на всех станциях произошло уменьшение количества УВ в составе ХБ по сравнению с 2020 г.: с 47.4 до 27.3%. Исключение установлено на фоновой незагрязненной ст. Т9. В донных осадках второго участка, в устьевой области р. Амбарная, как в 2020 г., так и в 2021 г. наблюдались наиболее высокие концентрации ХБ. Тем не менее, в 2021 г. их содержание в среднем уменьшилось в 1.8 раз с 2221 до 1232 мкг/г, так же как количество УВ – с 62.4 до 42.9 % (в 1.5 раза). Последнее вызвало увеличение бензольных и спиртобензольных смол. В меньшей степени произошло изменение относительного количества асфальтенов.

Средние концентрации алифатических УВ, которые считаются нефтяными, в зависимости от участка уменьшались в последовательности (мкг/г): устье р. Амбарная (835, $\sigma=1788$) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (306, $\sigma=273$) > р. Пясино (23, $\sigma=20$) > оз. Пясино (12, $\sigma=8$). Столь высокие значения стандартного отклонения (σ) обусловлены неравномерным аккумулярованием загрязнения осадками разного гранулометрического типа, определяющего их разные сорбционные свойства.

Состав алканов различался как для разных участков, так и по сравнению с 2020 г. На первом и втором участках в донных осадках содержание н-алканов было значительно ниже (в среднем 51–63%), чем третьем и четвертом, так как в их составе доминировали легкие гомологи. Напротив, в оз. Пясино и в р. Пясино: н-алканы составляли 87–90 % от суммы, но в их составе доминировали высокомолекулярные нечетные гомологи C_{25} – C_{29} . На ст. N11, где содержание УВ уменьшилось в 149 раз, по сравнению с 2020 г. в составе алканов доминировали аллохтонные наиболее устойчивые нечетные гомологи н- C_{23} – C_{29} (рис. 2б). Концентрации ПАУ в донных осадках в 2021 г. изменялись от аналитического нуля до 1027 нг/г, то есть в меньшем интервале, чем в 2020 г., когда максимальная величина составила 3865 нг/г. В составе ПАУ на первом и втором участках, наряду с наиболее распространенным в природе фенантеном, доминировал 2-метилнафталин – маркер нефтяного генезиса полиаренов.

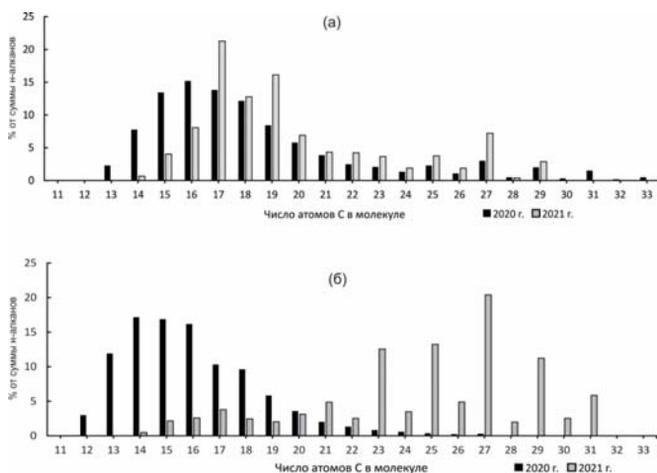


Рисунок 2. Состав алканов в поверхностном слое донных осадках на станциях N5 (а) и N11(б) в 2020 и в 2021 гг. Расположение станций приведено на рис. 1.

В осадочной толще устья р. Амбарная (ст. N10) увеличение концентрации УВ приурочено к гор. 30–35 см, где количество н-алканов уменьшилось до 19.5%, а изопреноидов наоборот возросло до 53%. Концентрации ПАУ от поверхности к гор. 30–35 см увеличились практически в 2 раза: от 424 до 862 нг/г. В составе ПАУ в толще осадка произошел рост содержания 2-МеНАФ (от 56 до 283 нг/г). В меньшей степени увеличились концентрации ФЕН (от 88 до 154 нг/г), ФЛТ (от 31 до 66 нг/г), ПР (от 20 до 30 нг/г) и ХР (от 11 до 13 нг/г), а содержание БАП уменьшились с 10 до 5 нг/г так же, как ИНП (с 7 до 5 нг/г).

Таким образом, через год после разлива, несмотря на низкие арктические температуры, изменились не только концентрации органических соединений в донных осадках, но и групповой компонентный состав ХБ, так как уменьшилось количество УВ, и увеличились смолистые компоненты.

Смолы и асфальтены малодоступны процессам биodeградации, метаболизм этих соединений происходит медленно, иногда десятки лет. Концентрации УВ в составе ХБ на первом и втором участках НПВС (в среднем 27.3 и 42.9 % соответственно) оставалось более высокими, чем в оз. Пясино и в р. Пясино (в среднем 13.0 и 16.8 % соответственно). Кроме того, последовательность в распределении средних концентраций УВ (в пересчете на сухой вес) в поверхностных донных осадках в 2021 г. сохранилась, и так же, как в 2020 г., наиболее высокие их величины установлены в районе аварийного разлива: в ручье Безымянном и в реках Амбарной и Далдыкан. При этом в устье р. Амбарной средние

концентрации в 2021 г. снизились почти в 2 раза, а на участке руч. Безымянный–р. Далдыкан–р. Амбарная в 2,3 раза. Однако, как и раньше, максимум в содержании УВ в 2021 г. наблюдался в устье р. Амбарной на ст. №8 – 4872 мкг/г (рис. 1), 13.8% в составе $C_{орг}$ в акватории постановления в 2020 г. боновых заградений. При фоновом содержании УВ в илистых донных осадках 50 мкг/г, на первом участке их концентрации превышают фон в 6 раз, а на втором – в 19 раз.

Примечательно, что в 2020 и 2021 гг. в осадках оз. Пясины (19 и 12 мкг/г, соответственно) и в р. Пясины (23 и 27 мкг/г, соответственно) концентрации УВ в поверхностном слое практически остались на одном уровне. Необходимо учитывать, что в этом районе природный углеводородный фон в донных осадках повышен, так как здесь известны крупные угольные месторождения, а также нефтепроявления. При этом в составе $C_{орг}$ доля УВ не превышала 1%, что характерно для природных соединений.

Для загрязненных ДТ осадков первого и второго участков микробная деградация n-алканов привела к росту четных гомологов в низкомолекулярной области. Напротив, в большинстве проб оз. Пясины и в р. Пясины в составе алканов преобладали нечетные наиболее устойчивые аллохтонные гомологи n-C₂₅–n-C₂₉. В толще осадков первого и второго участков повышенное количество алифатических УВ и ПАУ приурочено к нижним горизонтам. Возможно ДТ просочилось на глубину (за счет миграции и перераспределения), а также могло быть погребено паводком 2021 г. Кроме того более высокие величины, в осадочной толще могут возникать из-за привноса органических веществ с заболоченных участков и пойменных озер. В результате состав n-алканов в глубинных горизонтах оказывался более «биогенным», так как увеличивается количество низкомолекулярных гомологов (в частности n-C₁₆).

Источник финансирования. Результаты работы получены в рамках Госзадания Министерства науки и высшего образования РФ №122011200369-1 с использованием научного оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН в рамках гранта №13.ЦКП.21.0016, экспедиции проведены при финансовой поддержке АО «НТЭК» и СО РАН; анализы – за счет госзадания Минобрнауки России (тема № FMWE-2021-0015), подготовка к публикации – при поддержке РФФ (проект 19-17-00234-П).

One year after the emergency diesel fuel spill in Norilsk, hydrocarbon concentrations in bottom sediments of the Norilo-Pyasinsky water system decreased. But on average in the areas they decreased in the same sequence ($\mu\text{g/g}$) as in 2020: the mouth of the Ambarnaya R. (835, $\sigma=1788$) > Bezymyanny Cr. – the Daldykan R. – the Ambarnaya R. (306, $\sigma=273$) > Pyasina R. (23, $\sigma=20$) > Lake Pyasino (12, $\sigma=8$). Concentrations decreased due to degradation of low molecular weight hydrocarbons.

**Иванова В.А.¹, Ванштейн Б.Г.¹, Трофимова Н.Е.¹,
Жамойда В.А.², Неевин И.А.²**

(¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, e-mail: vanshbor@mail.ru; ²ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург)

Эмиссия метана и углекислого газа при разложении органического вещества в современных донных осадках Финского залива

Ivanova V.A.¹, Vanshtein B.G.¹, Trofimova N.E.¹, Zhamoida V.A.², Neevin I.A.²

(¹FSBI “Academician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean”, St. Petersburg; ²FSBI “A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute”)

Methane and carbon dioxide emissions as result of decomposition of organic matter in modern bottom sediments of the Gulf of Finland

Ключевые слова: осадки, разложение органики, углекислый газ, Финский залив

Приведены результаты исследований распределения $C_{орг}$ по разрезу колонок голоценовых илов с последующим оценкой эмиссии объемов углекислого газа в морскую воду и атмосферу, образующегося при разложении органического вещества.

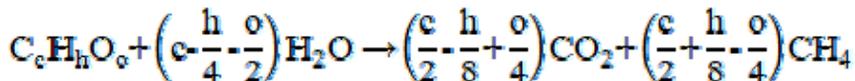
В Российской части Финского залива широко развиты поля устойчивого накопления голоценовых илов с высоким (более 5%) содержанием органического вещества. Общая площадь выходов голоценовых илов на поверхность морского дна Финского залива составляет 4663 км².

В контексте современных климатических изменений наибольший интерес представляет эмиссия парниковых газов, в частности углекислого газа при разложении органического вещества, что предусматривает необходимость оценки ежегодной поставки углекислого газа в атмосферу. Для решения поставленной задачи необходимо знать как минимум два параметра: скорость разложения органического вещества в донных осадках и механизм разложения органики с определением объема выделяемых газов, в частности, углекислого газа.

Для определения скорости разложения органики могут быть использованы результаты опробования донных осадков гравитационной трубкой с последующим определением содержаний $C_{орг}$ по интервалам опробования. В пределах голоценовых илов Финского залива расчет скорости разложения органики проводилась по результатам исследования

распределения содержаний $C_{орг}$ в восьми кернах, отобранных гравитационной трубкой. При этом скорость осадконакопления по данным [1] составляет 0.51 см/год.

Механизм разложения органики может быть описан уравнением Бассвела [2]:



Используя уравнение (1) можно рассчитать теоретические объемы метана и углекислого газа, которые образуются при полной конверсии ОВ, содержащегося в 1 м³ осадка. Принимаем соотношения Н/С = 1.25 и О/С = 0.12, плотность осадка – 1.87 т/м³ и находим массу органического вещества (mOB) на 1 м³ осадка по формуле:

$$mOB = \frac{TOC \cdot \rho_{ос}}{12,0096 \cdot 100} \cdot (12,0096 + 1,008 \cdot a + 15,999 \cdot b), \text{ г}$$

где 12.0096, 1.008 и 15.999 – атомные веса углерода, водорода и кислорода соответственно;

a и b – соотношения Н/С и О/С соответственно;

$\rho_{ос}$ – плотность осадка, г/м³.

Объемы углекислого газа на 1 м³ (удельный объем углекислого газа V_{CO_2}) и метана (удельный объем метана V_{CH_4}) при полном разложении ОВ при нормальных условиях (н.у.) по формулам:

$$V_{CO_2} = \frac{22,4 \cdot mOB \cdot \left(\frac{c}{2} - \frac{h}{8} + \frac{o}{4} \right)}{1000 \cdot (12,0096c + 1,008h + 15,999o)}, \text{ м}^3$$

$$V_{CH_4} = \frac{22,4 \cdot mOB \cdot \left(\frac{c}{2} + \frac{h}{8} - \frac{o}{4} \right)}{1000 \cdot (12,0096c + 1,008h + 15,999o)}, \text{ м}^3$$

где 22.4 – молярный объем газа при н.у.; c, h и o – индексы в формуле $C_c H_h O_o$ в уравнении Бассвела.

Для перевода удельного объема при других температуре и давлении используют уравнение Менделеева-Клапейрона.

В табл. 1 приведены данные расчетов V_{CH_4} и V_{CO_2} при н.у. и

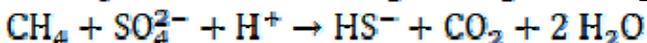
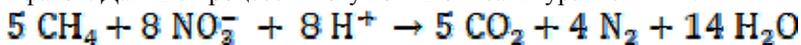
стандартных условиях (ст.у.).

Таблица 1. Вариации содержаний $C_{орг}$ и соответствующие им удельные объемы углекислого газа (CO_2) и метана (CH_4)

Номер трубки	Интервал	$C_{орг}$, %	VCH_4 н.у., M^3/M^3 осадка	VCH_4 ст.у., M^3/M^3 осадка	VCO_2 н.у., M^3/M^3 осадка	VCO_2 ст.у., M^3/M^3 осадка
17-ГГ-2Т	55–56	0.09	1.97	2.15	1.17	1.28
	30–31					
17-КРГ-1	40–41	0.94	20.53	22.41	12.25	13.38
	5–6					
17-КРГ-3	15–16	0.58	12.67	13.83	7.56	8.25
	0–1					
17-ГГ-2Т	133–134.3	1.74	38.01	41.49	22.68	24.76
	60–61					
18-GG-21	90–91	0.54	11.80	12.88	7.04	7.68
	65–66					
18-МІ-1Т	35–36	2.10	45.87	50.07	27.38	29.88
	30–31					
18-МІ-2Т	105–106	12.58	274.78	299.95	163.99	179.01
	5–6					
АБП-43076	144–145	1.52	33.20	36.24	19.81	21.63
	124–125					
	85–86	1.86	40.63	44.35	24.25	26.47
	10–11					
Поверхностные илы (0–5 см)						
Распространенность		$C_{орг}$, %	VCH_4 н.у., M^3/M^3 осадка	VCH_4 ст.у., M^3/M^3 осадка	VCO_2 н.у., M^3/M^3 осадка	VCO_2 ст.у., M^3/M^3 осадка
41.66%		0.22	4.81	5.25	2.87	3.13
12.5%		1.06	23.15	25.27	13.82	15.08
27.08%		1.96	42.1	46.73	25.55	27.89
18.75%		3.63	79.29	86.55	47.32	51.65

В табл. 1 также приведены данные по результатам исследований современных (поверхностных) илов, отобранных в интервале 0–5 см из боксера.

При этом образующийся метан в морских и пресноводных отложениях частично окисляется в анаэробных условиях в присутствии нитритов и сульфатов. Данные процессы могут быть описаны уравнениями:



На основании уравнений реакции (коэффициенты в уравнении перед метаном и углекислым газом одинаковые в обоих уравнениях) и закона Авогадро получаем, что при полном окислении $1 \text{ м}^3 \text{ CH}_4$ образуется $1 \text{ м}^3 \text{ CO}_2$ при н.у.

Таким образом, можно сделать вывод, что при анаэробном окислении метана образуется равный объем углекислого газа, независимо от участвующей в этом процессе сульфо- или нитро-группы. Подсчитано, что около 80% образующегося из морских отложений метана окисляется анаэробно [3].

В таблице 2 приведены данные расчетов удельных объемов метана ($V\text{CH}_{4\text{аом}}$), расходующиеся в результате анаэробного окисления (АОМ), и объемы образующегося при этом углекислого газа ($V\text{CO}_{2\text{аом}}$) в н.у. и ст.у.

Таблица 2. Объемы метана, расходующиеся в результате анаэробного окисления, и объемы образующегося при этом углекислого газа

Номер трубки	Интервал	$V\text{CH}_4$ аом. = $V\text{CO}_2$ аом н.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка	$V\text{CH}_4$ аом. = $V\text{CO}_2$ аом ст.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка	$V_{\text{сумм}}$ CO_2 н.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка	$V_{\text{сумм}}$ CO_2 ст.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка	$V_{\text{сумм}}$ CH_4 н.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка	$V_{\text{сумм}}$ CH_4 ст.у., $\text{м}^3/\text{м}^3$ осадка																																																																									
17-ГГ-2Т	55–56	1.56	1.72	2.73	3.00	0.39	0.43																																																																									
	30–31							17-КРГ-1	40–41	16.42	17.93	28.67	31.31	4.11	4.48	5–6	17-КРГ-3	15–16	10.14	11.06	17.70	19.31	2.53	3.77	0–1	17-ГГ-2Т	133–134,3	30.41	33.19	53.09	57.95	7.60	8.30	60–61	90–91	18-GG-21	90–91	9.44	10.30	16.48	17.98	2.36	2.58	65–66	18-МІ-1Т	35–36	36.70	40.06	64.08	69.94	9.17	10.01	30–31	18-МІ-2Т	105–106	219.82	239.96	383.81	418.97	54.96	59.99	5–6	АБП-43076	144–145	26.56	28.99	46.37	50.62	6.64	7.25	124–125	85–86	32.50	35.48	56.75	61.95	8.13	8.87	10–11	Поверхностные илы (0–5 см)
17-КРГ-1	40–41	16.42	17.93	28.67	31.31	4.11	4.48																																																																									
	5–6							17-КРГ-3	15–16	10.14	11.06	17.70	19.31	2.53	3.77	0–1	17-ГГ-2Т	133–134,3	30.41	33.19	53.09	57.95	7.60	8.30	60–61		90–91							18-GG-21	90–91	9.44	10.30	16.48	17.98	2.36	2.58	65–66	18-МІ-1Т	35–36	36.70	40.06	64.08	69.94	9.17	10.01	30–31	18-МІ-2Т	105–106	219.82	239.96	383.81	418.97	54.96	59.99	5–6	АБП-43076	144–145		26.56	28.99	46.37	50.62	6.64	7.25	124–125	85–86	32.50	35.48	56.75	61.95	8.13	8.87	10–11	Поверхностные илы (0–5 см)	
17-КРГ-3	15–16	10.14	11.06	17.70	19.31	2.53	3.77																																																																									
	0–1							17-ГГ-2Т	133–134,3	30.41	33.19	53.09	57.95	7.60	8.30	60–61		90–91							18-GG-21	90–91	9.44	10.30	16.48	17.98	2.36	2.58	65–66	18-МІ-1Т	35–36	36.70	40.06	64.08	69.94	9.17	10.01	30–31	18-МІ-2Т	105–106	219.82	239.96	383.81	418.97	54.96	59.99	5–6	АБП-43076	144–145	26.56	28.99	46.37	50.62	6.64	7.25	124–125		85–86	32.50	35.48	56.75	61.95	8.13	8.87	10–11	Поверхностные илы (0–5 см)										
17-ГГ-2Т	133–134,3	30.41	33.19	53.09	57.95	7.60	8.30																																																																									
	60–61																																																																															
	90–91																																																																															
18-GG-21	90–91	9.44	10.30	16.48	17.98	2.36	2.58																																																																									
	65–66																																																																															
18-МІ-1Т	35–36	36.70	40.06	64.08	69.94	9.17	10.01																																																																									
	30–31																																																																															
18-МІ-2Т	105–106	219.82	239.96	383.81	418.97	54.96	59.99																																																																									
	5–6																																																																															
АБП-43076	144–145	26.56	28.99	46.37	50.62	6.64	7.25																																																																									
	124–125																																																																															
	85–86	32.50	35.48	56.75	61.95	8.13	8.87																																																																									
	10–11																																																																															
Поверхностные илы (0–5 см)																																																																																

Распространенность	$V_{CH_4}^{aom.} = V_{CO_2}^{aom.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка	$V_{CH_4}^{aom.} = V_{CO_2}^{aom.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка	$V_{сумм} CO_2^{н.у.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка	$V_{сумм} CO_2^{ст.у.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка	$V_{сумм} CH_4^{н.у.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка	$V_{сумм} CH_4^{ст.у.}$ $\frac{м^3}{M^3}$ осадка
41.66%	3.85	4.20	6.72	7.33	0.96	1.05
12.5%	18.52	20.22	32.34	35.30	23.15	5.05
27.08%	33.68	37.38	59.23	65.27	8.42	9.35
18.75%	63.43	69.24	110.75	120.89	15.86	17.31

Полученные данные суммарных объемов углекислого газа с учетом скорости осадконакопления позволяет рассчитать среднее значение поступление углекислого газа в атмосферу, которое составляет $0.18 \frac{м^3}{M^3}$ осадка в год (при н.у.). В тоже время, учитывая площадь распространения голоценовых илов в Финском заливе объем ежегодной поставки углекислого газа в атмосферу составит 11 млн. $\frac{м^3}{год}$ (при ст.у.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Prishchepenko D.V., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Sergeev A. Yu., F.A. Leontev, Grigoriev A.G., Neevin I.A., Budanov L.M., Kovaleva O.A. Main trends and results of 300-years anthropogenic impact on the geological environment and ecosystem of the Eastern Gulf of Finland // Continental Shelf Research. 2023. V. 265.
2. Haeseler F., Behar F. Methanogenesis: A Part of the Carbon Cycle with Implication for Unconventional Biogenic Gas Resources // AAPG Hedberg conference «Natural Gas Geochemistry: Recent Developments, Applications, And Technologies», 2011.
3. Reebough W.S. Oceanic Methane Biogeochemistry // Chemical Reviews, 2007.

The data on TOC distribution along the section of Holocene silt columns are presented, followed by estimation of carbon dioxide emission (formed during decomposition of organic matter) to sea water and atmosphere

Коновалов Ю.И., Курносков В.Б., Лучшева Л.Н.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: gin@ginras.ru)

Распределение концентраций ртути и ее термоформ в разрезе скважины HSDP2, о. Гавайи

Konovalev Yu.I., Kurnosov V.B., Luchsheva L.N.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Distribution of the mercury concentrations and its thermofoms in the section of the HSDP2 sites, Hawaii Island

Ключевые слова: ртуть, термоформы, базальты, HSDP2, о. Гавайи

Изучено распределение концентраций ртути и ее термоформ в магматическом разрезе скважины HSDP2 на о. Гавайи, пробуренных в 1993–2007 гг. Установлено широкое развитие высокотемпературных форм ртути в интервале разреза ниже 1900 м, сложенного преимущественно глубоководными пиллоу-лавами и гиалокластитами.

По проекту HSDP была пробурена скважина HSDP2 (рис. 1) глубиной 3520 м, с помощью которой опробованы лавы двух вулканов: Мауна Кеа (МК) и Мауна Лоа (МЛ) [1, 2]. В разрезе этой скважины выделено четыре зоны: Мауна Лоа (МЛ) субаэральная (глубина 0–246 м), Мауна-Кеа (МК) субаэральная (глубина 246–1079 м), субмаринная мелководная (глубина 1079–1984 м) и субмаринная глубоководная (глубина 1984–3520 м).

Субаэральные разрезы обоих вулканов практически нацело состоят из лав толеитовых базальтов с незначительным участием тонких прослоев вулканогенно-осадочных пород (рис. 2). Считается, что субаэральный разрез МЛ сформировался в течение последних 100 тыс. лет, а накопление субаэральных толеитовых лав МК происходило 86 тыс. лет [3].

Подводный разрез зоны МК разделен на верхнюю толщу (1079–1984 м) с преобладанием в ней (~82%) гиалокластитов и отсутствием подушечных лав и нижнюю толщу (ниже 1984 м) с заметным преобладанием (61%) подушечных лав относительно гиалокластитов. Кроме того, здесь отмечено значительное уменьшение везикулярности и увеличение плотности лавы. Границей мелководной и глубоководной частей разреза служит толща песчаников мощностью 8 м. К ней приурочено появление первых интрузивных пород [4, 5].

Экстраполяция имеющихся возрастов лав из субаэральных потоков дает оценочный возраст ~ 400 тыс. лет для низов подводного разреза МК [3]. В разрезе подробно изучена петрография и геохимия пород [1, 2, 6, 7]. Многие геохимические данные, особенно изотопные, свидетельствуют о том, что самые древние лавы вулкана Мауна Кеа соответствуют времени, когда вулкан находился ближе всего к центру плюма [8].

Предельный возраст отложений МК (400–600 т.л.) фиксирует

финальную стадию развития данной вулканической структуры уже на краю плюма. При этом современная и суперактивная в настоящее время вулканическая структура Килауэа (Ки) приурочена, по-видимому, к центральной части плюма. Расстояние, пройденное всей Гавайской вулканической структурой в результате дрейфа Тихоокеанской плиты от центра плюма к МК оценивается в 40 км [2, 3]. Это расстояние примерно соответствует расстоянию от Ки до подводного вулкана Лоихи, который в настоящее время, по-видимому, находится пока еще на периферии области магмогенерации (плюма).

На ртуть было проанализировано 195 образцов из керна скважины HSDP2. Из них в 100 образцах были определены термоформы ртути.

Определение общей ртути проведено на ртутном анализаторе РА-915+ (производитель «Люмэкс», СПб, Россия) методом атомно-абсорбционной спектроскопии с зеемановской коррекцией и многоходовой кюветой, что определяет высокую чувствительность, селективность и оперативность анализа. Помимо валового содержания ртути, проведено определение также содержания ее различных термоформ.

Термоформы ртути были определены на установке, состоящей из ртутного анализатора РА-915+, терморегулятора ТРМ-251, регистратора АС-4 (фирма ОБЕН) и термодатчика ТПХА (К)-К11.Н.0,5х1 (фирма НПК РЭЛСИБ). На рис. 3 представлены примеры термограмм, на которых показаны различные формы ртути: низкотемпературная (Lo-T) с интервалами выделения ртути 100–270, и высокотемпературная (Hi-T), выделяющаяся 370–470 и выше градусов, соответственно.

Нами было изучено распределение ртути и ее термоформ в разрезе всей магматической толщи, включающей слои двух вулканов: Мауна Кеа и Мауна Лоа. Установлено, что субаэральные отложения обоих вулканов (рис 3А) не содержат Hi-T ртуть, которая распределена преимущественно в нижней части вулканического разреза, сложенной в основном продуктами подводных извержений, соответствующих центральной части плюма [4].

Установлено, что Hi-T ртуть выделяется из исследованных образцов пород при их нагреве в интервале 370–470 и выше градусов. В разрезе скважины эта форма появляется в ряде интервалов и соответствует определенным этапам развития вулканической системы МК-МЛ (рис. 3).

Первые образцы с Hi-T ртутью в скважине определены в интервале 322–338 м, где она фиксирует раздел субаэральных извержений МК и последовавших далее аналогичных извержений МЛ (рис. 3Б). Эти образцы относятся к МК и характеризуются повышенной щелочностью, обусловленной более глубоким заложением магматических очагов и сокращением объема выплавок.

Следующее проявление Hi-T ртути приурочено к разделу субаэральных и подводных извержений МК в интервале 950–1000 м (рис. 3В). Далее в мелководных условиях следует накопление мощной толщи

гиалокластив и массивных базальтов, в которых ртуть имеет Лоу-Т формы. Этот этап завершается внедрением первых даек, а условия извержений сменяются на глубоководные и формируются преимущественно гиалокластиты и дегазифицированные, а затем и недегазифицированные пиллоу, в которых ртуть имеет Ни-Т формы до самых низов разреза (рис 3Г).

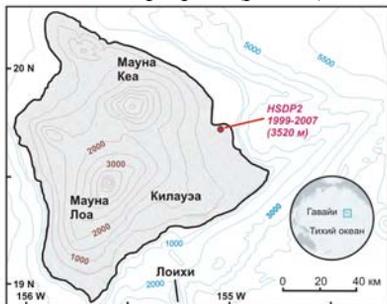


Рис. 1. Схема расположения скважины HSDP2

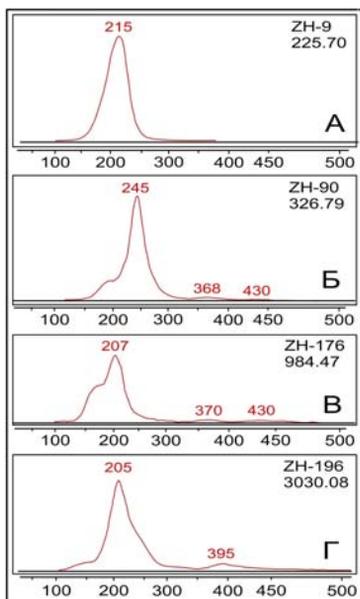


Рис. 3. Термограммы характерных образцов с пиками выделения термоформ (°C):
 А – субазальный толеит без Ни-Т ртути;
 Б – раздел субазальные МЛ/МК;
 В – раздел субазальный/подводный в МК;
 Г – глубоководные пиллоу-лавы МК.

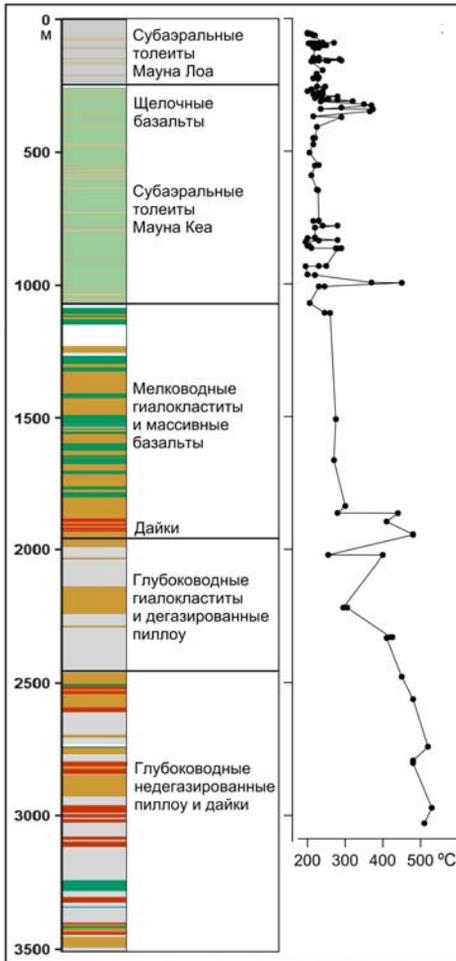


Рис. 2. Литологическая колонка и распределение пиков Ни-Т ртути в разрезе скважины HSDP2

На рис. 2 представлена литологическая колонка, составленная по данным из [9], на которой показано распределение пиков выделения ртути, для которого характерно возрастание температур к низам разреза и связь Ni-T ртути с недегазированными пиллоу-базальтами.

Наличие Ni-T ртути указывает на глубинность и, собственно, на мантийность очагов магмогенерации. Эта ртуть первичная, мантийная, которая консервировалась в закалочном стекле на большой глубине благодаря высокой степени насыщенности магмы флюидом и высокому давлению воды. По мере остывания магмы в промежуточных очагах и снижению давления воды и дегазификации лав при извержениях Ni-T ртуть переходила в Low-T формы. Этот процесс идет, вероятно, и ныне во время извержений подводного вулкана Лоихи, находящегося примерно в 80 км от скважины HSDP2 [10,11].

В субаэральных потоках Ni-T ртуть не консервируется, а уходит вместе с газовой фазой. В более высоко расположенных промежуточных очагах в периферийных областях плюма ртуть переходит в Low-T формы. При нагревании образцов данные формы имеют температуры выхода ртути менее 300 градусов.

По наличию Ni-T ртути можно судить о положении вулканической структуры относительно горячей точки. В глубоководных лавах вулкана Мауна Кеа Ni-T ртуть присутствует, а в субаэральных потоках обоих вулканов ее нет, так как субаэральные лавы формировались из гипсометрически более высоко расположенных остывающих очагов, где ртуть фиксировалась при более низких температурах. В конечном счете, ртуть в виде Low-T форм удалялась из магмы совместно с газовой фазой.

Таким образом, образцы с Ni-T ртутью, приуроченные к низам скважины и к глубоководным лавовым потокам, представляют собой закалочные фазы лавовых потоков. В своем составе они содержат консолидированное стекло, которое может консервировать ртуть, поступающую из мантийных очагов. Образцы с Low-T ртутью приурочены преимущественно к субаэральным потокам обоих вулканов. Для сравнения были привлечены данные по базальтам из керна скважины KSDP на о.Оаху [12], где весь разрез субаэральный и тоже не содержит Ni-T ртуть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stolper E.M., DePaolo D.J., Thomas D.M. The Hawaii Scientific Drilling Project: Introduction to the Special Section // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 11593–11598.
2. Stolper E.M., DePaolo D.J., Thomas D.M. Deep Drilling into a Mantle Plume Volcano: The Hawaii Scientific Drilling Project // Scientific Drilling. 2009. № 7. P. 4–14. Doi: 10.2204/iodp.sd.7.02.2009.
3. Sharp W.D., Renne P.R. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of core recovered by the Hawaii Scientific Drilling Project (phase 2), Hilo, Hawaii // Geochem. Geophys.

Geosyst. 2005. V. 6. Q04G17. Doi:10.1029/2004GC000846/.

4. DePaolo D.J., Bryce J.G., Dodson A., Shuster D.L., Kennedy B.M. Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. V. 2. P. 2000GC000139. Doi: 10.1029/2000GC000139.

5. Moore J.G. Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii // *J. Volcanol. Geotherm. Res. Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. V. 112. P. 221–230. Doi: 10.1016/S0377-0273(01)00242-6.

6. Rhodes J.M., Vollinger M.J. Composition of basaltic lavas sampled by phase-2 of the Hawaii Scientific Drilling Project: Geochemical stratigraphy and magma types // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. № 3. Q03G13. Doi: 10.1029/2002GC000434.

7. Huang S., Frey F.A. Trace element abundances of Mauna Kea basalt from phase 2 of the Hawaii Scientific Drilling Project: Petrogenetic implications of correlations with major element content and isotopic ratios // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V 4. № 4. Doi: 10.1029/2002GC000322.

8. Bryce J.G., DePaolo D.J., Lassiter J.C. Geochemical structure of the Hawaiian plume: Sr, Nd, and Os isotopes in the 2.8 km HSDP-2 section of Mauna Kea volcano // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V 6. № 9. Doi: 10.1029/2004GC000809

9. Garcia M.O., Haskins E.H., Stolper E.M., Baker M. Stratigraphy of the Hawai'i Scientific Drilling Project core (HSDP2): Anatomy of a Hawaiian shield volcano // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. Q02G20. Doi: 10.1029/2006GC001379.

10. Garcia M.O., Foss D.J.P., West H.B., Mahoney J.J. Geochemical and Isotopic Evolution of Loihi Volcano, Hawaii // *Journal of petrology.* 1995. V. 36. № 6. P. 1617–1671.

11. Garcia M.O., Rubin K.H., Norman M.D., Rhodes J.M., Graham D.W., Muenow D.W., Spencer K. Petrology and geochronology of basalt breccia from the 1996 earthquake swarm of Loihi seamount, Hawaii: magmatic history of its 1996 eruption // *Bull Volcanol.* 1998. V. 59. P. 577–592.

12. Haskins E.H., Garcia M.O. Scientific drilling reveals geochemical heterogeneity within the Koolau shield, Hawaii // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147. P. 162–188. Doi: 10.1007/s00410-003-0546-y.

The distribution of mercury concentrations and its thermoforms in the magmatic section of HSDP2 boreholes on the island Hawaii was studied, drilled in 1993–2007. A wide development of high-temperature forms of mercury was established in the interval of the section below 1900 m, composed mainly of deep-water pillow lavas and hyaloclastites.

Кременчуцкий Д.А., Гуров К.И.

(Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, e-mail: gurovki@gmail.com)

**Пространственная изменчивость содержания радионуклидов в донных осадках на шельфе Черного моря
Kremenchutskii D.A., Gurov K.I.**

(Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol)

Spatial variability of radionuclides content in bottom sediments on the Black Sea shelf

Ключевые слова: Черное море, донные отложения, гранулометрический состав, органический углерод, цезий-137 (^{137}Cs), калий-40 (^{40}K), радий-226 (^{226}Ra), торий-232 (^{232}Th), свинец-210 (^{210}Pb)

В донных отложениях шельфа Черного моря изучалось распределение радионуклидов ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{137}Cs и ^{40}K), а также связь этого распределения с геохимическими характеристиками отложений (гранулометрический состав, содержание органического углерода). В пространственной изменчивости концентраций рассматриваемых радионуклидов отмечается тенденция к увеличению содержания радионуклидов в отложениях с повышенной долей илистого материала и органического углерода.

Донные отложения могут выступать в роли индикатора состояния морских экосистем, в частности отражая степень их загрязнения различными веществами, включая радионуклиды [1]. Донные отложения прибрежных районов шельфа Черного моря отличаются большим разнообразием и, благодаря смешению источников поступления материала, постоянной неоднородностью их пространственного распределения.

Пробы поверхностного слоя донных отложений были получены в ходе трех рейсов НИС «Профессор Водяницкий»: 114-го (сентябрь 2020 г.) 115-го (декабрь 2020 г.) и 117-го (август 2021 г.). Всего в поверхностном слое отложений было отобрано 55 проб (рис. 1).

Отбор и подготовка проб донных осадков выполнялись в соответствии с нормативными документами (ГОСТ 17.1.5.01-80, ISO 5667-19:2004). Пробы донных отложений отбирались в диапазоне глубин от 10 м в районе Каркинитского залива до 100–140 м на участках свала глубин на шельфе Южного берега Крыма и побережья Кавказа.

Гранулометрический состав донных отложений определяли комбинированным методом декантации и рассеивания. Отделение алеврито-пелитовой фракции (≤ 0.05 мм) выполнялось мокрым просеиванием с последующим определением сухой массы гравиметрически. Крупнозернистые фракции (> 0.05 мм) разделялись ситовым методом сухого просеивания с использованием стандартных сит (ГОСТ 12536-2014).

Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) определяли кулонометрически на экспресс-анализаторе АН-7529 по методике, адаптированной для морских донных отложений [2, 3]. Среднеквадратическое отклонение для проб с содержанием $C_{\text{орг}} < 0.5\%$ составило 0.03% , с содержанием $C_{\text{орг}} > 1.5-0.08\%$ [3].

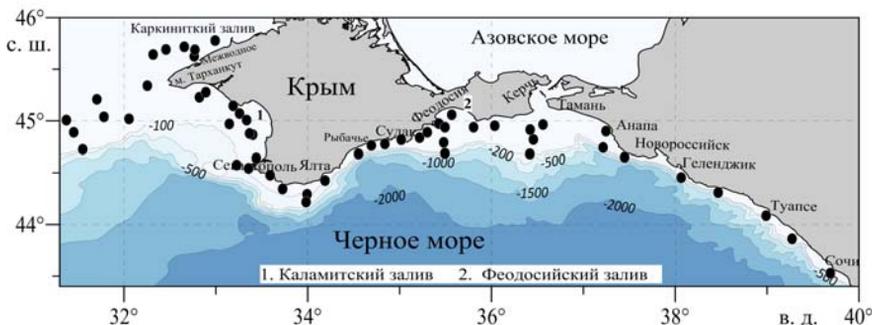


Рисунок. 1 Схема расположения станций.

Высушенные и измельченные пробы донных осадков герметично запаковывались в пластиковые пробирки. Объем единичной пробы для анализа равнялся 30 мл. Перед началом измерений каждая проба выдерживалась не менее 24 дней. Регистрация активности радионуклидов в пробах проводилась на гамма-спектрометре со сцинтилляционным детектором NaI(Tl) колодезного типа, расположенным в низкофоновой защите, состоящей из слоев свинца (14 см), чугуна (15 см), меди (3 мм) и оргстекла (1 см). Время измерения единичной пробы определялось исходя из активности радионуклидов в ней и изменялось от 24 до 48 часов.

Поверхностный слой отложений в исследуемой части шельфа Черного моря образован преимущественно илистым материалом (средняя доля 68%). Повышенная доля крупнозернистого гравийно-песчаного материала (>60%) наблюдалась на мелководье (~ 30 м) в районе Керченского предпроливья, Каламитского залива и участка между г. Евпатория и м. Тарханкут. Повышенная доля мелкодисперсной илистой фракции (>95%) отмечена на станциях в районе г. Севастополя, а также в местах впадения крупных рек Краснодарского края (Пшада, Туапсе, Сочи, Мзымта).

Содержание $C_{\text{орг}}$ в поверхностном слое отложений изменялось от 0.3–0.5% сух. масс. на станциях вблизи берега в районе Керченского предпроливья и Каламитского залива до 1.5–2% сух. масс. в мелкозернистых илистых осадках мористой части Каркинитского залива и в районе г. Севастополя.

Концентрация ^{137}Cs в донных осадках изменялась от 3 до 132 Бк/кг, среднее значение составило 41.8 ± 29.8 Бк/кг. Концентрация ^{40}K изменялась

от 28.0 до 702.1 Бк/кг со средним значением 405.7 ± 192.6 Бк/кг. Концентрация ^{226}Ra варьировалась от 3.0 до 64.5 Бк/кг около среднего значения 20.0 ± 10.8 Бк/кг. Концентрация $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ лежала в диапазоне от 6.2 до 323.1 Бк/кг со средним значением 114.4 ± 73.2 Бк/кг. Концентрация ^{232}Th варьировалась в диапазоне от 1.9 до 40.3 Бк/кг и составляла в среднем 20.2 ± 8.9 Бк/кг. Пространственная изменчивость рассматриваемых радионуклидов имеет сложный характер. Пониженные величины отмечаются в отложениях северо-западного шельфа, в районе м. Тарханкут и в Керченском предпроливье. Результаты проведенного корреляционного анализа указывают на то, что такая пространственная изменчивость связана с неоднородностью гранулометрического состава донных осадков. Так, в районах, характеризующихся повышенным содержанием илистой фракции, наблюдаются повышенные величины активности радионуклидов в донных осадках. Коэффициенты корреляции между обсуждаемыми параметрами составили 0.48 ($p < 0.01$), 0.51 ($p < 0.01$), 0.87 ($p < 0.01$), 0.88 ($p < 0.01$) и 0.42 ($p < 0.01$) соответственно для ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$. Также отмечается наличие положительной взаимосвязи активности радионуклидов с содержанием органического углерода в донных осадках. Величины коэффициентов корреляции составили 0.36 ($p < 0.01$), 0.52 ($p < 0.01$), 0.40 ($p < 0.01$), 0.41 ($p < 0.01$) и 0.37 ($p < 0.01$) соответственно для ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$.

Проведен дисперсионный анализ с целью выявления особенностей влияния изменения содержания илистой фракции на вариацию активности радионуклидов в донных отложениях. Для этого диапазон изменчивости доли илистой фракции был разбит на 5 интервалов: $>90\%$, $90\% - >75\%$, $75\% - >50\%$, $50\% - >25\%$, $<25\%$. Для каждого интервала и параметра были рассчитаны следующие величины: средние арифметические, медианные, 10-й, 25-й, 75-й и 90-й процентиля (рис. 2). Установлено, что изменение содержания илистой фракции в диапазоне от 25 до 100% не оказывает статистически достоверной на уровне значимости 95% влияния на активность ^{137}Cs , ^{226}Ra , $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ и на содержание органического углерода в донных осадках. Отсутствие такой взаимосвязи может указывать на наличие дополнительных источников терригенного материала и на различие в происхождении этого материала. Отметим, что в отношении оставшихся радионуклидов статистически достоверные различия на уровне значимости 95% отсутствуют только между группами 1–2, 1–3, 2–3 для ^{40}K и между группами 1–2 и 2–3 для ^{232}Th .

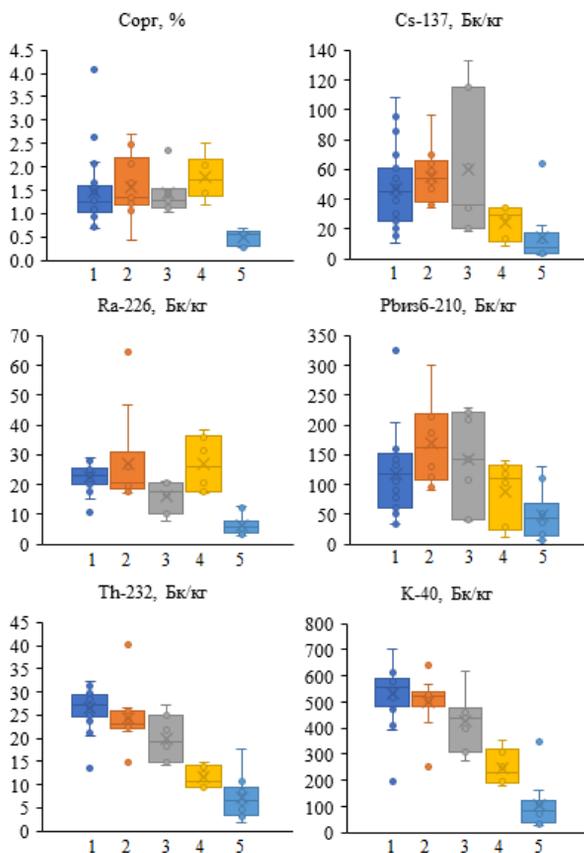


Рисунок. 2 Изменчивость рассматриваемых параметров между группами, характеризующимися различной долей илистой фракции в пробе осадка: 1 – более 90%, 2 – от 90% до 75%, 3 – от 75% до 50%, 4 – от 50% до 25%, 5 – менее 25%. Ящик ограничивает 25-й и 75-й процентиль, «усы» – 10-й и 90-й процентиль. Линия внутри ящика – медиана, крест – среднее. Точками показаны «выбросы».

Авторы выражают благодарность капитану и команде НИС «Профессор Водяницкий» за помощь в проведении работ на судне. Пробы донных отложений и данные об их геохимических характеристиках были получены в рамках темы государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FNNN-2021-0005. Данные об активности радионуклидов были получены в рамках темы государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FNNN-2021-0004. Анализ полученных данных

был выполнен в рамках проекта РФФ № 22-77-10056.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Овсяный Е. И., Гуров К. И. Исследование органического углерода и карбонатности в донных осадках шельфа южного побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1. С. 62–72. doi:10.22449/0233-7584-2016-1-62-72
2. Люцарев С. В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. XXVI. Вып. 4. С. 704–708.
3. Забегаев И. А., Шульгин В. Ф., Орехова Н. А. Применение инструментальных методов анализа донных отложений для экологического мониторинга морских экосистем // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. Биология. Химия. 2021. Т. 7 (73). № 4. С. 242–254.

Distribution of radionuclides (^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{137}Cs and ^{40}K) in the bottom sediments of the Black Sea shelf as well as the relationship of this distribution with the geochemical characteristics of the sediments (particle-size composition, organic carbon content) was studied. There is a tendency towards an increase in the content of radionuclides in sediments with an increase in proportion of silty material and organic carbon.

Кузнецов А.Н.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail:
ankuznecov@sfedu.ru)

Хронология нефтяного загрязнения побережья Черного моря в районе г. Новороссийска за последние 20 лет: результаты натурных наблюдений и моделирования
Kuznetsov A.N.

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Chronology of oil pollution of the Black Sea coast in the area of the city of Novorossiysk over the last 20 years: results of in situ observations and modelling

Ключевые слова: Черное море, Новороссийск, морское побережье, нефтяное загрязнение, естественная трансформация.

Рассмотрены результаты многолетних наблюдений за изменением содержания нефтяных компонентов в прибрежных водах и донных отложениях, количества и состава нефтяных агрегатов и сликов на берегу Черного моря в районе г. Новороссийска. На основе модели, описывающей зависимость скорости естественной трансформации нефтяных агрегатов и сликов от природных факторов, восстановлена хронология их поступления в береговую зону за последние 20 лет.

Новороссийский морской порт является важнейшим транспортным узлом на побережье Черного моря и главным нефтяным портом России. Этим обусловлен повышенный уровень и хронический характер нефтяного загрязнения береговой зоны [1–5]. Настоящая работа посвящена анализу результатов многолетних наблюдений за изменением содержания углеводородов в прибрежных водах и донных отложениях, количества и состава нефтяных агрегатов и сликов на побережье.

Исследования включали отбор проб воды и донных отложений, сбор и описание нефтяных агрегатов и сликов, обнаруженных на берегу. Работы выполнялись в августе 2007 г., августе – сентябре 2008–2010 гг., январе, мае, августе – сентябре и ноябре 2011 г., июне 2012 и 2013 гг., сентябре 2014 г., июле 2016 и 2019 гг., августе 2021 и 2023 гг. В общей сложности за 16-летний период исследований отобраны и проанализированы 99 проб морской воды, 4 колонки донных отложений мощностью 15–20 см, разделенных послойно на 22 пробы, 131 образец нефтяных агрегатов и сликов. Анализ проб выполнялся с помощью комплекса хроматографических, гравиметрических и оптических методов [6], позволяющих определять суммарное содержание нефтяных компонентов, относящихся к трем хроматографическим зонам: 1) алифатические, алициклические, одно- и двухъядерные ароматические углеводороды (*VB*); 2) 3–5-ядерные ароматические углеводороды (*ПАУ*); 3) смолистые

компоненты – смолы и асфальтены (СК).

Результаты исследований свидетельствуют о значительных изменениях концентраций углеводов в прибрежных водах (рис. 1). Эти колебания могут быть обусловлены как природными, так и антропогенными факторами. В частности, с начала наблюдений в 2007 г. динамика среднего содержания углеводов в морской воде и годового грузооборота морских торговых портов демонстрирует довольно тесную корреляцию с их минимумом в 2012–2013 гг. и максимумом в 2019 г. Кроме того, прослеживается некоторая связь с годовыми суммами атмосферных осадков, обеспечивающих смыв загрязняющих веществ с водосбора, и другими гидрометеорологическими факторами. В июле 2019 г. повышенный уровень загрязнения мог быть обусловлен разгерметизацией автоцистерны с мазутом вблизи береговой линии [4], а в 2021 г. – аварией на одном из выносных причальных устройств Каспийского трубопроводного консорциума (КТК) в пос. Южная Озереевка [6]. Такие аварии регулярно случаются в рассматриваемом районе.

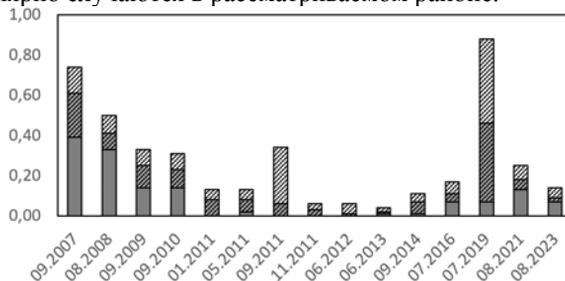


Рисунок 1. Изменение содержания углеводов (мг/л) в прибрежных водах Черного моря в районе г. Новороссийска в период с 2007 по 2023 гг. (закрашенные столбики – средние значения, заштрихованные столбики – диапазоны изменения концентраций).

Колонки донных отложений, отобранные вблизи выносных причальных терминалов КТК с глубин 45–50 м, характеризовались сравнительно низким уровнем загрязнения: во всех пробах, за исключением двух, суммарные концентрации нефтяных компонентов не превышали 0.15 мг/г сухой массы. Это может быть обусловлено низкой сорбционной способностью слагающих дно песчано-илистых отложений, а также значительными глубинами отбора проб. Лишь в одной из колонок в слоях 3–6 см и 6–10 см, залегающих под поверхностным слоем ракуши и представленным илистым материалом, было отмечено высокое содержание смолистых компонентов (0.34 и 0.80 мг/г сухой массы соответственно). Впрочем, нет оснований связывать эти данные с современными источниками загрязнения. Датировка проб по данным об удельной активности ^{137}Cs , ^{210}Pb и ^{226}Ra свидетельствует о том, что речь идет о слоях

донных отложений, сформировавшихся между 1930 и 1985 гг. [7].

В ходе маршрутных наблюдений на пляжах, абразионных террасах и клифах регулярно фиксировались как «свежие», так и выветренные следы нефтяного загрязнения в виде корок, пленок и агрегатов различной формы и размеров, что свидетельствует о хроническом характере загрязнения. Результаты многолетних (14–17 лет) наблюдений, проведенных нами ранее в районах крупных нефтяных разливов во Франции, Испании и в Керченском проливе [8, 9], показали, что с течением времени под действием факторов окружающей среды соотношение между относительно лабильными углеводородами и консервативными смолисто-асфальтовыми веществами (VB/CK) смещается в пользу последних. При этом важно обратить внимание на слабую изменчивость доли ПАУ в составе сликов, что подтверждает возможность их использования для идентификации загрязнения.

Для аппроксимации изменения соотношения VB/CK в составе нефтяных агрегатов и сликов во времени было применено кинетическое уравнение реакции n -го порядка. В результате получена модель, количественно описывающая зависимость скорости естественной трансформации следов нефтяного загрязнения от их размеров и природных факторов [9]:

$$(VB/CK)_t^{-n} = (VB/CK)_0^{-n} + (n-1)kt, \quad (1)$$

$$k = f(i)f(h_0)k', \quad (2)$$

$$f(i) = 0,973 \cdot e^{-60,2(i-0,181)^2} + 0,027 \quad (3)$$

$$f(h_0) = h_0^{-0,643} = (h_t e^{0,01099 \cdot k' t})^{-0,643} \quad (4)$$

где $(VB/CK)_0$ и $(VB/CK)_t$ – соотношение VB/CK в начальный момент времени и через временной интервал t (в днях), $n = 2,928$, $f(i)$ и $f(h_0)$ – функции зависимости константы скорости k от обеспеченности более высокого уровня моря по отношению к месту отбора слика i и его исходной толщины h_0 или толщины в момент отбора пробы h_t (мм), а k' – константа скорости трансформации слика толщиной 1 мм в верхней части литорали, где создается оптимальное сочетание времени контакта с воздухом и морской водой, воздействия солнечных лучей и прибоя. Величины k' , рассчитанные по модели [9], в рассматриваемом районе варьируют от $6,5 \cdot 10^{-3}$ на укрытых от преобладающих ветров пляжах до $15,4 \cdot 10^{-3}$ на подверженном влиянию господствующего норд-оста галечном берегу Суджукской косы.

В отличие от побережий, пострадавших от крупных нефтяных разливов, сложность анализа следов нефтяного загрязнения из Новороссийского района заключалась в неизвестности времени их поступления в береговую зону и исходного состава в связи с наличием множества возможных источников загрязнения и его хроническим характером. Полученная модель (уравнения 1–4) была применена для 131 образца нефтяных агрегатов и сликов, собранного на побережье Черного моря в районе г.

Новороссийска в период с 2007 по 2023 гг., для выяснения этой информации.

Расчитанные с помощью уравнений (1–4) значения t каждого образца, а также доля ПАУ в их составе были взяты в качестве переменных для кластерного анализа. Выбор ПАУ объясняется отмеченным выше эффектом относительной стабильности их процентного содержания в составе сликов во времени, несмотря на выветривание. Кластеризация образцов методом одиночной связи на основе евклидова расстояния позволила выделить 9 кластеров, содержащих от 5 до 23 проб нефтяных агрегатов и сликов, характеризующихся сходным составом и практически единым параметром t , что может указывать на единый для каждого кластера источник загрязнения (рис. 2). В частности, наиболее многочисленные следы нефтяного загрязнения (23 образца, отобранные в разные годы), объединенные в кластере № 1, согласно полученной оценке, были выброшены на берег в районе г. Новороссийска в период между сентябрем 2007 г. и маем 2008 г. Их сходство по составу с образцами, которые на протяжении многих лет отбирались нами на побережьях Керченского пролива, позволило идентифицировать их с мазутом танкера «Волгонефть-139», потерпевшего крушение в проливе в ноябре 2007 г. Другие следы нефтяного загрязнения, согласно полученной оценке, особенно массово выбрасывались на рассматриваемое побережье летом 2004 г., осенью 2006 г., летом 2009 г. и летом 2010 г., что примерно совпадает с годами, когда фиксировались максимальные за последние 20 лет концентрации углеводородов в прибрежных водах (рис. 1). Более «свежие» по составу нефтяные агрегаты и слики, поступившие в окружающую среду уже после 2013 г., фиксировались единично. Причем выделенные кластеры следов нефтяного загрязнения различаются не только по времени поступления в береговую зону, но и по исходному составу – от легкого, свойственного сырым нефтям (кластер 9) до тяжелого, характерного для мазутов (кластеры 1, 4, 5, 8).

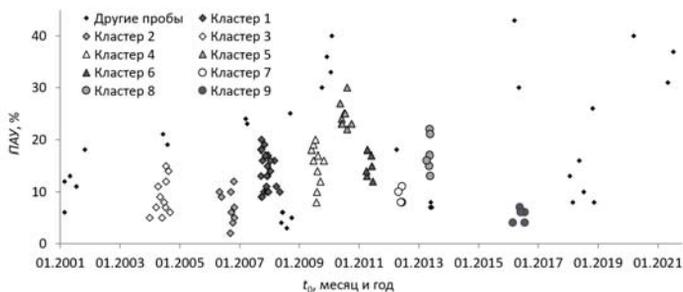


Рисунок 2. Объединение проб нефтяных агрегатов и сликов, собранных на побережье Черного моря в районе г. Новороссийска, в кластеры по времени их поступления в береговую зону (t_0) и содержанию ПАУ.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (гранты Президента РФ МК-2574.2008.5, МК-4216.2010.5, Госконтракт № 14.740.11.1045, госзадание в сфере научной деятельности № 0852-2020-0029).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Немировская И.А., Лисицын А.П. Углеводороды в водах и донных осадках прибрежных районов северо-восточной части Черного моря // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 3. С. 334–340.
2. Матишов Г.Г., Степаньян О.В., Харьковский В.М., Соьер В.Г. Нефтяное загрязнение Азовского и Черного морей растет // Природа. 2016. № 5. С. 64–69.
3. Князев Н.А., Лаврова О.Ю., Костяной А.Г. Спутниковый радиолокационный мониторинг нефтяных загрязнений в акватории Анапа – Геленджик за период 2018–2020 гг. // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 1. С. 163–185.
4. Кузнецов А.Н., Кузнецова Е.В. Нефтяное загрязнение побережья Черного моря в районе города Новороссийска и Керченского пролива: многолетняя динамика и оценка способности к самоочищению // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 1. С. 142–162.
5. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2021. М.: Наука, 2022. 230 с.
6. Костяной А.Г., Лаврова О.Ю., Лупян Е.А. Нефтяной разлив на морском терминале Каспийского трубопроводного консорциума под Новороссийском 7 августа 2021 г.: первые результаты спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 304–310.
7. Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А., Заграничный К.А. Нефтяное загрязнение побережья Черного моря в районе г. Новороссийска (по результатам многолетних исследований) // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2013. № 1. С. 71–77.
8. Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А. Закономерности распределения и трансформации нефтяного загрязнения в районе техногенной катастрофы в Керченском проливе // Известия Русского географического общества. 2010. Т. 142. Вып. 2. С. 53–59.
9. Fabri L., Kuznetsov A., Rollo N., Fattal P. Natural degradation of spilled fuel oil on seacoasts: modelling, mapping, and spatial analysis // Regional Studies in Marine Science. 2023. V. 58. Article 102782.

The results of long-term observations of changes in the content of oil components in coastal waters and bottom sediments, the quantity and composition of oil slicks and tar balls on the Black Sea coast around the city of Novorossiysk are considered. A model that describes the dependence of the rate of natural transformation of oil slicks and tar balls on environmental factors has been used to determine the chronology of their washing ashore over the past 20 years.

Немировская И.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: nemir44@mail.ru)

Источники углеводородов в воде и осадках Баренцево-Норвежского бассейна

Nemirovskaya I.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Sources of hydrocarbons in water and sediments of the Barents-Norwegian basin

Ключевые слова: углеводороды (алифатические и полициклические ароматические), взвесь, донные осадки, Баренцево и Норвежское моря

Проведены исследования распределения и состава углеводородов – УВ (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в поверхностном микрослое (ПМС), в водах (в растворенной и взвешенной формах и в донных осадках Норвежско-Баренцево морского бассейна (рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2019–2022 гг.). Показано, что в ПМС концентрирование УВ происходит во взвеси, и их состав указывает на слабые автохтонные процессы на границе вода-атмосфера. В поверхностных водах на распределение и состав УВ в прибрежных районах большое влияние оказывают антропогенные поступления, так же, в донных осадках (Кольский залив), севернее – биологические источники (кокколитофоридное цветение); в центральных и северных акваториях – природные процессы: нефтегазопоявления и состав подстилающих осадков.

Углеводороды (УВ) в морскую среду поступают в основном из трех источников: пирогенных, петрогенных и биогенных [4]. Наиболее распространенный источник алифатических УВ (АУВ) – фитопланктон, в меньшей степени – нефтяное загрязнение, а для полициклических ароматических УВ (ПАУ) – процессы горения органических веществ и значительно меньше даже по сравнению с АУВ – нефтяное загрязнение. Кроме того, АУВ и ПАУ образуются в диагенетических процессах. В условиях меняющегося климата в последние годы возросла первичная продукция (ПП) фитопланктона, береговой эрозии и таяние многолетних льдов [1, 2], что должно оказать влияние на концентрации и состав УВ. Цель данного исследования – определить современные уровни АУВ и ПАУ и их источники в морских водах (в том числе на геохимическом барьере вода – атмосфера (ПМС, слой толщиной около 300 мкм), во льдах и в донных осадках различных районов Баренцева-Норвежского бассейна. Пробы были отобраны в 75, 80, 84 и 89 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2019–2022 гг. Исследования проводили методами, принятыми при анализе нефтяных и природных УВ: концентрацию липидов и АУВ определяли методом ИК-спектрофотометрии, алканы – методом газовой хроматографии, $C_{орг}$ – сухого сжигания, взвесь – гравиметрически, ПАУ –

флуоресцентным методом и высокоэффективной жидкостной хроматографии. При этом концентрации УВ определяли в сопоставлении с содержанием взвеси, $C_{орг}$, хлорофила а (Хл а), составом взвеси и донных осадков. Подробности методических процедур описаны [3].

Полученные данные показали, что аккумуляция гидрофобных УВ в ПМС происходит во взвешенной форме, что определяется в основном концентрациями самой взвеси, которые были значительно выше, чем в поверхностных водах (рис. 1). Состав алканов в ПМС и во льдах был близким. Во всех пробах наблюдалось плавное распределение гомологов в низкомолекулярной области и доминирование высокомолекулярных соединений (рис. 1в). Это может свидетельствовать о слабых автохтонных процессах как в ПМС, так и в тающих сезонных льдах. В составе ПАУ доминировали фенантерен, флуорантен и пирен, и по соотношению основных маркеров можно заключить, что их формирование происходит под влиянием продуктов сгорания судового топлива. Поэтому доля пирена возрастала в районе наиболее приближенном к Карским воротам.

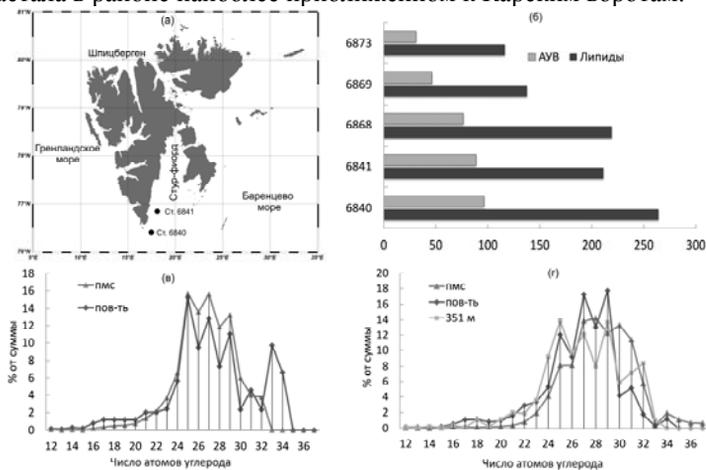


Рисунок 1. Расположение станций в Баренцевом море (а), распределение концентраций липидов и АУВ ($\mu\text{кг/л}$) во взвеси в ПМС (б) и состав алканов на станциях 6840 (в) и 6841 (г).

В поверхностных водах наблюдалась лишь слабая зависимость между концентрациями взвеси и АУВ, как в 2019 г. ($r=0.175$, $n=53$), так и в 2020 г. ($r=0.258$, $n=20$), что подчеркивает их разные источники. Связано это с тем, что рост концентраций АУВ в отличие от взвеси приурочен к южной части Баренцева моря на судовых путях. Здесь, согласно данным из космоса сосредоточено максимальное количество нефтяных пленок [5]. Однако наиболее высокое содержание АУВ ($58 \mu\text{кг/л}$, $170 \mu\text{кг/мг}$ взвеси, 2020 г.;

31мкг/л, 111 мкг/мг взвеси 2022 г.) было установлено в области коколитофоридного цветения, а не нефтяного загрязнения. При этом в составе алканов взвеси преобладание низкомолекулярных гомологов выражено даже сильнее, чем в других районах моря. В низкомолекулярной области доминировали четные алканы – C₁₀, C₁₄, C₁₈ и C₂₀, что может свидетельствовать об интенсивных микробных процессах. В растворенной форме концентрация АУВ в поверхностных водах этого района была значительно ниже –20–24 мкг/л.

В поверхностных слоях донных осадков содержание АУВ (в пересчете на сухую массу) изменялось в 2019 г. в диапазоне 5–64 мкг/г, а в 2020 г. – 3–186 мкг/г, – с максимумом в Стур-фиорде, где доля АУВ в составе C_{орг} составила 1,18%; в 2021 г. – 10–182 мкг/г с максимумом в проливе Фрама (рис. 2). Согласно батиметрической съемке в Стур-фиорде наиболее выражен газовый факел (высотой >100 м над уровнем дна). Здесь при переходе от поверхностного слоя 0–1 см к горизонту 6–7 см с изменением редокс-потенциала (Eh от -30 до -80) концентрация АУВ увеличивалась почти в 5 раз (с 37 до 237 мкг/г, 1,5% от C_{орг}), а ПАУ – в 7 раз (с 30 до 200 нг/г). Только на этой станции в составе алканов доминировали низкомолекулярные гомологи, а в составе ПАУ – 2-х, 3-кольчатые арены: нафталин, 2-метил-нафталин (27–43% от суммы), наименее устойчивые соединения, которые должны разлагаться в процессе седиментации. В осадках Стур-фиорда повышенные концентрации нафталинов и фенантрена приурочены к поверхностному, а на шельфе арх. Шпицберген – к нижнему горизонту, отобранного керна осадка (24–27 см), то есть их образование видимо происходит непосредственно в толще осадков.

В проливе Фрама в 2021 г. повышенные концентрации АУВ (182 мкг/г) и ПАУ (до 1007 нг/г) обусловлены биогенными процессами, т.к. здесь в краевых зонах льдов идет активный процесс фотосинтеза – прикромочное весеннее цветение. В результате продуцируются автохтонные органические соединения (в том числе липиды и УВ) в количествах соизмеримых с самыми высокопродуктивными акваториями Мирового океана.

Тем не менее, максимальная концентрация ПАУ установлена на северо-восточном шельфе арх. Шпицберген – 1918 нг/г (рис. 2). Здесь на ст. 7094 в осадочной толще содержание УВ неравномерно увеличивалось с глубиной захоронения. Концентрации АУВ от поверхностного слоя (21 мкг/г) возрастали к горизонту 7–8 см (87 мкг/г), потом уменьшались и вновь увеличивались на гор. 14–15 см (72 мкг/г). Для ПАУ также происходил рост концентраций, но их максимум приурочен к гор. 11–12 см (1003 нг/г), однако и в нижнем горизонте (31–32 см) содержание ПАУ (524 нг/г) было сопоставимо с гор. 0–1 см (585 нг/г). При этом в составе ПАУ доля нафталинов изменялась от 24% на гор. 3–4 см и до 41% на гор. 19–20 см и на их формирование влияют углистые отложения.

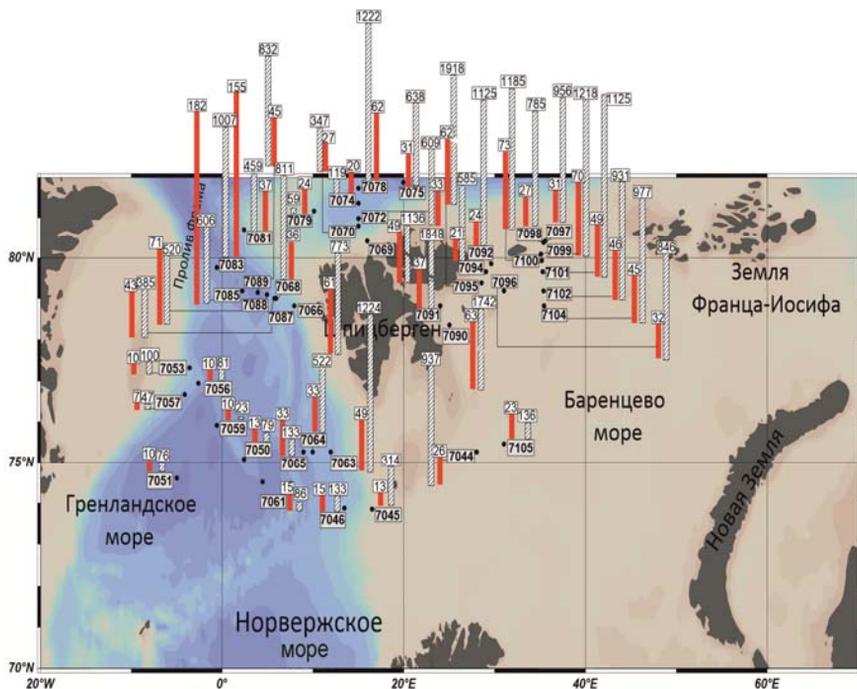


Рисунок 2. Распределение АУВ (мкг/г, темные столбцы) и ПАУ (нг/г, заштрихованные столбцы) в поверхностном слое осадка (2021 г., 84 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

Кроме того, на ст. 7105, где, согласно спутниковым данным, установлены нефтяные пленки [5], в толще осадка также оказалось необычное распределение ПАУ. Максимальная концентрация ПАУ определена не в поверхностном слое, как это обычно наблюдается, а в толще донных осадках на гор. 21–22 см – 193 нг/г. Максимальная доля нафталинов определена на гор. 26–27 см (39% от Σ ПАУ). Это в достаточной степени неожиданно, так как нафталины малоустойчивые соединения, которые должны разлагаться в процессе седиментации [6]. Поэтому можно считать, что они образовались непосредственно в осадочной толще. Причем содержание 2-метилнафталина – маркера нефтяного происхождения полиаренов превышало в отдельных горизонтах даже концентрацию наиболее распространенного в осадках фенантрена, а в составе алканов увеличивалось количество низкомолекулярных автохтонных гомологов. Это подтверждает миграционное флюидное образование УВ в осадочной толще.

Таким образом, аккумуляция гидрофобных УВ в ПМС и во льдах происходит во взвешенной форме, а составе алканов свидетельствует о

слабых автохтонных процессах в этих объектах. В водах и донных осадках в прибрежных акваториях на концентрации и состав УВ большое влияние оказывают антропогенные поступления; в донных осадках центральных и северных районов бассейна – природные нефтегазопроявлениями, на шельфе Шпицбергена на формирование уровня и состава ПАУ оказывают влияние углистые отложения.

Экспедиции проведены в рамках госзадания Минобрнауки России (тема № 0128-2021-0006), участие в экспедициях и геохимические исследования – при финансовой поддержке РФФ (проект № 19-17-00234).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. и др. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 1. С. 167–169.
2. Макаревич И.П. Первичная продукция Баренцева моря // *Вестник МГТУ*. 2012. Т. 15. № 4. С. 786–783.
3. Немировская И.А., Храмцова А.В. Углеводороды в воде и в донных осадках Норвежско-Баренцевоморского бассейна // *Геохимия*. 2023. Т. 68. № 2. С. 173–186.
4. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) (2007). Ch. 4 Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
5. Ivanov A.Yu., Kucheiko A.Yu., Ivonin D.V. et al. Oil spills in the Barents Sea: The results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // *Mar. Poll. Bull.* 2022. V. 179. 113677. doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677
6. Yunker M.B, Macdonald R.W., Ross P.S. et al Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // *Org. Geochem.* 2015. V. 89–90. P. 80–116.

The distribution and composition of hydrocarbons – HCs (aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons) in the surface microlayer (PMS), in waters (in dissolved and suspended forms and in bottom sediments of the Norwegian-Barents Sea Basin) were studied (cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh), 2019–2022). It is shown that in the PMS, HCs are concentrated in suspension, and their composition indicates weak autochthonous processes at the water-atmosphere boundary. In surface waters, the distribution and composition of HCs in coastal areas are greatly influenced by anthropogenic also, in the bottom sediments (Kola Bay), to the north – biological sources (coccolidphorid bloom); in the central and northern water areas – natural processes – oil and gas manifestations and the composition of the underlying sediments.

Ткаченко Е.А.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), г. Москва, e-mail: tkachenko@geokhi.ru)

Мировая проблема микропластика: утилизация, экология, геохимия

Tkachenko E.A.

(V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS), Moscow)

World problem of microplastics: recycling, ecology, geochemistry

Ключевые слова: микропластик, экология, утилизация, биоразлагаемость.

Микропластик обнаружен в морях и океанах, во льдах и почвах, в воздухе и в донных осадках. В настоящей работе сделан обзор проблем с микропластиком: что изучено в мире, как он взаимодействует с веществами, как влияет на флору и фауну, в каком состоянии находится Россия с микропластиком, кто изучал его влияние, о возможности собирать и использовать и как он влияет на экологию. Выдвинута гипотеза о возможности создания добавок в пластические массы, способных разрушать микропластик до ингредиентов, которые сможет потреблять биоценоз земли.

В данной работе проблема микропластика (МП) и его воздействие на биоценоз планеты рассмотрена всесторонне и предложены пути решения. Целью работы было выявить области жизни, производства, в которых актуально применение катализаторов на основе биополимеров, разлагающих МП до приемлемых в биоценозе молекул. Количество частиц МП на планете огромно. Крупные пластиковые фрагменты теоретически можно собрать и утилизировать. Мелкие частицы обнаружить сложнее. Загрязнение МП поверхностей океанов изучено лучше, чем в толще или в донных осадках. МП разлагается столетиями. Утилизация минимальна. Около 90% МП на свалках и в природе наносят вред экологии, поэтому микропластик стал мировой проблемой.

Основные вопросы, затронутые по МП в настоящей работе: что уже изучалось по МП в мире, как он взаимодействует с веществами, как он влияет на флору и фауну, как разлагается под действием микроорганизмов, как может нарушить экологическое равновесие, на что влияет его разрушение, в каком состоянии с МП находится Россия. Колоссальное число работ посвящено изучению МП. Например, в книге [1], содержащей около 900 ссылок, приводятся сведения об уровне загрязнения Мирового океана пластиком, свойства частиц МП, описаны методы отбора и обработки проб. В книге [2] рассмотрены аспекты нахождения микропластика в окружающей среде, источники поступления МП, методы

его анализа, нахождение в воде, грунтах и живых организмах, а также влияние на здоровье человека, на экосистемы. Работа [3] рассматривает сокращение пластиковых отходов. Авторы работы [4], содержащей 150 ссылок, изучают виды МП, ареалы скопления и разрабатывают бактерии, способные перерабатывать МП. Автором [5] впервые предложен метод предотвращения и регулирования загрязнения водных объектов МП через барьерную роль макрофитов. В работе [6] указывается, что исследования содержания МП в морской среде проводятся в Российской Федерации с 2005 г. на Дальнем Востоке, Северных морях, на Балтике и на Байкале. Однако организация решения проблемы морского мусора и переработки пластика в России находится на стадии становления.

Поскольку МП может накапливать на своей поверхности загрязнители окружающей среды [7] (тяжелые металлы или органические молекулы) и он может представлять еще большую проблему для дикой природы, растений и людей, чем предполагалось ранее. Потому что МП и вещества на нем могут взаимодействовать друг с другом, изменяя свои химические свойства. Например, некоторые металлы, такие как хром (Cr), могут принимать различные степени окисления, находясь на поверхности МП. И хотя Cr (+3) относительно безопасен, Cr (+6) токсичен. Поэтому ученые [7] исследовали как может меняться состояние окисления Cr при связывании с МП, и как на это повлияет на органическое загрязнение. Повсеместное распространение МП приводит к неизбежным взаимодействиям с токсичными загрязнителями, присутствующими в окружающей среде, включая наночастицы оксидов металлов [8]. В этом исследовании исследуется взаимодействие наночастиц CeO_2 с МП: частицы МП, полученные в результате механического истирания песком, использовались для исследования влияния шероховатости. Ученые [9] описали метод разложения полиэтилена при 150°C . Для этого используется металлоорганический катализатор с иридием, ускоряющая реакцию. Катализатор ослабляет связи, отвечающие за жесткую структуру полиэтилена, и ускоряет его расщепление в жидкие продукты. В дальнейшем ученые хотят превратить продукты распада в жидкое топливо и другие материалы.

Работ по влиянию микропластика на флору и фауну имеется достаточно много. Например, авторы [10] выясняли влияние микропластика на физико-химические свойства отложений, ферментативную активность, а также разнообразие и состав микробных сообществ отложений. Авторы статьи [11] показали, что рыбы, подвергшиеся воздействию смеси полиэтилена с химическими загрязнителями, сорбированными из морской среды, биоаккумулируют эти химические загрязнители и страдают токсичностью и патологией печени.

За последние годы отрасль переработки пластика сделала значительный рывок по направлению к эффективным «зеленым» технологиям.

Применение микроорганизмов, пожирающих пластик – это будущее экологичной и эффективной переработки пластиковых отходов. Известным методом биологического разложения пластика является компостирование, для которого нужны особые условия: температура, кислотность, доступ кислорода и определенные микроорганизмы. Так, молодые ученые [12] изучают воздействие микроорганизмов на МП. В 2015 году они выделили микроскопические плесневые грибы-микромикеты. В результате микробиологических исследований установили [12], что микромикеты активно питались полиэтиленом, при этом пакет потерял в начальном весе около 30%, прочность пакета снизилась до 96%, и он стал очень хрупким. Применение разработанного микробиологического раствора, откроет новые преимущества в борьбе с полимерным мусором. Этот раствор можно периодически распылять над полигонами с пластиком, и грибы будут методично его пожирать, что существенно ускорит процесс распада пластика. С точки зрения экономики, такой метод выгодно отличается от переработки биопластика, для которого требуются специализированные дорогостоящие биореакторы. Кроме того, продукты распада, образующиеся в процессе микробиологического разложения пластика, можно использовать в качестве удобрений.

Берега России омывают 12 морей с общей длиной береговой линии около 38 000 км. Они относятся к бассейнам Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов. В обзоре [13] рассматриваются 32 исследования, опубликованных в период с 2015 г. по 2020 г., анализируются доступные рецензируемые научные публикации, связанные с темой загрязнения пластиком. В настоящее время загрязнение морской среды пластиком подтверждено полевыми исследованиями в 7 из 12 российских морей. Уровни загрязнения варьируются в широких пределах: от 0.6 до 336 000 ед./м³ для МП в воде и от 1.3 до 10 179 ед./кг в донных отложениях, в то время как медиана содержания макропластика составляет около 1.0 ед./м² на побережье. Одно мониторинговое исследование Баренцева моря показало, что средняя концентрация макропластика в верхних 60 м составляет 0.011 мг/м³ и 2.9 кг/км² на морском дне. Идентификация типов полимеров спектроскопическими методами проведена только в 9 исследованиях (28%); большинство исследователей используют визуальную идентификацию, что затрудняет сравнение результатов. Большинство проектов, направленных на исследование пластикового загрязнения, используют собственные методы сбора и извлечения, которые плохо согласуются с другими исследованиями. Поскольку уровни загрязнения на большинстве территорий относительно низкие, отбор проб неоднороден в пространстве и во времени. Наиболее изученными районами являются пляжи Балтийского моря, а наименее изученными – Арктический регион. Наше исследование подчеркивает необходимость обсуждения гармонизации методологии выборки и методов

идентификации между различными исследованиями. Ученые Пермского Политеха [14] разработали способы утилизации микропластика, один из которых – использование этого вида отходов в строительстве. Изученные ими физико-химические свойства полимерных отходов показали потенциальную возможность их использования в составе строительных материалов без формирования техногенной нагрузки на объекты окружающей среды. Полимеры могут применяться при производстве асфальтобетонной смеси, полимерцементного бетона, красителей, звукоизоляционных материалов.

Рассматривая всесторонне мировую проблему микропластика, можно сделать выводы о том, что его увеличивающиеся количества (в почвах, грунтах, воздухе и водах) несет экологическую угрозу флоре и фауне, а также утилизация макропластика возможна, а микропластика практически не реальна. Разработки в области биоразлагаемых пластиков ведутся, но это не решит сложившуюся проблему утилизации и сохранения экологии. МП стал частью геохимии планеты: с этим приходится считаться, минимизируя выбросы пластика и повышая количество перерабатываемого, и создавать саморазлагающийся. В связи с этим предлагается начать работу в направлении создания таких добавок, катализаторов, в пластик, которые бы ограничивали срок его годности (как у продуктов питания) и начинали действовать, например, через 3 года, разрушая пластик до микропластика, а затем до веществ, которые смогут потреблять биоценоз морей, океанов, воздуха, почв и грунтов.

В нашей работе мы затронули эти и многие другие вопросы, касающиеся микропластика, а также выдвинули гипотезу о возможности создания особых добавок в пластические массы, способных разрушать микропластик до ингредиентов, которые сможет потреблять биоценоз земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чубаренко И.П., Есюкова Е.Е., Хатмуллина Л.И., Лобчук О.И., Исаченко И.А., Буканова Т.В. Микропластик в морской среде. М.: Научный мир, 2021. 520 с.
2. Казмирук В.Д. Микропластик в окружающей среде: Нарастающая проблема планетарного масштаба. М.: Ленанд, URSS, 2020. 432 с.
3. МакКаллум У. Как отказаться от пластика: руководство по спасению мира. М.: Бомбора Эксмо, 2019.
4. Anna Kärrman, Christine Schönlau, Magnus Engwall. Exposure and Effects of Microplastics on Wildlife. A review of existing data, naturvardsverket.se. у Swedish Environmental Protection Agency, School of Science and Technology, Örebro University, Sweden. 2016-03-01. 39 p.
5. Казмирук В.Д. Механизмы перехвата пластиковых микрочастиц буферными зонами из макрофитов // Геосистемы переходных зон. 2021. Т.

5. № 4. С. 378–388.
6. Kleshchenkov A., Filatova T. Microplastic is a problem of planetary scale // Science Almanac of Black Sea Region Countries. 2019. № 2 (18). С. 66–78.
7. И вы это пьете: как микропластик делает вредные вещества еще вреднее. Надо с этим что-то делать. Наука и технологии 04-12-2022, <https://www.ferra.ru/news/techlife/i-vy-eto-pete-kak-mikroplastik-delaet-vrednye-veshestva-eshe-vrednee-04-12-2022.html>
8. Singh N.; Khandelwal N.; Tiwari E.; Naskar N.; Lahiri S.; Lützenkirchen J.; Darbha G.K. Interaction of metal oxide nanoparticles with microplastics: Impact of weathering under riverine conditions // Water Res. 2021. V. 189. 116622.
9. Найден способ превращать "бессмертный" пластик в жидкое топливо, Экология. 21 июня 2016, <https://smotrim.ru/article/1385984>
10. Wenlu Li, Zhichao Wang, Weiping Li, Zhe Li. Impacts of microplastics addition on sediment environmental properties, enzymatic activities and bacterial diversity // Chemosphere. 2022. V. 307 (Pt 3). 135836.
11. Rochman Ch.M., Hoh E., Kurobe T., Teh S.J. Ingested plastic transfers hazardous chemicals to fish and induces hepatic stress // Scientific Reports. 2013. V. 3. Article 3263.
12. Чистый мусор: как перерабатывают пластик с помощью экологических технологий. Наука и технологии, 22.04.2022, <https://mir24.tv/articles/16505647/chistyi-musor-kak-pererabatyvayut-plastik-s-pomoshchyu-ekologicheskikh-tehnologii>
13. Bagaev A., Esiukova E., Litvinyuk D., Chubarenko I., Veerasingam S., Venkatachalapathy R., Verzhvskaya L. Investigations of plastic contamination of seawater, marine and coastal sediments in the Russian seas: a review // Environ Sci. Pollut. Res. Int. 2021. V. 28. P. 32264–32281. <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/33961191/>
14. Пермские ученые предложили использовать микропластик в строительстве. Наука и университеты. 01 марта 2023. <https://национальныепроекты.рф/news/permskie-uchenye-predlozhili-ispolzovat-mikroplastik-v-stroitelstve>

Microplastics are found in seas and oceans, in ice and soil, in air and in bottom sediments. This paper gives an overview of the problems with microplastics: what has been studied in the world, how it interacts with substances, how it affects flora and fauna, what is the state of Russia with microplastics, who has studied its impact, about the possibility of collecting and using it and how it affects the environment. A hypothesis is put forward about the possibility of creating additives in plastic masses that can break down microplastics to ingredients that can be consumed by the biocenosis of the earth.

Халиков И.С., Лукьянова Н.Н.

(ФГБУ "НПО "Тайфун", г. Обнинск, e-mail: Khalikov@rpatyphoon.ru)

Состав полициклических ароматических углеводородов в донных осадках озера Байкал в районе выпуска

коммунальных стоков г. Байкальска

Khalikov I.S., Lukyanova N.N.

(Federal State Budgetary Institution "Research and Production Association "Typhoon", Obninsk)

Composition of polycyclic aromatic hydrocarbons in the bottom sediments of Lake Baikal in the area of discharge of communal wastewater from the city of Baikalsk

Ключевые слова: ПАУ, органический углерод, загрязнение, донные осадки, Байкал, ВЭЖХ

Представлены данные по содержанию полициклических ароматических углеводородов и органического углерода в донных отложениях прибрежной части южного Байкала в зоне влияния сброса сточных вод г. Байкальска в 2021–2022 гг. с использованием метода ВЭЖХ. Для донных отложений обследуемого полигона оз. Байкал свойственно "умеренное" загрязнение ПАУ (концентрация Σ ПАУ от 100 до 1000 нг/г). Показаны высокие коэффициенты корреляции Пирсона между значениями ПАУ и $C_{орг}$ в донных отложениях.

Улучшение экологического состояния оз. Байкал, крупнейшего пресноводного озера России, является важной государственной задачей. Одним из районов сильного антропогенного воздействия является зона в южной части озера коммунальных очистных стоков г. Байкальска Иркутской области, в прошлом стоков широко известного Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК), который функционировал без перерывов с 1966 по 2009 гг. и был закрыт в конце 2013 г.

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ, полиарены), которые состоят из двух или более конденсированных ароматических колец, включены в список приоритетных органических загрязнителей объектов природной среды во многих странах. Многие высокомолекулярные (5-6-ядерные) ПАУ (ВМ ПАУ), в отличие от низкомолекулярных (2-3-ядерных) полиаренов (НМ ПАУ) обладают выраженным канцерогенным, мутагенным и тератогенным действием на живые организмы [1]. Среднемолекулярные (4-ядерные) углеводороды (СМ ПАУ) занимают промежуточное положение между ними. Наиболее токсичный бенз(а)пирен (5 конденсированных колец), вещество первого класса опасности, включен в перечень загрязняющих веществ для обязательного контроля в России.

Предыдущие исследования по оценке уровней содержания ПАУ в

донных отложениях южного Байкала в районе бывшего БЦБК [2–3] показали более высокие концентрации (в несколько раз) полиаренов по сравнению с центральным и северным Байкалом и влияние на их рост гранулометрического состава, органического углерода, глубины отбора.

Материалом для настоящих исследований являлись 20 проб поверхностного слоя (0–2 см) донных отложений в районе выпуска коммунальных очистных стоков г. Байкальска (полигон БЦБК), которые были отобраны в рамках государственного мониторинга во время экспедиций (август–сентябрь) на борту НИС «Профессор Вознесенский» в 2021–2022 гг., организованных ФГБУ "Иркутское УГМС". Перечень станций отбора проб и их координаты приведены в табл. 1.

Таблица 1. Координаты станций отбора проб донных осадков южного Байкала в районе г. Байкальска, август–сентябрь 2021–2022 гг.

№ п/п	Шифр станции	Широта, N	Долгота, E	Глубина отбора, м
1	T-22	51°30'5.96"	104°14'22.44"	15–20
2	T-25	51°30'25.61"	104°15'41.61"	220–240
3	T-32	51°30'21.98"	104°14'20.47"	100–110
4	T-48	51°31'7.67"	104°14'38.58"	410–420
5	T-52	51°30'1.18"	104°14'57.59"	15–20
6	T-62	51°30'52.04"	104°13'40.39"	230–240
7	T-68	51°30'46.60"	104°12'34.65"	90–100
8	T-69	51°30'6.62"	104°16'35.22"	200–210
9	T-82	51°31'27.77"	104°11'20.18"	28–30
10	T-87	51°30'6.54"	104°17'59.36"	210–220

Отбор проб донных отложений с полигона выпуска коммунальных очистных стоков г. Байкальска осуществлялся с помощью лебедки дночерпателем Ван-Вина в интервале глубин от 15 до 400 м на расстояниях от 50 до 1200 м от берега. Отмечена мозаичность расположения литологических типов осадков, где крупнозернистые отложения могли располагаться среди тонкозернистых илов в виде пятен.

Гранулометрический анализ проб донных отложений, определение содержания органического углерода и ПАУ проводили в аккредитованной лаборатории Института проблем мониторинга ФГБУ "НПО "Тайфун" (г. Обнинск). Методы определения гранулометрического состава, органического углерода и ПАУ в донных осадках описаны в работах [2–4]. В пробах донных отложений были количественно определены методом ВЭЖХ следующие приоритетные ПАУ – нафталин (NAPH), аценафтен (ACNF), флуорен (FL), фенантрен (PHEN), антрацен (ANTR), флуорантен (FLT), пирен (PYR), бенз(а)антрацен (BaA), хризен (CHR), бенз(е)пирен

(BeP), бенз(b)флуорантен (BbF), бенз(k)флуорантен (BkF), бенз(a)пирен (BaP), дибенз(a,h)антрацен (DBahA), бенз(g,h,i)перилен (BPL) и инден[1,2,3-с,d]пирен (INP).

Гранулометрический анализ донных отложений полигона БЦБК показал доминирование алевритовых фракций (0.10–0.01 мм) над пелитовыми фракциями (менее 0.01 мм) и песками (более 0.1 мм). Донные отложения представлены большей частью илстыми песками с различной долей разнозернистых песков и песчанистых илов [2].

Результаты содержания индивидуальных ПАУ и сумм ПАУ (НМ ПАУ, СМ ПАУ, ВМ ПАУ, всех ПАУ) в донных отложениях полигона БЦБК в период наблюдений 2021-2022 гг. приведены в табл. 2. Коэффициенты вариации показывают о сильной изменчивости концентраций ПАУ в донных отложениях на станциях обследуемого полигона оз. Байкал.

Таблица 2. Содержание ПАУ в донных осадках полигона БЦБК в 2021–2022 гг., нг/г

ПАУ	2021 г., n=10			2022 г., n=10		
	Мин.	Макс.	Среднее±СКО	Мин.	Макс.	Среднее±СКО
NAH	4.5	27.0	12.3±7.6	0.7	30.6	16.5±10.8
ACNF	<0.2	1.6	0.8±0.5	<0.2	1.4	0.7±0.4
FL	0.6	5.6	2.0±1.5	<0.2	4.9	1.9±1.4
PHEN	4.2	73.5	28.7±24.3	0.7	56.6	29.6±18.9
ANTR	0.4	7.5	3.0±2.1	0.1	14.0	4.2±4.1
FLT	4.0	121.0	48.4±39.9	1.7	146.2	54.2±45.1
PYR	2.8	63.6	24.7±19.4	0.4	116.9	34.1±34.3
BaA	0.5	31.2	10.2±9.3	<0.2	56.0	16.6±16.8
CHR	2.1	60.9	21.0±20.8	0.6	55.7	29.2±19.5
BeP	2.7	72.3	27.7±24.4	<0.2	44.3	21.7±16.4
BbF	2.2	88.9	32.4±29.0	<0.2	72.0	37.5±26.5
BkF	0.7	37.7	13.0±12.0	<0.1	36.0	17.7±13.8
BaP	1.0	29.8	11.6±9.3	<0.1	58.9	20.1±18.4
DBahA	0.2	3.2	1.2±1.0	<0.2	13.9	5.9±5.1
BPL	3.4	50.1	21.0±15.5	<0.2	60.4	32.3±19.4
INP	2.0	58.4	23.2±20.4	<0.2	54.3	28.9±18.2
∑ НМ ПАУ	10.8	109.6	46.8±35.2	1.8	100.3	52.9±32.4
∑ СМ ПАУ	10.2	276.7	104.2±88.3	2.9	374.8	134.1±112.3
∑ ВМ ПАУ	16.7	334.5	130.2±110.2	1.2	299.2	164.2±112.7
∑ 16 ПАУ	41.9	720.8	281.2±233.0	5.9	726.4	351.2±246.6

По результатам исследований в донных отложениях акватории оз. Байкал, прилегающей к промышленной площадке ОАО «БЦБК»,

содержание бенз(а)пирена варьировало от менее 0.1 до 58,9 нг/г (табл. 2), а суммы (Σ) 16 ПАУ от 5.9 до 726.4 нг/г. Минимальные концентрации ПАУ определены в разнородных песках с низким содержанием органического углерода. Максимальные значения содержания бенз(а)пирена и Σ всех ПАУ зафиксированы в пробе Т-52, которые были равны 58.9 и 726.4 нг/г соответственно. Среднее содержание ПАУ в донных осадках (2021 г. и 2022 г.) располагаются в ряд: Σ ВМ ПАУ > Σ СМ ПАУ > Σ НМ ПАУ. Среднее содержание высокомолекулярных ПАУ (5-6-ядерных) за два года от суммы 16 ПАУ составило 46%. Значительный уровень высокомолекулярных ПАУ указывает на их техногенное происхождение.

В настоящее время в системе контроля уровня загрязненности донных отложений в нашей стране нет утвержденных нормативов и экологических критериев для ПАУ. Загрязнение донных отложений ПАУ можно разделить на три уровня: "низкий" уровень загрязнения (концентрация Σ всех ПАУ < 100 нг/г), "умеренное загрязнение" (концентрация Σ ПАУ от 100 до 1000 нг/г) и "высокое" загрязнение (концентрация Σ ПАУ > 1000 нг/г). Согласно этой классификации, значительная часть проб донных отложений, отобранных на полигоне БЦБК "умеренно" загрязнены ПАУ.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в донных отложениях полигона БЦБК варьировало от 0.50 до 2.19% (среднее $1.23 \pm 0.47\%$, $n=10$) в 2021 г. и от 0.06 до 2.00% (среднее $1.29 \pm 0.65\%$, $n=10$) в 2022 г. Содержание органического углерода в донных отложениях обследуемого полигона связано с гранулометрическим составом. Минимальные значения органического углерода были зафиксированы в песках с преобладанием фракции более 0.1 мм. Содержание органического углерода увеличивалось в более глубоководных местах с преобладанием мелкодисперсных фракций в условиях ослабления гидродинамической активности [2, 3]. Наблюдались очень высокие положительные коэффициенты корреляции Пирсона (ККП) в донных отложениях обследуемого полигона оз. Байкал в 2021–2022 гг. между $C_{\text{орг}}$ и Σ НМ ПАУ (0.83; $n=20$), Σ СМ ПАУ (0.75; $n=20$), Σ ВМ ПАУ (0.83; $n=20$) и Σ 16 ПАУ (0.82; $n=20$). Органическое вещество играет значимую роль в накоплении ПАУ в донных отложениях.

Для идентификации источников поступления ПАУ (пирогенных или петрогенных) использовали профили среднего содержания (табл. 2) и классические молекулярные соотношения изомеров FLT/(FLT+PYR), BaA/(BaA+CHR), INP/(INP+BPL), (FLT+PYR) / (PHEN+CHR). Результаты анализа источников поступления, основанного на методе молекулярных соотношений, показали, что отношения FLT/(FLT+PYR) для всех проб донных отложений района БЦБК были выше 0.4, для BaA/(BaA+CHR) – выше 0.2, для INP/(INP+BPL) – выше 0.2, для (FLT+PYR)/(PHEN+CHR) – выше 0.5, что указывает на пирогенную природу ПАУ в отложениях по сравнению с нефтегазовыми процессами и разливами нефтепродуктов. Значения показателей пирогенности ПАУ были выше в районе южного

Байкала по сравнению с авандельтой р. Селенга, Малым морем и северным Байкалом [2]. В настоящей работе также использовали значения отношений $(\sum \text{СМ ПАУ} + \sum \text{ВМ ПАУ}) / \sum 16 \text{ ПАУ}$ [2]. В среднем для донных отложений обследуемого полигона БЦБК отношение $(\sum \text{СМ ПАУ} + \sum \text{ВМ ПАУ}) / \sum 16 \text{ ПАУ}$ составило 0.83 в 2021 г. и 0.85 в 2022 г., что свидетельствует о преобладании пирогенной природы ПАУ над петрогенной.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУ "НПО "Тайфун" по мероприятию «Комплексный мониторинг загрязнения поверхностных вод, донных отложений и почв в районе промышленной площадки ОАО «БЦБК» и прилегающих территориях в 2021–2024 годах».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IARC (International agency for Research on Cancer). IARC Monographs on the Evaluation of Carcinogenic Risks to Humans. Some Non-heterocyclic Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Some Related Exposure, Lyon, France, 2010. V. 92. 853 p.
2. Khalikov I.S., Makarenko A.A., Levshin D.G., Lukyanova N.N., Yakhryushin V.N. New Data on the Concentrations of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Sediments in the Coastal Zone of Lake Baikal // Russian Journal of General Chemistry. 2021. V. 91. № 13. P. 2817–2826.
3. Khalikov I.S., Lukyanova N.N. Monitoring of Benzo(a)pyrene Pollution of Bottom Sediments of the Lake Baikal in the Sites of Increased Anthropogenic Load over the Period from 2011 to 2021 // Russian Journal of General Chemistry. 2022. V. 92. № 13. P. 3134–3142.
4. Халиков И.С. Полициклические ароматические углеводороды в донных отложениях Баренцева и Карского морей // Вестник биотехнологии и физико-химической биологии им. Ю.А. Овчинникова. 2020. Т. 16. № 1. С. 13–19.

Data are presented on the content of polycyclic aromatic hydrocarbons and organic carbon in bottom sediments of the coastal part of southern Baikal in the zone of influence of wastewater discharge from the city of Baikalsk in 2021–2022 using the HPLC method. For bottom sediments of the surveyed polygon of Lake Baikal is characterized by "moderate" PAH pollution (concentration $\Sigma \text{ПАУ}$ from 100 to 1000 ng/g). High Pearson correlation coefficients between PAH and C_{org} values in bottom sediments are shown.

Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А., Беспалова Е.В.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail:

aetsygankova@yandex.ru; bespalowaliudmila@yandex.ru; elena.bespal@yandex.ru)

Оценка состояния берегозащиты аварийных участков Азовского моря

Tsygankova A.E., Bepalova L.A., Bepalova E.V.

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Assessment of the state of coastal protection of emergency sections of the Sea of Azov

Ключевые слова: берегозащитные сооружения, волноотбойные стенки, откосы, буны, габионы, волноломы, Азовское море.

Сооружения различных типов берегозащиты возводились на Азовских берегах с начала 60-х годов 20 века. Как правило, разрушению подвержены вертикальные бетонные стенки, создававшиеся с целью защиты берегов от абразии, для подпора оползневых и обвальных склонов. Неэффективность такого способа защиты многократно доказана практикой берегоукрепления на побережьях Азовского моря.

Морские берега Ростовской области плотно заселены (в Неклиновском районе – 613 чел./км², в Азовском – 120 чел./км² при средней плотности населения для Ростовской области – 40 чел./км²) и имеют развитую прибрежную инфраструктуру (порты, причалы, ж/д дорогу, рекреационные зоны, промышленные и с/х предприятия).

В этой связи по заданию Правительства и Министерства природных ресурсов и экологии Ростовской области была поставлена цель исследования – провести комплексное обследование береговой зоны для оценки ее современного состояния, определения концепции береговой защиты от опасных природных явлений и мероприятий комплексной защиты берегов.

Для этого решались следующие задачи:

- выявить аварийные участки побережья Таганрогского залива (со скоростью абразии или обвально-оползневых процессов более 1 м/год);
- оценить современное состояние и эффективности существующих берегозащитных сооружений;
- предложить комплекс мероприятий защиты берегов на аварийных участках.

Известный американский эколог Р. Риклефс сформулировал хорошее правило: "Если мы хотим достичь согласия с Природой, то в большинстве случаев нам придется принимать ее условия...". Сказанное относится и к нашему стремлению защитить берега, и все что на них построено.

Защита морских берегов – исторически сложившийся приоритет гидротехников, и они решают эту проблему как чисто техническую задачу.

Оправдан ли такой подход? Разумеется, нет. С каждой новой попыткой мы все больше убеждаемся в невозможности бороться с морем, опираясь лишь на достижения современной строительной индустрии.

При выявлении аварийных участков использовались следующие методы: многолетние мониторинговые наблюдения на реперной сети, космомониторинг и беспилотных летательных аппаратов (рис. 1).



Рисунок 1. Аварийные участки береговой зоны Таганрогского залива Азовского моря

В результате этих исследований были выявлены 13 аварийных участков и практически все берега г. Таганрога. Эти участки требуют неотложных мер берегозащиты.

На территории Ростовской области общая длина береговой линии Таганрогского залива составляет 158.1 км. Протяженность защищенной береговой полосы составляет около 20 км, а нуждается в защите 51 км.

Существует две группы методов борьбы с разрушением берегов – жесткие (пассивные) и мягкие (активные).

К жестким сооружениям относятся разнообразные конструкции волноотбойных стен, защитные дамбы, бетонные откосы, которые принимают на себя воздействие волн.

Мягкие используют энергию волн для защиты побережья (различные типы пляжей, каменная наброска, бермы).

В результате обследования были выявлены в основном жесткие способы защиты берегов – подпорные волноотбойные стенки, буны,

волноломы и самодельные конструкции (из автомобильных шин, стальных листов, каменной кладки), мягкий способ защиты берегов – пляж «Солнечный» (г. Таганрог).

Все применяемые методы защиты берегов не выполняют свою функцию, потому что они подвергаются волновому воздействию. Следует учитывать, что вызываемое стенкой отражение волн, при узком пляже, приводит к усилению размыва надводной пляжевой полосы, переуглублению подводного склона и дальнейшему разрушению конструкции. Поэтому должны быть предусмотрены мероприятия по сохранению и расширению пляжа перед стенками и откосами путем отсыпки пляжевого материала.

В связи с несоблюдением этого мы наблюдали картину полного «разгрома». Очередной урок бездарной политики защищать морские берега с помощью жестких конструкций из железобетона (рисунки 2, 3).



Рисунок 2. Состояние волноотбойной бетонной стенки в г. Таганрог:
а – общий вид; б – разрушающийся участок; в – крайняя восточная часть
стенки; г – окончание, представленное бетонными одноблочными плитами;
д – пляж

Мягкая берегозащита представлена искусственными песчаными пляжами «Солнечный» и «Чеховская набережная» (рис. 4).

Пляжи были намыты в период в 70-х гг. путем рефулирования песка со дна в бухте Андреева и в районе Чеховской набережной.

На Чеховской набережной около 10 лет назад на пляже был возведен променад, включая полукруглые выступы в море, с внешней стороны

набережная защищена бетонной вогнутой волноотбойной стенкой высотой 2,5 м. Результат выдвигения набережной с волноотбойной стенкой на пляж уже на лицо – подмыв стенки и променада набережной и сокращение ширины пляжа.



Рисунок 3. Волноотбойная стенка реконструированной части Пушкинской набережной, г. Таганрог: а – общий вид просадки; б–г – аварийные участки на променаде



Рисунок 4. Примеры мягкой берегозащиты в виде искусственных пляжей: а) пляж «Солнечный» (Пушкинская набережная), б) Чеховская набережная, г. Таганрог

На участках, где есть вдольбереговое перемещение наносов, следует отказаться от порочной практики локальной защиты, так как неизбежные при этом изменения смежных участков и всей системы в целом только

усложняют решение проблемы.

В настоящее время стоимость 1 пог. км берегозащиты в виде каменной наброски составляет от 50 до 100 млн. руб. Для защиты морских берегов аварийных участков потребуется от 3 до 5 млрд. руб. самыми простыми конструкциями, но это можно удешевить, используя современные синтетические материалы (например, SoilTain Bags – геотекстиль).

Благодаря устойчивой фильтрации конструкции SoilTain Bags, минеральные фильтрующие слои могут быть полностью заменены, что положительно сказывается на экономической составляющей. Помимо этого экономического аспекта, безопасность конструкции также повышается благодаря стабильной фильтрации.

Если не защищать берега, то ущерб от потерь социально-экономических объектов (объектов капитального строительства (ОКС), объектов культурного наследия (ОКН)) и участков земель различных категорий использования составит к 2030 г. 343.5 млн. руб. (стоимость дана по кадастровым ценам на начало 2022 г.).

В целом, по состоянию берегозащитных сооружений Таганрогского залива можно отметить аварийное состояние и их малую эффективность по укреплению берегов. В зависимости от целей использования побережья можно дать следующие рекомендации по возможным методам берегозащиты.

В зонах рекреации — создание искусственных пляжей с удерживающими конструкциями. Должны быть предусмотрены регламентированные подсыпки пляжевого материала.

Для защиты промышленных объектов и жилого фонда — создание каменно-набросных берм.

Необходимо предусмотреть демонтаж не эффективных берегозащитных сооружений или их перекрытие каменной наброской.

Все берегоукрепления, где нет возможности планирования склона, необходимо выдвигать в море путем создания пляжей и каменно-набросных берм.

Работа выполнена в рамках научно-исследовательской работы ЮНЦ РАН «Комплексное обследование прибрежной территории береговой линии Таганрогского залива Азовского моря».

Structures of various types of coastal protection have been erected on the Azov shores since the early 60s of the 20th century. As a rule, vertical concrete walls created to protect the banks from abrasion and to support landslide and landslide slopes are subject to destruction. The ineffectiveness of this method of protection has been repeatedly proven by the practice of shore protection on the coasts of the Azov Sea.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА
“ГЕОФИЗИКА И
ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ. ТЕКТОНИКА
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ”**

**L.P. ZONENSHAIN MEMORIAL
SYMPOSIUM “SEA FLOOR
GEOPHYSICS AND
GEOMORPHOLOGY.
LITHOSPHERE PLATE
TECTONICS”**

Агранов Г.Д.¹, Грохольский А.Л.², Дубинин Е.П.²

(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: Agranovgr@gmail.com; ²Музей Землеведения МГУ им. Ломоносова)

Физическое моделирование формирования краевых плато
Agranov G.D.¹, Groholsky A.L.², Dubinin E.P.²

(¹Geological institute RAS, Moscow, e-mail: Agranovgr@gmail.com; ²Museum of the Earth, Moscow State University Lomonosov)

Physical modeling of the formation of margin plateaus

Ключевые слова: физическое моделирование, краевые плато, горячая точка, механизмы формирования.

В работе проведено моделирование формирования краевых плато различного типа. Экспериментальные серии учитывают ключевые особенности строения и развития структур. Результаты экспериментов хорошо коррелируются с геолого-геофизическими данными и с предложенными механизмами образования.

В пределах пассивных континентальных окраин нередко встречаются погруженные краевые плато, асейсмичные хребты и острова, которые не полностью отделены от континента. Геодинамическая природа и условия образования таких структур, формирующихся при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу, до сих пор остаются недостаточно хорошо изученными.

Самая высокая концентрация таких структур отмечается в Индийском океане и Северной Атлантике.

В рамках данной работы будут рассмотрены геодинамические обстановки, в которых такие структуры могут образовываться:

1) Плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной литосферы в условиях интенсивного растяжения и слабого магматизма. Из подобных плато это – плато Воринг, на норвежском шельфе. В Индийском океане – плато Эксмут;

2) Второй механизм – раскол неровной границы континент-океан. К подобным плато у берегов Шпицбергена относится плато Ермак и сопряженное с ним плато Моррис – Джесуп, расположенное на гренландском шельфе;

3) Третий механизм – формирование краевых плато под воздействием горячей точки. Данный механизм схож с первым, но осложняется наличием термической аномалии. Структуры данного типа характеризуются хребтообразной морфологией. Примером может служить Лаккадивский и Мозамбикский хребты в Индийском океане.

4) Следующая серия плато – это плато Поркьюпайн, Роккол, Хаттон и Эдарас на британском шельфе. Механизм образования подобных плато неоднозначный. Один из вариантов – раскол континентальной литосфера по

модели Вернике с перескоком рифтовой оси и развитием разнонаправленных детагментов.

С помощью физического моделирования было проведено изучение условий формирования краевых плато разных типов в лаборатории физического моделирования Музея земледования МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия [3] и методиками, описанными в работах [1, 2]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Установка для моделирования представляет собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают обогреватели, расположенные внутри установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты. Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косоугольного растяжения. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [1]. При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры (43°C), при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории (22.5–25.5°C). Затем начинается процесс охлаждения равномерно расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (Н в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости заложения ослабленной или более прочной зоны – вырезалась часть плиты. При дальнейшем охлаждении литосфера в этой области модели имела меньшую или большую толщину за счет меньшего или большего времени охлаждения соответственно [1].

Эксперименты проводились по 3-м основным направлениям. Первая серия экспериментов посвящена моделированию сопряженных плато Ермак и Моррис-Джесуп, расположенных в Арктическом регионе и сформированных в результате взаимодействия рифта хребта Гаккеля с выступом окраины Гренландского шельфа. В данной серии задавалась неровная граница континент-океан посредством поэтапного зачищения и вторичного охлаждения. Таким образом создавалась модель с 3-мя различными секторами: прочная континентальная литосфера (h2), океаническая литосфера (h3), сильно растянутая континентальная литосфера (выступ континентального шельфа) (h3). После подготовки модели запускался электропривод и начиналось растяжение.

По итогу эксперимента было получено 2 краевых плато, разделенных осью спрединга. На рис. 1 представлено сопоставление результата

эксперимента и реальной батиметрической карты Северной Атлантики в районе плато Ермак и Моррис-Джесуп.

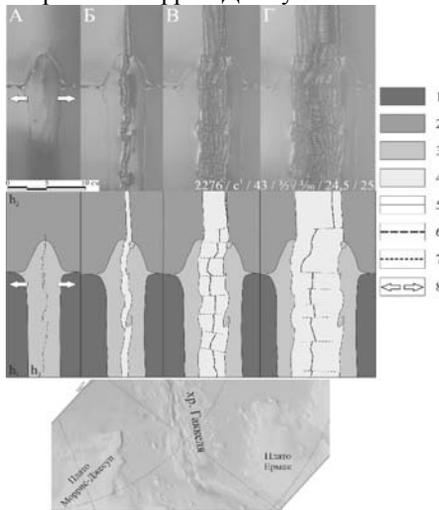


Рисунок 1. Эксперимент № 2276. Продвижение трещины с континента в древнюю океаническую литосферу (h – мощность модельной литосферы: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с). А–Г – вверху – последовательные стадии эксперимента (вид сверху), внизу – соответствующие им структурные схемы.

Условные обозначения: (1) – континентальная литосфера; (2) – древняя океаническая литосфера; (3) – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; (4) – новообразованная океаническая литосфера; (5) – действующая ось спрединга; (6–7) – зоны поперечных смещений; (8) – направление растяжения.

Во второй серии моделировались условия формирования погруженных плато Воринг, банки Филла, плато Эксмут и др. В данной серии в первоначальной континентальной литосфере задавались две трещины с горизонтальным и вертикальным смещением. Также варьировался угол первоначальных вырезов от 0 до 60°. После этого запускался электропривод и начиналось растяжение.

Первоначально начала развиваться правая трещина. Почти сразу же после этого начала развиваться вторая. Далее сформировалась крупная зона перекрытия (рис. 2А). Из-за размера блок практически не деформировался. В результате, в верхней части подвижного блока произошел разрыв сплошности и сформировалась единая рифтовая ось, а деформация блока прекратилась (рис. 2Б–Г). В данном эксперименте не произошло полного отделения микроконтинентального блока. Он остался соединенным с

материнской плитой, но разделен от нее структурой типа неразвившегося рифта – авлакогена.

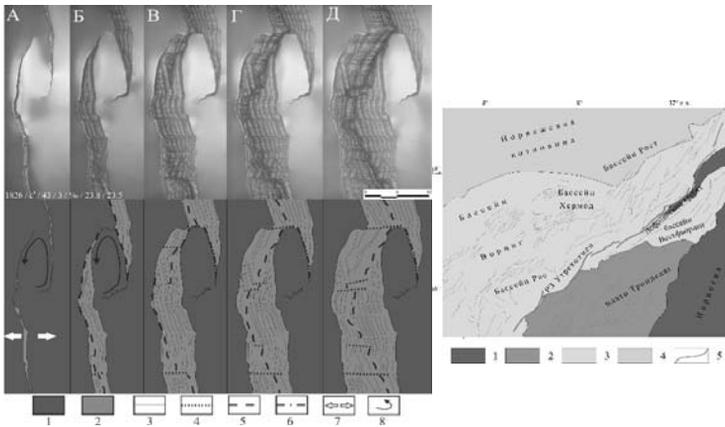


Рисунок 2. Эксперимент № 1826 формирование микроблока при встречном продвижении рифтовых трещин с преобладающим продольным смещением над поперечным и с образованием малоподвижного крупного блока. ($h_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с). Длина разрезов $L = 6 \times 10^{-2}$ м, продольное смещение $a = 3 \times 10^{-2}$ м, поперечное смещение $x = 16 \times 10^{-2}$ м.

А–Д – сверху последовательные стадии эксперимента (вид сверху), снизу – соответствующие им структурные схемы. (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – разрезы и продвигающиеся из них трещины, а также границы основных формирующихся структур; (4) – смещения и сдвиги; (5) – ось спрединга; (6) – ось палеоспрединга; (7) – направление растяжения; (8) – направление вращения микроблока. Справа: структурная схема плато Воринг, построенная по данным [4]. (1) – континент, (2) – платформа, (3) – меловой бассейн, (4) – океаническая кора, (5) – разрывные нарушения.

Третья серия экспериментов посвящена особенностям формирования перескока оси спрединга в сторону действующей горячей точки в пределах краевой части континентальной литосферы с отколом вытянутого микроблока с континентальной корой. Подобные структуры широко распространены, что делает данную проблему актуальной и важной.

В данной серии экспериментов первоначально в модельной литосфере задавалась либо ослабленная зона, либо разрез вдоль всей установки, после чего запускался двигатель и начиналось растяжение. После образования пары валов растяжение останавливалось и делался перерыв 30–40 мин. Затем включался локальный источник нагрева (ЛИН) на расстоянии 1.5–4 см от оси или границы ослабленной зоны. К моменту повторного запуска двигателя в районе действия ЛИН задавался разрез.

При дальнейшем растяжении ось спрединга перескакивала в сторону ЛИН на молодую континентальную окраину и полностью или частично

отделяла от нее линейно вытянутый блок.

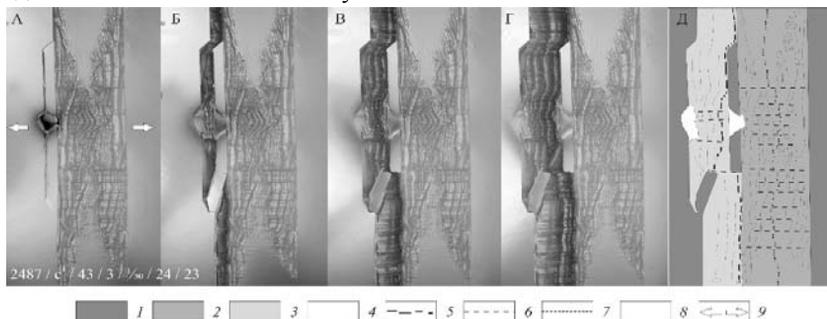


Рисунок 3. Эксперимент № 2487 Формирования системы краевого хребта и вытянутого континентального микроблока в результате перескока оси спрединга в сторону локального источника нагрева ($h_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с). Основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – литосфера, образованная в первую стадию растяжения; (3) – литосфера, образованная во вторую стадию растяжения; (4) – магматические излияния; (5) – ось спрединга; (6) – смещения и сдвиг; (7) – ось палеоспрединга; (8) – границы основных формирующихся структур; (9) – направление растяжения.

Результаты экспериментов хорошо коррелируются с геолого-геофизическими данными и соответствуют современным моделям формирования краевых плато.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
2. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. Т. 1. С. 69–82.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.
4. Zastrozhnov D., Gernigon L., Gogin I., Abdelmalak M.M., Planke S., Faleide J.I., Eide S., Myklebust R. Cretaceous-Paleocene evolution and crustal structure of the northern Vøring Margin (offshore mid-Norway): Results from integrated geological and geophysical study // Tectonics. 2018. V. 37. P. 497–528.

Within passive continental margins, submerged marginal plateaus, aseismic ridges and islands that are not completely separated from the continent are often found. The geodynamic nature and conditions for the formation of such structures, which form during the transition from continental rifting to oceanic spreading, still remain insufficiently studied.

Баранов А.А.¹, Лобковский Л.И.²

(¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, e-mail: aabaranov@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва)

Глубочайшие впадины на суше в Антарктиде как результат кайнозойской активизации рифтогенеза

Baranov A.A.¹, Lobkovsky L.I.²

(¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The deepest depressions on land in Antarctica as a result of Cenozoic riftogenesis activation

Ключевые слова: Антарктида, BEDMACHINE, кайнозойский рифтогенез, вулкан Гауссберг, впадина Денмана, повышение уровня моря

Новые данные по подледному рельефу (BEDMACHINE) показали наличие большого количества узких и глубоких депрессий ложа ледового щита в различных районах Антарктиды с глубинами до 3500 м ниже уровня моря (впадина Денмана). Поскольку осадконакопление под ледяным щитом практически невозможно, предполагается, что образование этих глубоких подледных некомпенсированных впадин связано с активизацией рифтогенеза уже после оледенения Антарктиды. При этом при подходе рифтовой структуры к берегу континента ее подледный рельеф резко выполаживается, что свидетельствует об осадконакоплении в переходной области в периоды таяния льда и последующих морских регрессий-трансгрессий. Отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе порядка -100 мГал для многих подледных впадин свидетельствуют в пользу их рифтогенной природы. Рифтогенез предполагает повышенный тепловой поток, что может приводить к подплавлению подошвы ледников и способствовать их ускоренному сползанию с коренного ложа в океан. Именно этим объясняется приуроченность наиболее быстро движущихся ледников в Антарктиде к районам рифтогенных впадин. Ускорение стока ледников в океан создает потенциальную угрозу повышения уровня Мирового океана. Геодинамический механизм, ответственный за кайнозойскую активизацию рифтовых зон Антарктиды, обусловлен действием локальных верхнемантийных плюмов под Антарктидой, связанных с начавшимся в миоцене ускорением глобальных мантийных процессов. Предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг в Восточной Антарктиде.

В Антарктиде выявлены узкие впадины, по всей видимости, рифтогенной природы, характеризующиеся аномально большими глубинами до 3 км, которые не встречаются на других континентах. Объяснение этого феномена Антарктиды естественно связать с позднекайнозойской активизацией рифтогенеза уже после оледенения континента. Уникальность ситуации для ледяного континента заключается в том, что после оледенения происходит прекращение осадконакопления. Продолжение рифтогенеза в этих условиях приводит к формированию

узких глубоких подледных впадин, заполненных льдом. На других континентах при отсутствии ледяного покрова в рифтовых впадинах происходит достаточно интенсивное осадконакопление, компенсирующее погружение коры при рифтогенезе, которое сглаживает поверхностный рельеф. Таким образом, наличие узких и глубоких впадин подледного рельефа Антарктиды, является свидетельством продолжающегося рифтогенеза после оледенения континента. На рисунке показан подледный рельеф Антарктиды согласно [1].

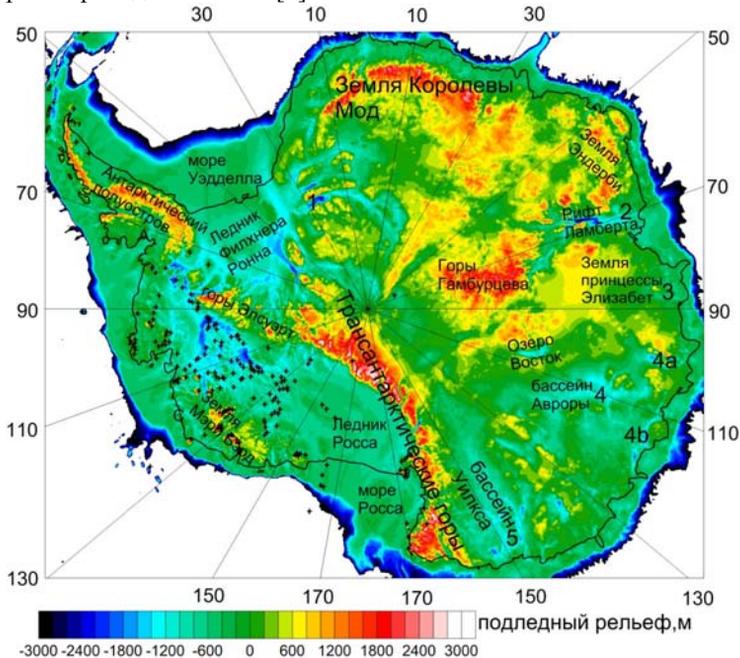


Рисунок. Карта подледного рельефа BEDMACHINE [1]. Обнаруженные вулканы показаны черными крестиками.

Выделяются следующие глубокие впадины ледового ложа [1] с отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе [2]:

1. Три субпараллельные депрессии ледников Бейли, Слессора и Рекавери. Для них гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают $-100 \div -160$ мГал.
2. Система рифтов Ламберта. Для нее гравитационные аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.
3. Предполагаемый рифт Гауссберг и рядом на берегу вулкан Гауссберг [3]. Эта структура менее выражена в подледном рельефе, глубина дна составляет $500-1000$ м ниже уровня моря, а аномалии в свободном воздухе достигают -40 мГал.

4. Система депрессий бассейна Авроры с продолжениями во впадинах Скотта, Денмана; Вандерфорда и Тоттена. Для них аномалии в свободном воздухе достигают -160 мГал.

5. Узкие впадины бассейна Уилкса с глубинами до 2 км простирающихся далеко вглубь континента параллельно Трансантарктическим горам. Они соединяются с впадинами, рассекающими Трансантарктические горы, которые выходят в подледный бассейн Росса. Для них аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

6. Изолированные подледные осадочные бассейны Восток, Астролябии и Адвенче. Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

7. Рифты Земли Королевы Мод и Земли Эндерби имеют относительно меньший масштаб и представлены отдельными подледными депрессиями меридионального простираения от берега вглубь континента.

9. Рифты Трансантарктических гор представлены узкими впадинами, перпендикулярными основной оси Трансантарктических гор. По ним происходит сток льда из Восточной Антарктиды в ледник Росса. Особняком стоит впадина ледника Ренника перпендикулярно берегу, разделяющая Трансантарктические горы у берега параллельно основному простираению. Дно этих впадин лежит на глубине от 1 до 2 км, а аномалии в свободном воздухе достигают -100 мГал.

Для Западно-Антарктической рифтовой системы глубины подледных впадин Бэрда, Бентли и других достигают 2 км и более при этом гравитационные аномалии в свободном воздухе составляют $-40\div-80$ мГал. В то же время для вулканических массивов Земли Мэри Бэрд и отдельных вулканов (Эребус и др.) гравитационные аномалии положительны ($40\div 80$ мГал).

Мало изучена другая система рифтов Западной Антарктиды, которая начинается в районе Южного полюса (глубины $-500\div-1000$ м, гравитационные аномалии в свободном воздухе $-40\div-80$ мГал). Здесь ложе ледника лежит уже на глубине $-1000\div-2000$ м, аномалии в свободном воздухе составляют $-60\div-120$ мГал. Далее эта депрессия соединяется с депрессиями Земли Котс Восточной Антарктиды и впадиной с глубиной более километра выходит в море Уэддела, где быстро выполаживается.

Описанные подледные впадины характеризуются резкими отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе до -100 мГал и более [2], что обычно характерно для активных рифтовых систем.

Механизм образования рифтов Антарктиды связан с растяжением и последующим распадом суперконтинента Гондвана. Начальный этап распада произошел в раннеюрский период. Но еще в девоне–перми, в гондванской литосфере возникли условия растяжения, которые привели к образованию рифтовых грабенов. По краям Гондваны действовали тянущие

силы от окружающей суперконтинент зоны субдукции [4, 5], тогда как под самим суперконтинентом имели место восходящие мантийные потоки. В позднем кайнозое, произошла активизация рифтогенеза в Антарктиде, вызванная начавшимся в миоцене общим ускорением глобальных геодинамических процессов [6], что проявилось, в частности, в интенсификации магматизма в Центральной и Восточной Азии [7] и горообразования в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе [8].

Очевидно, что тектономагматические процессы в Западной Антарктиде во многом определялись фактором обрамляющей ее субдукции, с чем связаны широкое развитие подледных вулканов и активизация рифтов после оледенения материка. Вместе с тем, процессы рифтогенеза и магматизма Восточной Антарктиды, находящейся на значительном расстоянии от зоны субдукции, в большей степени определялись действующим нижнемантийным восходящим потоком под самим континентом, который, трансформируясь в горизонтальные подлитосферные течения, вызывал движение составляющих Гондвану материков в разные стороны от Антарктиды. При изменении режима конвекции, в частности, при ее ускорении горизонтальные верхнемантийные течения приводили к реактивации уже существующих и образованию новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды, связанных с действием локальных мантийных плюмов.

Рассмотренная геодинамическая схема развития тектономагматических процессов в Антарктиде после распада Гондваны близка к модели формирования позднемезозойской магматической провинции в Восточной Азии, предложенной в работе [7]. Интенсивность магматических процессов на разных этапах развития позднемезозойско–кайнозойской вулканической провинции Восточной Азии характеризуется двумя пиками повышенной активности в интервалах: 120–130 млн. лет и 7–15 млн. лет назад [6].

Важно подчеркнуть существование молодого этапа магматической активности в миоцене. Предполагая аналогичный миоценовый пик тектономагматической активности в Антарктиде, можно объяснить послеледниковые процессы активизации рифтогенеза, приводящие к возникновению аномально глубоких впадин в Антарктиде. В связи с этим нами предполагается существование подледной вулканической провинции в районе вулкана Гауссберг.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений РАН №АААА-А19-119011490131-3 и частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН №FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G.,

Eisen O., Ferraccioli F., Forsberg R., Fretwell P. et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nat. Geosci.* 2020. V. 13. P. 132–137.

2. Tenzer R., Chen W., Baranov A. Gravity Maps of Antarctic Lithospheric Structure from Remote-Sensing and Seismic data // *Pure and Applied Geophysics.* 2018. V. 175 (6). P. 2181–2203.

3. Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды – ключ к пониманию распада Гондваны // *Региональная геология и металлогения.* 2012. № 52. С. 58–72.

4. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Tectonophysics.* 2002. V. 351. P. 3–39.

5. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 610 с.

6. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.

7. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника.* 2019. № 4. С. 60–77.

8. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // *Геотектоника.* 2016. № 1. С. 3–24.

New subglacial BEDMACHINE model shows the presence of a large number of narrow and deep bedrock depressions in various regions of Antarctica with depths up to 3500 m below sea level (Denman Depression). Since sedimentation under the ice sheet is practically impossible, the authors suggest that the formation of these deep subglacial uncompensated troughs is associated with the activation of rifting already after the glaciation of Antarctica. At the same time, when the rift structure approaches the coast of the continent, its subglacial relief sharply flattens out, which indicates sedimentation in the transitional area during periods of ice melting and subsequent marine regressions-transgressions. Negative gravity anomalies in the free air of the order of -100 mGal for many subglacial depressions testify in favor of their rift nature. Rifting involves an increased heat flow, which can lead to melting of the glacier base and promote their accelerated sliding from the bedrock into the ocean. This explains the confinement of the most rapidly moving glaciers in Antarctica to the areas of rift depressions. Accelerated flow of glaciers into the ocean creates a potential threat of rising sea levels. The geodynamic mechanism responsible for the Cenozoic activation of the Antarctic rift zones is associated with the action of local upper mantle plumes under Antarctica. The existence of a subglacial volcanic province in the area of the Gaussberg volcano in East Antarctica is assumed.

**Баранов Б.В.¹, Дозорова К.А.¹, Мороз Е.А.²,
Рукавишникова Д.Д.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: bbaranov@ocean.ru; ²Геологический институт РАН, г. Москва)

Контуритовые дрейфы в морях России
**Baranov B.V.¹, Dozorova K.A.¹, Moroz E.A.²,
Rukavishnikova D.D.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

Contourite drifts in the seas of Russia

Ключевые слова: контуритовые дрейфы, придонные течения, структурное положение.

Контуритовые дрейфы были обнаружены в пяти морях России. Эти осадочные тела по структурному положению можно объединить в две группы. Первая группа включает контуриты на шельфах Балтийского и Карского морей, вторая – на склонах котловин Каспийского, Охотского и Японского морей. Группы различаются по размерам, возрасту и набору типов контуритовых дрейфов, что определяется возрастом и глубиной морского бассейна.

Контуритовые дрейфы представляют собой осадочные тела, формирующиеся при осаждении взвешенного материала, который переносится придонными (контурными) течениями. Контуритовые дрейфы широко распространены на пассивных континентальных окраинах, где достигают тысяч км² по площади и сотен метров по мощности, формируясь в течение сотен тысяч и миллионов лет [1, 2]. Эти осадочные тела также могут образовываться в замкнутых или полузамкнутых морских бассейнах, что в настоящем сообщении показано на примере Балтийского, Карского, Каспийского, Охотского и Японского морей

В *Балтийском море* контуритовые дрейфы были обнаружены восточнее Датских проливов вблизи о. Борнхолм [3]. Дрейфы являются мелководными (глубины <100 м), имеют небольшие размеры, и состоят из терригенного материала глинистой размерности. Предполагается, что данные осадочные образования формировались в периоды проникновения через узкие каналы Датских проливов соленых вод из Северного моря в бассейн Балтийского моря. Впервые это произошло на стадии Литоринового моря 7600–4500 лет назад, и от начала стадии Балтийского моря (4300 лет назад) этот процесс с перерывами продолжается до настоящего времени [3].

В *Карском море* формирование небольших контуритовых дрейфов происходит в узких вытянутых депрессиях глубиной менее 300 м, расположенных на погруженной ступени шельфа в юго-западной части моря [4]. Базальное несогласие между горизонтально залегающими осадками и линзовидными отложениями маркирует время начала

формирования контуритов за счет придонных течений, которые возникли в позднем плейстоцене – голоцене при восстановлении морской среды после таяния Баренцево-Карского щита. Гидрологические измерения показали, что течения являются приливными и их скорость достигает 10 см/с [4].

В средней части *Каспийского моря* было выявлено большое количество аккумулятивных тел, характерных для осадконакопления при наличии придонных течений [5]. Эти осадочные тела располагаются в диапазоне глубин 250–720 м и включают в себя осадочные волны и контуритовые дрефты различных типов, которые формируют системы аккумулятивных образований на склонах Дербентской котловины. Распределение этих систем на Среднем Каспии контролируется циркулкаспийским придонным течением, под воздействием которого в замкнутой Дербентской котловине образуется единый эрозионно-аккумулятивный комплекс. Комплекс начал формироваться примерно 30 тыс. лет назад во время Хвалынской трансгрессии [5].

В *Охотском море* контуритовые дрефты и осадочные волны приурочены к северо-восточному склону о. Сахалин и северному континентальному склону Охотского моря [6]. Контуритовые дрефты представлены различными типами, располагаются в интервале глубин 350–1000 м, их площадь достигает несколько тысяч км², а мощность равна первым сотням метров. Распределение дрефтов контролируется гидрологическим режимом Охотского моря, основные придонные течения являются термогалинными, при дополнительном вкладе приливных течений [6].

В *Японском море* контуритовый дрефт располагается в Татарском тропе в интервале глубин 500–800 м [7]. Он представляет собой осадочное тело протяженностью более 80 км и высотой до 50 м, которое примыкает к западному борту тропы. Возраст контуритового дрефта оценивается как нижний плейстоцен, в нем наблюдается множество несогласий, что свидетельствует об изменениях условий среды. Изменение этих условий могло быть обусловлено вариациями скоростей придонных течений и объемом поступающего осадочного материала, зависящих от колебаний уровня моря и изменения положения дельты Палеоаура. Придонная составляющая пограничного течения Шренка, которое представляет собой поток опресненной холодной воды, проходящий с севера на юг вдоль побережья Приморья [8], по всей видимости, ответственна за формирование контуритового дрефта в западной части Татарского тропы.

Контуритовые дрефты по своему структурному положению можно объединить в две группы: (1) расположенные на шельфах внутреннего и краевого морей и (2) приуроченные к склонам котловин внутреннего и окраинных морей.

В первую группу входят контуритовые дрефты, находящиеся на глубинах меньших 300 м во внутреннем Балтийском и краевом Карском

морях и по классификации [1] являются мелководными контуритовыми дрефтами. Они имеют небольшие мощности и площади, равные 12–20 м и 8–10 км², соответственно, относятся к типу удлиненных лоскутных дрефтов в Балтийском море или являются ограниченными дрефтами в Карском море. Придонные течения, которые формируют контуритовые дрефты в Балтийском море, возникают за счет поступления более соленых вод из Северного моря, а в Карском море вызываются приливными течениями. Контуриты сложены глинистым материалом и имеют позднеплейстоцен – голоценовый возраст.

Контуритовые дрефты второй группы формируются на больших глубинах во внутреннем Каспийском, окраинных Охотском и Японском морях. Здесь мощности этих осадочных тел и площади их распространения являются более значительными по сравнению с дрефтами первой группы, достигая, например, в Охотском море первых сотен метров и более 20000 км², соответственно. Контуритовые дрефты, расположенные в этих бассейнах, характеризуются значительным разнообразием своих типов, включая вытянутые грядоподобные, ограниченные, покровные и приразломные дрефты. Формирование контуритовых дрефтов, принадлежащих этой группе, началось в нижнем - среднем плейстоцене за счет деятельности термогалинных и приливных придонных течений.

Приведенный выше обзор дает основание утверждать, что различие между первой и второй группами в размерах, возрасте и наборе типов контуритовых дрефтов определяется условиями окружающей среды, основными из которых является параметры морского бассейна, такие как глубина и возраст. Так, контуриты второй группы были сформированы в достаточно глубоководных бассейнах возраст которых в Охотском и Японском морях равен 25 млн. лет [9, 10]. В этих бассейнах существует стабильная периодически проявляющаяся циркуляция придонных течений о чем, к примеру, свидетельствует наличие раннеплиоцен – плейстоценовых контуритовых отложений в разрезе на борту Курильской котловины [11]. Контуритовые отложения в этих бассейнах располагаются глубже 300 м и влияние колебаний уровня моря на придонные течения, вероятно, являются незначительными. В этом плане котловины замкнутых или полужамкнутых морей похожи на океанические бассейны вдоль континентальных окраин, которых существуют постоянные придонные течения, формирующие огромные скопления контуритовых отложений [1].

С другой стороны, очевидно, что в мелководных бассейнах и на шельфах формирование контуритовых отложений тесно связано с колебаниями уровня моря. Наглядным примером этого является Карское море, уровень которого в сартанское время (МИС 2) был на 150 м ниже своего современного положения [12] и на шельфе моря существовали перигляциальные условия. Затопление шельфа началось 18 тыс. лет назад в ходе постгляциальной трансгрессии [13], что привело к возникновению

придонных течений. Свидетельством этого являются тела контуритов, которые на шельфе начали заполнять грабенообразные депрессии, являющиеся каналами по которым происходит перенос и отложение осадочного материала придонными течениями с верхнего плейстоцена по настоящее время.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rebesco M., Hernández-Molina F. J., Rooij D. V., Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Marine Geology*. 2014. V. 352. P. 111–154. DOI: [10.1016/j.margeo.2014.03.011](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011)
2. Thrana A. C., Dutkiewicz A., Spence P., Müller R. D. Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 489. P. 228–240. DOI: [10.1016/j.epsl.2018.02.044](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.044)
3. Sivkov V., Gorbatskiy V., Kuleshov A., Zhurov Yu. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water system // *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drift and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics* / Stow D.A. et al. (eds.). Geological Society, London, Memoirs. 2002. V. 22. P. 121–136. 0435-4052/02/\$15.00
4. Баранов Б.В., Амбросимов А.К., Мороз Е.А., Мутовкин А.Д., Сухих Е.А., Дозорова К.А. Позднечетвертичные контуритовые дрифты на шельфе Карского моря // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 2. С. 102–108.
5. Левченко О.В., Путанс В.А., Борисов Д.Г. Циркумкаспийский контуритовый комплекс // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2017. № 1. Вып. 33. С. 12–20.
6. Wong H.K., Lüdmann T., Baranov B.V., Karp B.Ya., Konerding P., Ion G. Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Okhotsk // *Marine Geology*. 2003. V. 201. P. 287–305.
7. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Рукавишникова Д.Д., Дозорова К.А. Контуритовые дрифты в Татарском проливе Японского моря // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2020. Т. 491. № 1. С. 63–67.
8. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1991. 174 с.
9. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea Region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* / Eds.: Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M. Ocean drilling Program: College Station, TX, USA, 1992. V. 127/128, Part 2, P. 1311–1331.

10. Werner R., Baranov B., Hoernle K., van den Bogaard P., Hauff F., Tararin I. Discovery of Ancient Volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New Constraints on the Opening History of the Kurile Back Arc Basin // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 442. doi:10.3390/geosciences1011044
11. Karp B.Ya., Karnaukh V.N., Baranov B.V., Dozorova K.A. Seismic stratigraphy and sedimentary processes on the Kurile Basin northern slope (Okhotsk Sea) // *Marine Geology*. 2006. V. 22. P. 1–14.
12. Lambeck K., Rouby H., Pursell A. et al. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // *Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences*. 2014. V. 111 (43). P. 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
13. Stein R., Macdonald R.W., Naidu A.S., et al. Organic carbon in Arctic Ocean sediments: sources, variability, burial, and paleoenvironmental significance // *Org Carbon Cycle Arct. Ocean*. 2004. P. 169–314. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18912-8_7

Contourite drifts have been discovered in five seas of Russia. According to their structural position, these sedimentary bodies can be combined into two groups. The first group includes drifts on the Baltic and Kara seas shelf, the second - on the slopes of the basins of the Caspian, Okhotsk and Japan seas. The groups differ in size, age and combination of drift types; it is determined by age and depth of the marine basin.

Баренбаум А.А.

(Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, e-mail: azary@mail.ru)

О вращении литосферы относительно мантии и участии силы Кориолиса в образовании Атлантического срединного океанического хребта и его трансформных разломов

Barenbaum A.A.

(Oil and Gas Research Institute (OGRI) RAS, Moscow)

On rotation of lithosphere relative to mantle and the Coriolis force participation in formation of Atlantic mid-ocean ridge and its transform faults

Ключевые слова: литосферная оболочка, движение плит, сила Кориолиса, Атлантический срединный океанический хребет

Литосфера предполагается конвективной оболочкой нашей планеты, вращающейся относительно мантии по астеносфере. Построена теоретическая модель, в которой литосфера вращается быстрее мантии Земли. Модель позволяет учесть влияние силы Кориолиса на движение литосферных плит. На основе модели объяснено строение Атлантического срединного океанического хребта и его трансформных разломов.

Введение

Вопрос о влиянии силы Кориолиса на движение литосферных плит нами поставлен [1] после знакомства с результатами работы [2]. Изучая тепловые потоки вдоль девяти геотраверсов, пересекающих срединные океанические хребты (СОХ) в Атлантическом, Индийском и Тихом океане, авторы [2] нашли, что потоки тепла на западном и восточном крыле геотраверсов в северном и южном полушарии Земли различаются. Авторы [2] заключили, что причиной этой асимметрии является сила Кориолиса, которая отклоняет восходящий поток магмы в осевой зоне СОХ к западу в южном, и к востоку в северном полушарии. Этот вывод, однако, не верен, т.к. сила Кориолиса, как показано в [1], влияет на движение плит, а не на поток магмы.

Другой вывод, заключающийся в том, что литосфера представляет собой конвективную оболочку нашей планеты, автономно вращающуюся по астеносфере относительно мантии, стал следствием работ автора [3–7].

В [3–5] предложен физический механизм, объясняющий формирование суперконтинентов поочередно, то в южном, то в северном полушарии Земли бомбардировками планеты галактическими кометами. В этом механизме суперконтиненты образуются в приполярных областях Земли в условиях высокой плотности падений галактических комет, а распадаются на низких и средних широтах при гораздо меньшей плотности кометных падений.

В работах [6, 7] этот механизм использован при объяснении физической природы феномена «истинного полярного блуждания (TPW)» [8]. Сегодня

феномен TRW объясняют переориентацией оси вращения Земли в результате эндогенных процессов в мантии. Нами показано, что феномен TRW вызван изменением не направления земной оси, а изменением положения полюса вращения литосферной оболочки, которая в фанерозое вращалась с более высокой угловой скоростью, чем мантия и планета в целом.

Отличие скоростей вращения литосферной оболочки и мантии приводит к возникновению силы Кориолиса, способной ощутимо влиять на движение континентальных и океанических плит. Построена теоретическая модель, которая позволяет в первом приближении учесть это влияние.

В настоящей работе эта модель использована для объяснения специфики строения Атлантического СОХ и его трансформных разломов.

Теоретическая модель

Известно, что в результате вращения Земли, все объекты, движущиеся по ее поверхности, под действием силы Кориолиса приобретают ускорение α в направлении, перпендикулярном их движению:

$$\alpha = 2[V \times \omega] = 2V\omega \sin(\varphi), \quad (1)$$

где: V – скорость тела, ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта места. В северном полушарии объекты отклоняются вправо, а в южном – влево по ходу их движения.

При наличии на Земле литосферной оболочки, автономно вращающейся относительно мантии, выразим скорость плит относительно мантии суммой скоростей $\mathbf{V} = \mathbf{V}' + \mathbf{V}''$, где \mathbf{V}' – вектор линейной скорости движения плит в литосферной оболочке, \mathbf{V}'' – вектор линейной скорости движения оболочки относительно мантии. Будем считать литосферную оболочку вращающейся системой отсчета, а мантию с закрепленной в ней земной осью отождествим с Землей в целом и определим как инерциальную система отсчета.

Факты свидетельствуют, что, по крайней мере, в фанерозое литосферная оболочка вращалась быстрее, чем мантия, а плиты смещались к северу [4].

Для дальнейшего рассмотрения воспользуемся следующей простейшей моделью. Пусть литосферная оболочка и мантии вращаются вокруг одной оси со скоростями $\omega_o > \omega_m$. Тогда в инерциальной системе отсчета плиты будут перемещаться относительно мантии на запад по широте со скоростью

$$V = R(\omega_o - \omega_m) \cos(\varphi), \quad (2)$$

а под действием силы Кориолиса приобретет ускорение по долготе

$$\alpha = 2R\omega_m(\omega_o - \omega_m) \cos(\varphi) \sin(\varphi), \quad (3)$$

где R – радиус Земли, а φ – широта места.

Из формулы (3) следует, что влияние силы Кориолиса на движение плит достигает максимальных значений на широтах $\varphi = \pm 45^\circ$, а на экваторе ($\varphi = 0^\circ$) и на полюсах ($\varphi = \pm 90^\circ$) сила Кориолиса на плиты не действует.

Эта теоретическая модель поясняется схемой (рис. 1-а и 1-б). На рис. 1-б принято, что плиты вместе с литосферной оболочкой движутся со скоростью $V' \neq 0$ на север по меридиану. Так что в северном полушарии под действием силы Кориолиса F_k скорость плит V'' уменьшается на величину $V'\omega_m \sin(\varphi)$, а

в южном полушарии на ту же величину увеличивается.

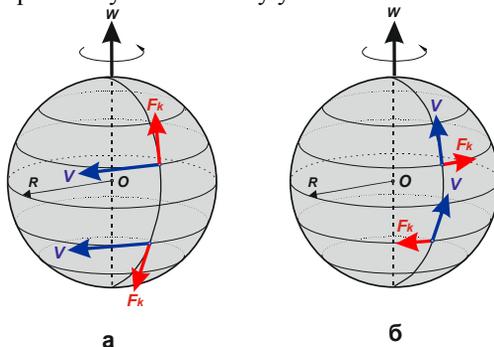


Рисунок 1. Действие силы Кориолиса на литосферные плиты, движущиеся в широтном (а) и в долготном (б) направлениях в северном и южном полушариях

Совмещение случаев (а) и (б) на рис. 1 отвечает более общей модели, в которой оси вращения литосферной оболочки и мантии не совпадают по направлению. Такая модель применима также тогда, когда плиты движутся по земной поверхности с разной скоростью и в произвольных направлениях.

Анализ действия силы Кориолиса на движущиеся по поверхности Земли плиты в обобщенной модели (рис. 1) приводит к трем важным выводам [3]:

- экватор Земли является особой зоной, в которой плиты подвергаются напряжениям растяжения (рис. 1-а) и сдвига (рис. 1-б);
- направление силы Кориолиса на линии экватора испытывает инверсию;
- влияние силы Кориолиса на плиты максимально на средних широтах, тогда как на экваторе и на полюсах Земли сила F_k действовать перестает.

Проиллюстрируем эти выводы их на примере строения Атлантического срединного океанического хребта и его трансформных разломов

Апробация модели

На рис. 2 приведена карта дна современного Атлантического океана с находящимся в центре срединным океаническим хребтом (СОХ), разбитым системой трансформных разломов.

Обратим внимание на важные, с точки зрения нашей модели, детали строения СОХ, которые позволяют считать, что вращение литосферной оболочки и сила Кориолиса способны существенно влиять на движение океанических и континентальных плит. Этими деталями на рис. 2 являются:

1. Изгиб в западную сторону осевой линии Атлантического СОХ на средних широтах в северном и южном полушариях. Согласно формуле (3), такой изгиб можно связать с более высокой скоростью перемещения этих участков СОХ под действием силы Кориолиса (см. рис. 1-а).

Мы полагаем, что большие градиенты силы Кориолиса $F_k(\varphi)$ на средних

широтах вызывают в СОХ напряжения сдвига, которые способны деформировать и разрывать осевую линию Атлантического СОХ, создавая на нем трансформные разломы.

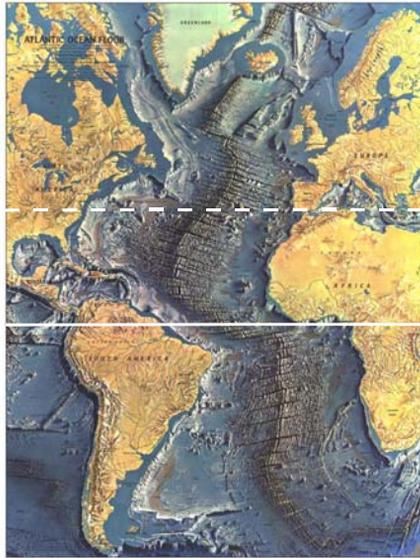


Рисунок 2. Карта дна Атлантического океана со срединным океаническим хребтом. Добавления: сплошная белая линия – современное положение экватора Земли, пунктир – положение экватора на момент возникновения Атлантического океана при распаде суперконтинента Пангея 250 млн. лет назад

2. Слабое развитие трансформных разломов СОХ на высоких северных и южных широтах. Мы видим, что если на экваторе и средних широтах трансформные разломы являются мощными и протяженными, а смещения по ним соседних участков СОХ значительными, то на высоких широтах (особенно, северных) как СОХ, так и его трансформные разломы выглядят маломощными и недоразвитыми. На основании формулы (3) эти факты можно объяснить уменьшением влияния на плиты силы Кориолиса $F_k(\varphi)$ при приближении к северной и южной полюсной зоне ($\varphi \approx 90^\circ$).

3. Изменение угла наклона трансформных разломов к линии экватора, а также к оси СОХ при переходе через экватор. Можно видеть, что если на экваторе трансформные разломы идут вдоль линии $\varphi = 0^\circ$, то с увеличением широты φ угол наклона разломов к экватору в северном полушарии растет в положительную сторону, а в южном полушарии в отрицательную. Эту особенность мы объясняем разнонаправленным действием на плиты силы Кориолиса (рис. 1-а).

4. В результате движения литосферной оболочки на север (рис. 1-б), при

возникновении Атлантического океана, вследствие распада суперконтинента Пангея 250 млн. лет назад, экватор проходил южнее, чем сейчас. Положение экватора Земли в то время отмечено на рис. 2 пунктирной линией.

Основные результаты

Литосфера рассматривается как конвективная оболочка нашей планеты, вращающаяся с большей угловой скоростью, чем мантия Земли. На основе этой гипотезы построена модель, позволившая: 1) выявить влияние силы Кориолиса на движение плит; 2) предложить новое физическое объяснение ТРВ феномена изменением положения полюса вращения оболочки; 3) обосновать развиваемые представления на примере объяснения специфики строения Атлантического СОХ и его трансформных разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренбаум А.А. Смещение потоков тепла в срединных океанических хребтах под действием силы Кориолиса // Материалы XIX международной конф.: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 32–35.
2. Хуторской М.Д., Тевелева Е.А. Асимметрия теплового потока на срединно-океанических хребтах в Северном и Южном полушариях Земли // Георесурсы. 2018. Т. 20(2). С. 122–132.
3. Баренбаум А.А. Суперконтинентальная цикличность как следствие бомбардировок Земли галактическими кометами в спиральных рукавах Галактики // Труды ВЕСЭМПГ-2022. М.: ГЕОХИ РАН, 2022. С. 258–264.
4. Barenbaum A.A. Bombardments of Earth by galactic comets and supercontinental cyclicity // Experiment in Geosciences. 2022. V. 28(1). P. 8–13.
5. Barenbaum A.A. Measuring the precession period of Solar System ecliptic plane using Galactic model // The 13 Moscow Solar System Symposium (October 10-14, 2022). Moscow: IKI RAS, 2022. P. 211–214.
6. Баренбаум А.А. Вращение литосферной оболочки Земли относительно мантии: новое объяснение феномена «истинного полярного блуждания». Участие силы Кориолиса в движении литосферных плит // Труды ВЕСЭМПГ -2023. М.: ГЕОХИ РАН, 2023 (в печати)
7. Barenbaum A.A. On the issue of “true polar wander” phenomenon and its alternative physical interpretation based on galactic model // Processes in GeoMedia-2023. 2023. V. VII. (in press).
8. https://wikipedia.org/true_polar_wander/

A theoretical model is discussed that reveals the influence of the Coriolis force, caused by rotation of the lithospheric shell relative to Earth's mantle, on the movement of oceanic and continental lithospheric plates. Based on this model, a physical explanation of the structural features of Atlantic mid-ocean ridge and its transform faults is given.

**Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³,
Новикова П.Н.³, Петрова В.В.⁴, Пилипенко О.В.⁵,
Рашидов В.А.⁶, Трусов А.А.⁷**

(¹г. Москва, e-mail: yuri_blokh@mail.ru; ²Костромской ГУ, г. Кострома; ³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Геологический институт РАН, г. Москва; ⁵Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва; ⁶Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: rashidva@kscnet.ru; ⁷АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

Наземно-подводные вулканические массивы Курильской островной дуги

**Blokh Yu.I.¹, Bondarenko V.I.², Dolgal A.S.³, Novikova P.N.³,
Petrova V.V.⁴, Pilipenko O.V.⁵, Rashidov V.A.⁶, Trusov A.A.⁷**

(¹Moscow; ²State University of Kostroma, Kostroma; ³Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; ⁴Geological Institute, RAS, Moscow; ⁵Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow; ⁶Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁷SC “GNPP Aerogeofizika”, Moscow)

Terrestrial-submarine volcanic massifs of the Kuril island arc

Ключевые слова: наземно-подводные вулканические массивы, Курильская островная дуга, Алайд, Райкоке, Ушишир, Черные Братья, Львиная Пасть

Изучены наземно-подводные вулканические массивы в Курильской островной дуге. Выявлены участки проявления подводной газо-гидротермальной деятельности. В постройкиках подводных вулканов выделены подводящие каналы и периферические магматические очаги. Определены химический и минеральный составы, а также петромагнитные характеристики горных пород, слагающих эти массивы.

При изучении островодужного вулканизма Тихого океана в пределах Курильской островной дуги (КОД) выполнены комплексные геолого-геофизические исследования пяти наземно-подводных вулканических массивов [1–8].

Установлено, что действующий вулкан Алайд и подводный вулкан Григорьева, составляющие вулканический массив Алайд северо-западного простирания размером 20×30 км, генетически связаны между собой [5, 6]. Обнаруженные тринадцать экструзивных куполов подводного вулкана Григорьева указывают на связь механизмов его извержений и извержений острова-вулкана Алайд, где выделено 36 побочных шлаковых конусов. Наличие такого значительного количества побочных конусов и куполов является характерным отличием вулканического массива Алайд от большинства остальных массивов и одиночных вулканов КОД. В пределах массива установлены участки проявления современной подводной газо-гидротермальной деятельности [9]. Лавы вулканического массива Алайд

близки между собой по химическому составу. Но среди них выделяется два петрохимических типа – высококальциевые субщелочные базальты и Ненормативные шощониты, что дает основание говорить об аномальном магматизме массива Алаид по отношению к другим вулканам КОД. На вулкане Алаид впервые установлены возгоны самородных золота и палладия. Естественная остаточная намагниченность J_n горных пород вулкана Алаид изменяется в диапазоне 7.7–35.7 А/м и обусловлена высоким содержанием зерен магнетита. Естественная остаточная намагниченность горных пород, слагающих подводный вулкан Григорьева, изменяется в диапазоне 1.47–28.45 А/м и обусловлена зернами титаномагнетита с высоким содержанием титана. Фактор Кенигсбергера Q_n изменяется в диапазоне 10.6–51.8 для пород вулкана Алаид и 7.54–15.45 для пород вулкана Григорьева и получается, что основной вклад в аномальное магнитное поле вносит J_n [10–11].

Остров-вулкан Райкоке и расположенный к северо-западу от него четвертичный подводный вулкан 3.18 представляют собой единый наземно-подводный вулканический массив Райкоке северо-западного простирания размером 15×21 км [8]. Расстояние между вершинами вулканов ~7 км, а седловина расположена на глубине ~800 м. У подножия подводного вулкана 3.18 выявлены экстрезии высотой ~ 100 м с очень крутыми и изрезанными склонами. Остров-вулкан Райкоке сложен умеренно-калиевыми породами средней щелочности толеитовой серии от базальтов до андезитов, которые можно рассматривать как типичные островодужные лавы. Драгированные в привершинной части подводного вулкана 3.18 андезибазальты и андезиты, принадлежат к лавам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда. J_n андезибазальтов, обусловленная однодоменной и псевдооднодоменной структурами зерен титаномагнетита, достигает 5.6 А/м, а Q_n – 8.1, и получается, что основной вклад в аномальное магнитное поле вносит J_n . J_n андезитов, обусловленная многодоменной структурой зерен титаномагнетита, достигает 1.12 А/м, а Q_n – 1.0. Установлено, что для вулканического массива Райкоке характерны редкие кратковременные проявления парогазовой активности [8].

Наземно-подводный вулканический массив Ушишир, расположенный между о-вами Кетой и Расшуа, включает в себя два небольших острова – Рыпонкича и Янкича, несколько мелких скал и древнюю кальдеру, размер которой в поперечнике достигает 5 км [7]. Он характеризуется наземной активной современной фумарольной деятельностью и газогидротермальной подводной активностью [7, 9]. Установлено, что экстрезивные купола на о. Янкича сложены породами ряда от базальтов до дацитов. В подводной части восточного склона вулканического массива Ушишир были подняты базальты, андезибазальты, андезиты и дациандезиты, а при драгировании подводной части северо-западного склона – базальты и андезибазальты. В пределах вулканического массива

Ушишир были опробованы железомарганцевые образования. Установлено, что эволюция этого вулканического массива происходила на протяжении шести этапов [7].

Вулканический массив Черных Братьев, размером по основанию – 33×36 км расположен на пересечении Большой Курильской Гряды и Броутонской поперечной вулканической зоны [3, 4]. Он состоит из о-вов Черные Братья и двух подводных кальдер, борта которых четко трассируются в магнитном поле ΔT_a высокоградиентными зонами, горизонтальный градиент которых достигает 1200 нТл/км. На о-вах Черные Братья насчитывается 13 вулканических построек, три из которых – действующие. Внутри массива выявлены подводные оползневые образования. Состав пород, слагающих вулканические постройки на островах, меняется от базальтов до андезитов. Аналогичными по составу являются и драгированные внутри массива породы, относящиеся к умеренно калиевому типу и, как подавляющее большинство лав КОД, к высокоглиноземистому ряду. J_p драгированных пород изменяется в диапазоне 1.4–64.53 А/м и обусловлена высоким содержанием PSD и MD зерен титаномагнетита с различным содержанием титана, а Q_p – в диапазоне 1.1–177.6 и получается, что основной вклад в аномальное магнитное поле вносит J_p . Установлено, что внутри массива происходит современная подводная газо-гидротермальная деятельность [4, 9], а его эволюция происходила на протяжении пяти этапов [3].

Наземно-вулканический массив Львиная Пасть имеет крутые внутренние склоны. Двойная кальдера Львиная Пасть находится в центре позднеплейстоценовой вулканической постройки с диаметром основания 12–13 км и имеет размеры 7×9 км и 6×4 км [2]. При образовании кальдеры Львиная Пасть около 9400 лет назад отмечены крупные выбросы пемзового материала, максимальная мощность которых достигает 100 м. Общий объем извергнутого материала $\geq 70 \text{ км}^3$. Внутри массива установлены участки проявления современной подводной газо-гидротермальной деятельности [12].

Применение современных компьютерных технологий позволило построить 3D геомагнитные модели подводных вулканов Григорьева и 3.18 (рисунок) и выделить в пределах этих вулканических построек периферические магматические очаги и подводящие каналы [5, 6, 8]. Установлено, что образование этих структур, как и других изученных подводных вулканов КОД [13], происходило в период инверсий магнитного поля Земли.

В результате выполненных исследований получены новые данные о петромагнитных свойствах, структурных и петрографо-минералогических особенностях горных пород, слагающих наземно-подводные вулканические массивы в КОД. В изученных массивах выявлены участки проявления подводной газо-гидротермальной деятельности, разломные зоны и всиячие геологические тела которые при землетрясениях могут стать причиной

появления цунами. В постройках подводных вулканов выделены периферические магматические очаги и подводящие каналы, установлено время их образования. Впервые для КОД обобщены результаты комплексного изучения наземно-подводных вулканических массивов, что, несомненно, является важным шагом для изучения островодужного вулканизма Тихого океана.

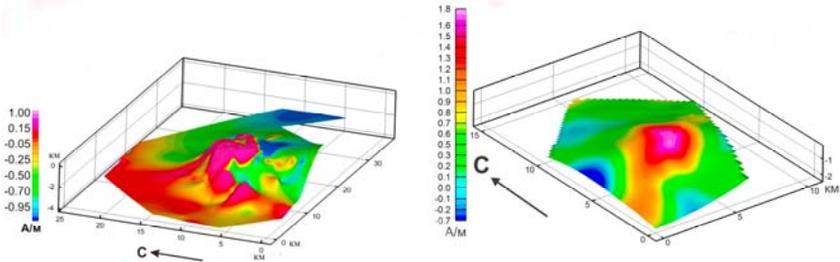


Рисунок. 3D геомагнитные модели подводных вулканов Григорьева (слева) и 3.18 (справа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.
3. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 80–88.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алайд (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25–30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135–143.
7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 16–34. <https://doi.org/10.7868/S0203030618010029>
8. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Вулканический массив Райкоке (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 61–80. <https://doi.org/10.31857/S0203030621030020>

9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 1. С. 4–13. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.1.004-013>
10. Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П. и др. Петромагнитная и геохимическая характеристики вулканитов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид, Курильская островная дуга // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 3–21. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010028>
11. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.
12. Бондаренко В.И., Петрова В.В., Рашидов В.А. Новые сведения о проявлении подводной газо-гидротермальной активности в пределах Курильской островной дуги // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2022 г. / Гл. ред. д.г.-м.н. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 115–118.
13. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

Terrestrial-submarine volcanic massifs in the Kuril island arc were studied. Areas of manifestation of underwater gas-hydrothermal activity have been identified. In the buildings of underwater volcanoes, supply channels and peripheral magma chambers are identified. The chemical and mineral compositions, as well as the petromagnetic characteristics of the rocks composing these massifs, have been determined.

Боголюбский В.А.^{1,2}, Дубинин Е.П.^{1,2}, Грохольский А.Л.²

(¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru;

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Музей земледования, г. Москва)

Формирование современной структуры Американно-Антарктического хребта

Bogoliubskii V.A.^{1,2}, Dubinin E.P.^{1,2}, Grokholsky A.L.²

(¹Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²The Earth Sciences Museum of Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Formation of the contemporary structure of the American-Antarctic Ridge

Ключевые слова: косой спрединг, ультрамедленный спрединг, трансформные разломы, нетрансформные смещения

На основе физического моделирования была построена модель формирования современной структуры Американно-Антарктического хребта, состоящего из ряда коротких спрединговых сегментов и длинных трансформных разломов. Предполагается, что при изменении направления растяжения около 20 млн. лет назад сначала произошло заложение современных трансформных разломов, а затем – постепенное изменение простирания соединяющих их спрединговых сегментов.

Американно-Антарктический хребет (ААХ) протягивается от тройного соединения Буве до южной оконечности Южно-Антверпийской зоны субдукции. Средняя скорость растяжения на хребте составляет около 19.5 мм/год. На большей части ААХ отличается косым растяжением, причем угол между направлением растяжения и простиранием хребта варьируется от 20 до 45–50°. Хребет рассечен тремя крупными трансформными разломами (Конрад, Буллард и Южно-Сандвичев) и несколькими более мелкими трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Суммарная длина трансформных разломов превышает длину спрединговых сегментов [1].

Формирование современной структуры ААХ связано с преобразованием Южно-Антверпийской зоны субдукции и структурного плана моря Скотия в целом. Так, последние изменения фиксируются около 20 млн. лет (аномалия С6н): изменение геометрии зоны субдукции привело к изменению простирания хребта на величину около 30°, отмиранию его южной части и формированию современного структурного плана коротких спрединговых сегментов и длинных трансформных разломов вместо приблизительно равных по протяженности спрединговых и трансформных структур [1–3].

Для воспроизведения условий формирования современной структуры ААХ было использовано метод физическое моделирование, проводившееся

на базе лаборатории Музея Землеведения МГУ имени М. В. Ломоносова.

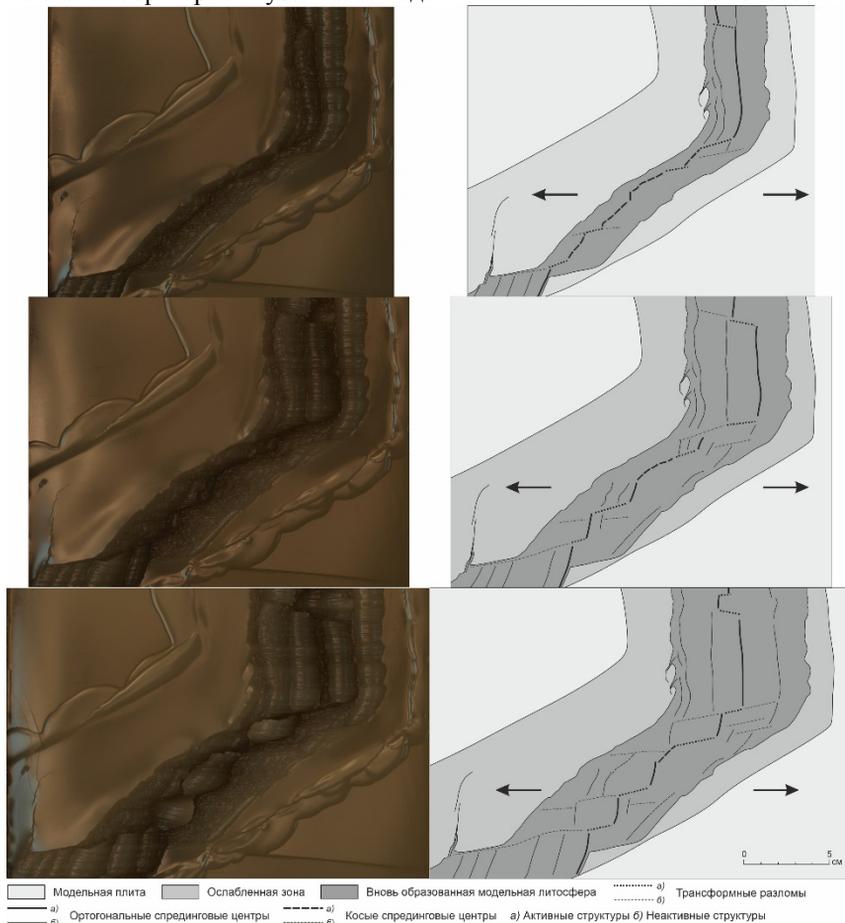


Рисунок 1. Эксп. 2783. Моделирование формирования современной структуры ААХ. Слева – этапы развития модели, справа – их структурная интерпретация

Экспериментальная установка включает текстолитовую ванну, поршень, растягивающий модельное вещество, и систему внутреннего нагрева. Модельное вещество представляет собой смесь парафина, вазелина и церезина. Его свойства удовлетворяют критерию подобия океанической литосферы, включающему в себя плотность материала, его толщину и предел прочности на сдвиг [4].

После плавления вещества в установке его верхний слой охлаждается вентилятором и по достижении необходимой толщины корки застывшего

вещества (модельной литосферы) начинается ее растяжение с помощью поршня. Вещество обладает упруго-вязко-пластичными свойствами и при определенных значениях температуры и скорости растяжения ведет себя как хрупкое или пластичное тело. Деформации модельной литосферы определяются толщиной хрупкого слоя H и шириной ослабленной зоны W [5]. Также в модель можно ввести локальный источник нагрева, имитирующий термическую активность мантийного плюма. В рамках моделирования ААХ были использованы также новые методики визуализации результатов физического моделирования, включающие построение цифровой модели рельефа эксперимента и фиксацию температурного поля эксперимента с помощью тепловизора InfiRay T3S.

Изначальная конфигурация модели представляла собой две косые к направлению растяжения ослабленные зоны: первая наклонена под углом 70° , имитируя южную часть Срединно-Атлантического хребта, вторая – под углом 30° , воспроизводя ААХ в момент изменения направления растяжения около 20 млн. лет назад.

В ходе растяжения (рис. 1) ослабленная зона модельного ААХ была расколота субпараллельной ее простиранию трещиной, сформировавшей косой рифт. Постепенно в пределах косого рифта начали образовываться трансформные разломы в виде протяженных трансенсивных зон, соединяющих косые спрединговые сегменты. На следующем этапе трансформные разломы постепенно становились более параллельными направлению растяжения, что, по-видимому, привело к переходу косых спрединговых сегментов в ортогональные, в пределах которых также могут быть выделены отдельные нетрансформные смещения. Особенностью данного перехода являлось образование валов на модельном хребте, что говорит об увеличении эффективных скоростей спрединга в пределах данных сегментов. Применительно к ААХ данный процесс может быть интерпретирован как увеличение магматической активности при переходе от косого к субортогональному спредингу. Процесс сопровождался изменением рисунка трансформных разломов: часть из них, более коротких, перешла в нетрансформные смещения, другие же, напротив увеличили свою протяженность, что отражает сходство с вышеописанным структурным планом ААХ (рис. 2г). Заметными являются изменения в рельефе (рис. 2е) и термической структуре модели (рис. 2а-в): при переходе косых сегментов в ортогональные уменьшаются ширина и глубина рифтовой долины, а область повышенных температур локализуется в более узкой области. Аналогичная ситуация прослеживается и для трансформных разломов (рис. 2д). Это позволяет сделать выводы о большей энергетической эффективности системы ортогональных спрединговых сегментов и трансформных разломов по сравнению с системой косых сегментов разной степени наклона. На заключительной стадии эксперимента сохранился лишь небольшой участок косого спрединга. В настоящее время на ААХ

сегменты с углом наклона 45–50° составляют незначительную часть суммарной протяженности хребта. Возможно, в скором будущем данные сегменты перейдут в ортогональные. Причем их присутствие характерно лишь для восточной части ААХ, находящейся под термическим влиянием горячей точки Буве [6], что, вероятно, и обуславливает большую длительность перехода косых сегментов в ортогональные.

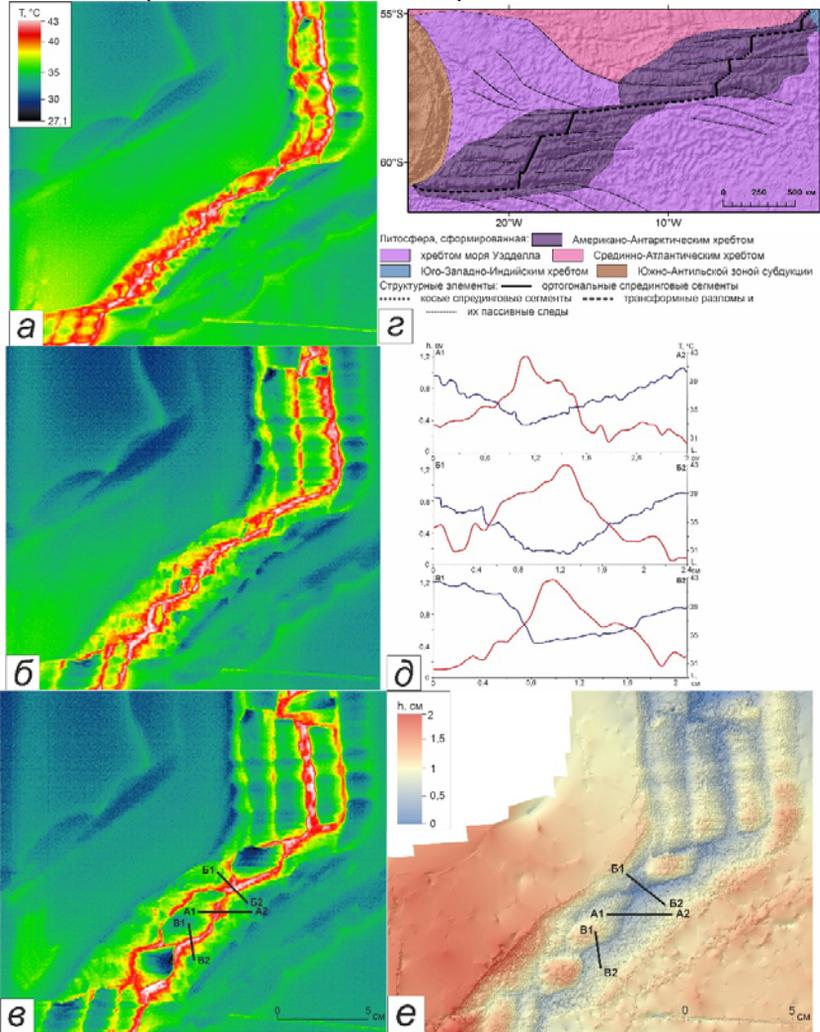


Рисунок 2. Эксп. 2783. Моделирование формирования современной структуры ААХ. а–в) Температурное поле модели на различных стадиях ее развития. Стадии соответствуют рис. 1.; г) Структурная схема ААХ; д)

гипсометрические и температурные профили через ортогональный сегмент (сверху), косой сегмент (посередине) и трансформный разлом (снизу). Соответствуют заключительной стадии эксперимента, проведены по линиям на илл. в), е). е) рельеф заключительной стадии экспериментальной модели

Основные выводы моделирования предполагают, что современный ААХ находится в стадии перехода от системы косых спрединговых сегментов к системе ортогональных сегментов и трансформных разломов.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lawver L.A., Dick H.J.B. The American-Antarctic Ridge // *Journal Of Geophysical Research*. 1983. V. 88. No. B10. P. 8193–8202.
2. Barker P.F., Lawver L.A. South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge // *Geophysical Journal*. 1988. V. 94. P. 377–386.
3. Schreider A.A., Schreider A.I., Bulychev A.A., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Kashintsev G.L. Geochronology of the American–Antarctic Ridge // *Oceanology*. 2006. V. 46. № 1. P. 114–122.
4. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 5. С. 49–55.
5. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.
6. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M. et al. Petrology and geochemistry of basalts from American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1985. V. 90. P. 367–380.

Basing on the results of physical modelling in this paper we created a model of American-Antarctic Ridge contemporary structure formation. The structure includes a complex of short spreading segments and long transform faults. It is assumed that due to extension direction changes ca. 20 Ma firstly modern transform faults appeared. Then connecting them spreading segments gradually changed their strike.

Бондаренко В.И.¹, Рашидов В.А.²

(¹Костромской ГУ, Кострома, e-mail: vibond@list.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

Сейсмофациальные комплексы охотоморского склона острова Итуруп по данным непрерывного сейсмопрофилирования

Bondarenko V.I.¹, Rashidov V.A.²

(¹State University of Kostroma; ²Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

Seismofacial complexes of the Okhotomorsky slope of Iturup Island according to continuous seismic profiling data

Ключевые слова: остров Итуруп, сейсмофациальные комплексы, подводные вулканы, Курильская глубоководная котловина

Геологическое строение и литология охотоморского склона о. Итуруп отличаются сложным мозаичным характером, обусловленным тектоническими, геоморфологическими процессами и вулканической деятельностью. В пределах склонов о. Итуруп выделено несколько сейсмофациальных комплексов и составлена схема их распространения.

Распространение выделенных на охотоморском склоне о. Итуруп сейсмофациальных комплексов отличается большей мозаичностью, обусловленной условиями осадконакопления, тектоническими процессами, вулканической деятельностью, а также эрозионными и обвально-оползневыми процессами.

В пределах прилегающих к острову частей Курильской глубоководной котловины выделяется комплекс предположительно осадочных отложений (рисунки 1, 2). Эти отложения распространены, в основном, на удалении более 40–60 км от острова Итуруп [1]. На сейсмограммах непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) в пределах этого комплекса хорошо выражены протяженные гладкие субпараллельные отражающие границы. Местами они прослеживаются до глубины 1.0–1.8 с ниже уровня дна. Здесь и далее глубины и мощности тех или иных горизонтов приводятся в секундах удвоенного времени распространения сигнала.

К северу от вулкана 8.5 и к западу от вулканов 8.7, 8.17 (рис. 2) отмечается резкое ослабление интенсивности отражений ниже 0.4 с от поверхности дна. На этом уровне местами на сейсмограммах прослеживается довольно отчетливо выраженная субпараллельная поверхности дна отражающая граница (BSR), отмечаются другие нарушения волновой картины, ранее отмечавшиеся нами в других районах Курильской островной дуги, где развиты процессы миграции углеводородных газов и гидратообразования в верхней части осадочного

разреза [2–4].

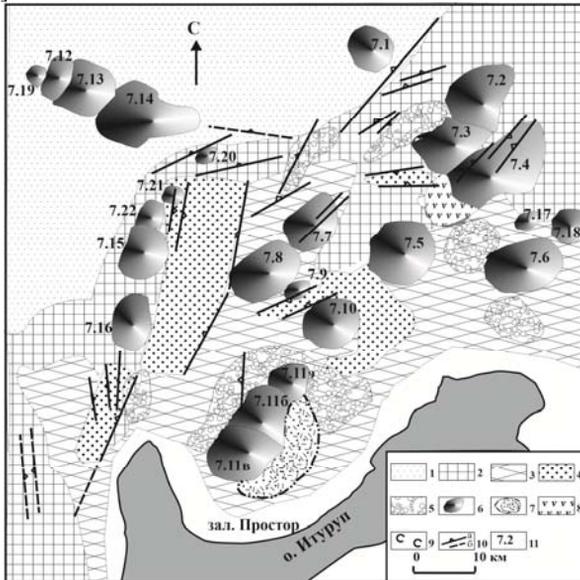


Рисунок 1. Схема распространения сейсмофациальных комплексов на охотоморском склоне северной части о. Итуруп: 1– осадочные отложения дна Курильской котловины; 2 – комплекс отчетливо слоистых, предположительно древних осадочных и вулканогенно-осадочных образований основания островной дуги; 3 – комплекс «акустически непрозрачных», предположительно вулканогенно-осадочных и рыхлых вулканогенных отложений; 4 – осадочные отложения молодых впадин и грабенов на склоне острова; 5 – предполагаемые оползневые отложения; 6 – постройки подводных вулканов; 7 – подводные кальдеры; 8 – выходы плотных, предположительно эффузивных пород; 9 – предполагаемые газовые гидраты в осадках; 10 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые по данным НСП; 11 – номера подводных вулканов по [1].

Выходы комплекса отчетливо слоистых, предположительно древних осадочных и вулканогенно-осадочных образований основания островной дуги на поверхность дна занимают обширные площади на охотоморских склонах о. Итуруп, особенно на некотором удалении от острова, вблизи границ Курильской котловины. На сейсмограммах НСП образованиям комплекса соответствуют многочисленные хорошо выдержанные интенсивные отражающие границы, прослеживающиеся иногда до глубин 1.0–1.6 с ниже уровня дна. Образования комплекса часто смяты в пологие складки, разбиты многочисленными разломами, особенно у южной части о. Итуруп. Наклон отражающих границ обычно возрастает с глубиной от 0–3 в

верхней части разреза до 5–7. Местами отмечается налегание образований верхней части комплекса на сложенные плотными породами постройки ряда подводных вулканов, что говорит о древности последних. Возможно, описываемый сейсмофациальный комплекс соответствует зеленотуфовому комплексу основания Курильской островной дуги [5].

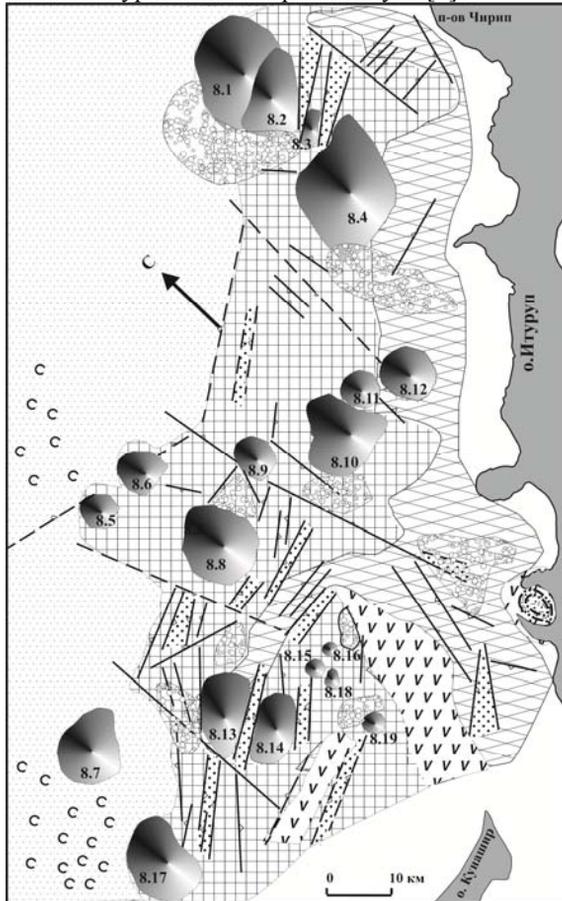


Рисунок 2. Схема распространения сейсмофациальных комплексов на охотоморском склоне центральной и южной частей о. Итуруп. Условные обозначения см. на рис. 1

Отложениям комплекса «акустически непрозрачных», предположительно вулканогенно-осадочных и рыхлых вулканогенных отложений на сейсмограммах НСП обычно соответствует картина с многочисленными короткими различно ориентированными осями синфазности сигнала и высоким уровнем записи сигналов–помех, на фоне

которых выделяются отдельные довольно протяженные отражающие горизонты или коррелируемые зоны относительно повышенного уровня сигналов. Чаще всего подобные отражающие границы прослеживаются на глубинах, не превышающих 0.2–0.3 с вследствие очень сильного рассеяния энергии сейсмических волн, хотя местами их удается проследить до глубин 0.4–0.5 с.

Отложения этого комплекса наиболее распространены вблизи о. Итуруп (рисунки 1, 2). Иногда они распространяются от самого острова до оси ближайшего крупного каньона. Подобная картина может свидетельствовать о синхронности формирования каньона и толщи «акустически непрозрачных» отложений, о молодости последних вблизи острова, и о том, что основным источником материала являлся сам остров. Вероятно, вблизи острова данный комплекс сложен, преимущественно, молодыми (четвертичными?) вулканогенно-осадочными и рыхлыми вулканогенными отложениями, являющимися продуктами деятельности четвертичных вулканов и продуктами их разрушения.

Но в тоже время, образования со сходными акустическими характеристиками довольно широко распространены и на некотором удалении от о. Итуруп. Судя по характеру залегания и соотношениям с другими комплексами, здесь мы имеем дело, скорее всего, с древними вулканогенно-осадочными отложениями [1, 5].

Осадочные отложения молодых впадин и грабенов, граничные крутыми сбросами отмечается на склоне южной части острова (рисунки 1, 2). Обычно они заполнены горизонтально-слоистыми молодыми осадочными отложениями, с видимой мощностью местами более 1.0 с. Иногда эти грабены заполняются осадочными отложениями не полностью и образуют вытянутые понижения в рельефе дна.

Предполагаемые оползневые образования распространены вблизи о. Итуруп и у подножия некоторых подводных вулканов (рисунки 1, 2). Характер сейсмоакустического изображения этих отложений значительно меняется – от хаотического рисунка отражающих границ разной протяженности и интенсивности до отчетливо выраженных субпараллельных границ, чаще всего несогласных поверхности дна, в пределах отдельных крупных блоков. Участки развития оползневых отложений часто характеризуются неровным, бугристым рельефом дна.

Комплекс предполагаемых вулканических образований, в основном, слагает постройки подводных вулканов. Кроме того, местами на поверхность дна выходят сходные по своим сейсмоакустическим характеристикам образования, связанные с древними магматическими комплексами (рисунки 1, 2). Поверхности вулканических массивов чаще всего соответствует акустически жесткая, неровная отражающая граница («акустический фундамент») с множеством записей дифрагированных и боковых волн.

Своеобразием отличаются кальдерные комплексы [1, 6]. Картина сейсмоакустического изображения внутрикальдерных толщ характеризуется сложным рисунком осей синфазности сигнала различной протяженности и степени выраженности (от хаотического до слоистого), с высоким уровнем записей сигналов-помех. При этом для этих толщ характерны большая мощность и отчетливая локализация внутри системы крупных кольцевых разломов. В районе о. Итуруп в настоящее время известны две подводные кальдеры: Львиная Пасть и кальдера залива Простор (рисунки 1, 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 100–104.
3. Надежный А.М., Бондаренко В.И. Газовые гидраты в прикамчатско-припарамуширской части Охотского моря // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1192–1195.
4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная поводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 69–85.
5. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука. 1987. 238с.
6. Бондаренко В.И. Строение подводных кальдер по данным сейсмоакустического профилирования (на примере Курильской островной дуги). Автореферат дис.... кандидата геолого-минералогических наук / Акад. наук СССР. Геологич. ин-т. Москва, 1990. 24 с.

The geological structure and lithology of the Okhotomor slopes of Iturup Island are characterized by a complex mosaic character due to tectonic, geomorphological processes and volcanic activity. This is reflected in the nature of the seismoacoustic image of the upper part of the section according to NSP data. Detailed seismic studies of the area with varying degrees of confidence make it possible to identify several seismic facies complexes within the slopes of Iturup Island, and to draw up a diagram of the distribution of these complexes.

**Веклич И.А.¹, Иваненко А.Н.¹, Левченко О.В.¹,
Веселов О.В.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, ²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН г. Южно-Сахалинск, e-mail: veklich.ilya11@mail.ru)

Природа источников магнитных аномалий Восточно-индийского хребта и прилегающих котловин в районе экватора

Veklich I.A.¹, Ivanenko A.N.¹, Levchenko O.V.¹, Veselov O.V.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ¹Institute of Marine Geology and Geophysics Far-Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

Nature of sources of magnetic anomalies in the East Indian ridge and surrounding basins near equator

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, линейные магнитные аномалии, палеоширота

Построена детальная карта магнитных аномалий для слабо изученного региона северо-востока Индийского океана. На ее основе уточнены простирания ранее идентифицированных аномалий и выделены разломные зоны. На Восточно-Индийском хребте исследована вулканическая гора. Согласно полученным оценкам она имеет глубокий корень и сформировалась в приэкваториальной области.

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) расположен в северо-восточной части Индийского океана и занимает ключевое положение в регионе. Простираясь на длину свыше 5000 км от 35° ю.ш. до 10° с.ш. он разделяет регион на две части, Центральную котловину к западу и Кокосовую, Вартон к востоку. На данный момент господствующей является гипотеза плюмовой природы образования ВИХ. Однако по причине малочисленности геолого-геофизических данных на ВИХ, она требует принятия ряда допущений, в связи с чем остается до настоящего времени дискуссионной. Другим важным вопросом в эволюции ВИХ остается, присутствие или отсутствие здесь следов наложенного (вторичного) магматизма. Одним из ключей к расшифровке генезиса ВИХ, являются геомагнитные исследования.

Исследуемый нами регион отличается от остальной части ВИХ, наличием относительно густой геомагнитной съемки, как минимум, 3-х экспедиций. Выбор данного участка для исследований не случаен, именно здесь в 1972 г. была пробурена глубоководная скважина 216 проекта DSDP. В 1982 г. на полигоне с координатами 87.5–92.5° в.д., 0.85–2.15° с.ш. были выполнены крупномасштабные геолого-геофизические работы СахКНИИ (сейчас ИМГиГ ДВО РАН) в 20 рейсе НИС «Морской геофизик». По результатам рейса, был опубликован ряд работ, посвященных, в частности, первичному анализу аномального магнитного поля (АМП) и идентификации линейных магнитных аномалий [1, 2]. В 2007 и 2017 гг. в

пределах ВИХ были проведены детальные полигонные геолого-геофизические работы в рейсах НИС «Роджер Ревелл» (США) и НИС «Академик Борис Петров» (Россия) [3], в которых авторы принимали непосредственное участие. По результатам 3-х экспедиций, в совокупности с данными базы Geodas[4], нами была синтезирована детальная карта АМП для широкой полосы океанского дна (рис.).

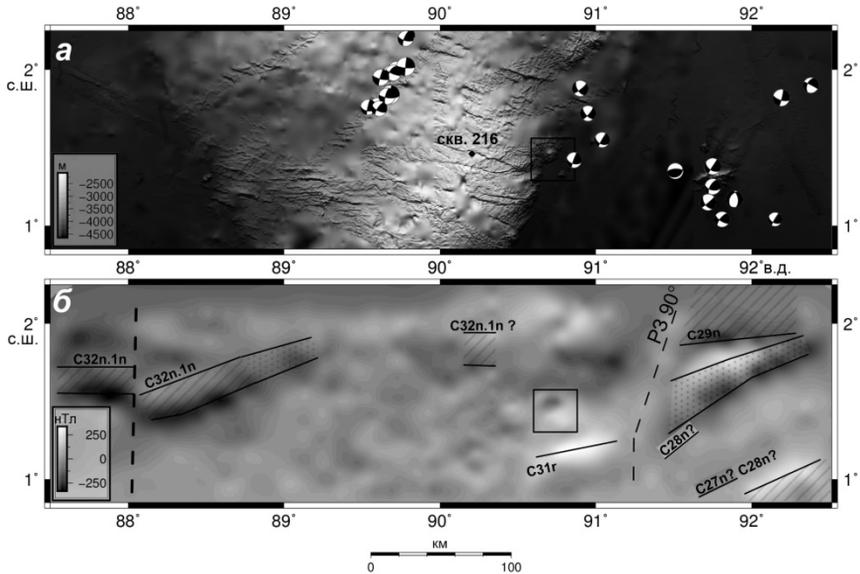


Рисунок. Рельеф дна (а) и АМП (б) на исследованном полигоне. Линии и заштрихованные области – границы номерных аномалий из базы GSFML [5] и по А.А. Шрейдеру [2], у которых местоположение аномалии C28n, скорее всего, ошибочно; точечными областями и отмечены оси хронов согласно нашим исследованиям; подчеркнутые хроны – переидентифицированные аномалии. Пунктирной линией обозначены разломные зоны. Прямоугольником указано местоположение исследованной горы и контуры дипольной аномалии, для которой подбиралось эквивалентное модельное поле. Пляжные мячики маркируют эпицентры землетрясений.

В плане полигон приурочен к поднятию ВИХ и дну прилегающих глубоководных котловин. Хребет состоит из двух блоков, смыкающихся в районе 2° с.ш. К зоне сочленения сегментов тяготеют эпицентры землетрясений, что свидетельствует о современной тектонической активности. Массив хребта изрезан серией позднемiocеновых линейных разрывов субширотного и ЗСЗ простираний, выраженных в рельефе в виде ложбин.

Над хребтом наблюдается неоднородное, сильно интерферирующее

АМП. В северной части $\sim 1.5\text{--}2^\circ$ с.ш., прослеживается субширотный тренд в простирании цепочек положительных и отрицательных аномалий, совпадающий в плане с зоной стыка сегментов. Схожую картину приуроченности серий аномалий к зоне стыка сегментов мы зафиксировали и на полигоне в районе $\sim 5^\circ$ с.ш. [3]. Ранее А.А. Шрейдером [2] на ВИХ была выделена линейная магнитная аномалия С32n.1n. Из анализа представленной карты АМП очевидно, что аномалия расположена в области сильно интерферирующего поля и в «чистом виде» под хребтом прослеживается нечетко, что также отмечалось ранее. К западу и востоку от хребта распространены интенсивные линейные аномалии обоих знаков. Согласно последним палеорекострукциям, ВСВ простирание осей аномалий вызвано разворотом Индийской плиты в палеоцене [2]. В Центральной котловине хорошо прослеживается линейная аномалия С32n.1n. По меридиану 88° в.д. происходит разрыв оси аномалии и смещение ее сегментов на расстояние $\sim 10\text{--}15$ км, что указывает на наличие здесь разломной зоны, образованной еще в период спрединга. Аномалия С32n.1n уникальна тем, что она прослеживается дальше к востоку и над ВИХ, т.е. здесь магматизм хребта не разрушил полностью спрединговые магнитные аномалии.

К востоку от хребта в котловине Вартон наблюдается более сложная картина. Здесь выделяется как минимум три линейные аномалии, смещенные относительно друг друга разломной зоной (РЗ) ССВ простирания. На развитие здесь РЗ указывает не только разрыв осей аномалий, но и маркирующая ее линейная аномалия с размахом до 100 нТл. Исходя из анализа материалов 1983 г., 22 рейса НИС «Морской геофизик» и 24 рейса НИС «Пегас», съемки которых надстраивают наш полигон [2], простирание разлома прослеживается до аномалии С30n (до 3.2° с.ш.). По всей видимости, данный линеамент является т.н. «разломом 90° », ранее выделенным по редким региональным профилям, в связи с чем его простирание оставалось дискуссионным. Наша детальная карта позволяет его четко проследить. Видно, что разломная зона не ортогональна осям линейных аномалий, как ее рисовали ранее. Отражение разлома в АМП, скорее всего, связано с протеканием вдоль него процессов серпентинизации.

К востоку от РЗ 90° ранее были выделены две последовательные аномалии С28n, С29n [2, 5]. Рассчитанная по ним мгновенная скорость спрединга для этого сегмента составляет более 20 см/год, что явно завышенная величина. Также отмечено не соответствие с геохронологической шкалой соотношения коры с обратной полярностью к нормальной у аномалии С28n. Эти обстоятельства вынуждают нас усомниться в предыдущей идентификации аномалии С28n. Вероятно, она проходит севернее и соответствует интенсивным знакопеременным линейным аномалиям под осью С29n. Тогда аномалия, которую принимают за С28n, является С27n. При таком структурировании аномалий, мгновенная

скорость спрединга составляет 9–10 см/год, 2–4 см/год и 5 см/год, соответственно для аномалий C29n, C28n и C27n, что согласуется с кинематикой Индийской плиты. Видно, что к югу от C29n, происходит резкое изменение азимута простираения линейных аномалий с субширотного до ВСВ. Если наша идентификация верна, то понижение скорости образования коры во время хрона C28n, может быть связано с перестройкой оси спрединга. Однако для однозначной идентификации хрона C28n нам недостает магнитных данных к югу от полигона. К западу от P3 90° выделена и детально закартирована, галсами трех экспедиций, ветвь аномалии C31r. Согласно выполненной идентификации аномалий, P3 90° разделяет участки дна с разницей возраста ~7 млн. лет.

На восточном склоне ВИХ четко выделяется локальная коническая гора, характеризующаяся интенсивной дипольной магнитной аномалией. В гравитационном поле ей соответствует изометричный минимум силы тяжести в редукции Буге. Это предполагает мощную корневую структуру горы. На сейсмических разрезах, пересекающих эту гору видно, что вершина возвышенности не эродирована и не перекрыта осадками. Для изучения свойств этого интересного объекта, была построена адекватная ему модель, путем подбора эквивалентного по полю источника, воспроизводящего характеристики и структуру АМП. Определение по спектральному площадному анализу средней глубины до верхней кромки и центра магнитных масс показало, что основной интервал глубин, в котором располагаются источники аномалии, составляет 3.3–6.5 км от уровня моря. Этот факт свидетельствует о наличии у исследованной горы глубоких корней и указывает на ее вулканическую природу. Чтобы определить место и время образования подводной горы решалась линейная обратная задача относительно среднего вектора намагниченности объекта (палеомагнитная задача о направлении намагниченности горы) [6]. Согласно полученным оценкам, тело имеет наклонение вектора намагниченности $-8.1 \pm 0.8^\circ$, что соответствует палеошироте образования его (термоостаточной) намагниченности $4.1 \pm 0.4^\circ$ ю.ш. Из этого следует, что объект образовался в приэкваториальной зоне. С учетом скорости дрейфа Индийской плиты в неоген–четвертичном периодах ее возраст оценивается в 19 млн. лет. Склонение намагниченности близко к $142 \pm 0.8^\circ$, согласно палеореконструкции региона и рассчитанной палеошироте, гора образовалась после вращения Индийской плиты, поэтому напрашивается вывод о северо-восточном простираении корневой структуры горы, создающей магнитную аномалию того же простираения.

Нами были выделены и уточнены границы ранее идентифицированных на полигоне аномалий. Крыло линейной аномалии C32n.1n. прослеживается в пределы ВИХ. Возможно, западный склон сформирован тектонически в результате поднятия океанической коры подстилающей хребет, что и позволило аномалии сохраниться. В пределах котловин выделены и

трассированы два разлома, по которым смещены оси линейных аномалий. Проведенный расчет скоростей спрединга позволяет нам усомниться в достоверности местоположения ранее выделенной аномалии С28п. Мы предполагаем, что она проходит северней, а ее ошибочно принимают за С27п. С помощью подбора эквивалентного по полю источника (модели) изучены свойства подводной горы. По нашим суждениям, она сформировалась в результате наложенного «молодого» вулканизма в приэкваториальной зоне около 19 млн. лет назад. Гора имеет глубокий корень СВ простираения.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН по базовой теме № FMWE-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М., Патрикеев В.Н., Попов А.А., Ревердатто В.В., Соинов В.В. Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан) // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 25–37.
2. Шрейдер А.А. Геоманнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.
3. Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В. Аномальное магнитное поле ΔТа экваториальной части Индийского океана (съёмка на полигонах) // Вестник КРАУНЦ. 2020. № 1. Вып. 45. С. 17–37. DOI: 10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37.
4. National Geophysical Data Center (NGDC), <https://www.ngdc.noaa.gov/>.
5. Seton M., Whittaker J., Wessel P., Muller R. D., DeMets C., Mercuriev S., Cande S., Gaina C., Eagles G., Granot R., Stock J., Wright N., Williams S. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 5(4). P. 1629–1641. DOI:10.1002/2013GC005176
6. Иваненко А.Н. Моделирование магнитного поля подводных гор // Магнитное поле океана / Под ред. Городницкого А.М. М.: Наука, 1993. С. 68–88.

A detailed map of magnetic anomalies has been constructed for the poorly studied region of the northeast Indian Ocean. On this basis, the strikes of previously identified anomalies and fault zones were reidentified. A volcanic mountain has been explored on the East Indian Ridge. According to the estimates obtained, it has a deep root and was formed in the equatorial region.

Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
ir.s.vladimirova@yandex.ru)

Серия сильных землетрясений 2020–2021 гг. на юго-западе Аляски: закрылась ли брешь Шумагина?

Vladimirova I.S., Gabsatarov Yu.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

A series of strong earthquakes in 2020–2021 in the Southwestern Alaska: did the Shumagin Gap closed?

Ключевые слова: Алеутская зона субдукции, сейсмическая брешь, сейсмический цикл, сильные землетрясения, модель поверхности разрыва, афтершоки

Работа посвящена исследованию серии сильных землетрясений 2020–2021 гг., возникших в пределах и ближайшей окрестности Шумагинской сейсмической бреши (юго-запад Аляски), на основе данных спутниковой геодезии. Построены модели развития очаговых зон трех землетрясений: 22.07.2020 г. ($M_w=7.8$), 19.10.2020 г. ($M_w=7.6$) и 29.07.2021 г. ($M_w=8.2$). Для выявления особенностей сброса остаточных напряжений изучены распределения афтершоков каждого из событий за полгода.

Алеутскую островную дугу зачастую называют одним из наиболее сейсмически и тектонически активных регионов на периферии Тихого океана. В период с 1938 по 1965 гг. в пределах Алеутской гряды произошла целая серия сильнейших субдукционных землетрясений, очаги которых заполнили почти всю фронтальную часть Алеутской дуги. Исключение составили три участка дуги, по крайней мере, с начала XX в., в которых отсутствовали сильнейшие землетрясения с $M \geq 8$ – Командорская (на западной оконечности гряды), Уналашкинская и Шумагинская (на восточной окраине гряды) сейсмические бреши (рис. 1а).

Рассматриваемая в данной работе Шумагинская брешь располагалась между очагами сильнейших землетрясений 1938 г. с $M=8.3$ и 1946 г. с $M=8.6$. Ее протяженность составляла около 250 км (рис. 1б), а сильнейшие землетрясения с $M \sim 8$ не происходили здесь на протяжении как минимум 120 лет [1]. «Сейсмическое молчание» этой зоны было прервано в 2020–2021 гг. серией трех сильных землетрясений. Первое из них, названное впоследствии Симеоновским, произошло 22.07.2020 г. Его магнитуда составила $M_w=7.8$, а тип механизма был определен как пологий надвиг с падением в сторону континента, что соответствует условиям сжатия, типичным для зон субдукции. Три месяца спустя, 19.10.2020 г. в том же районе произошло еще одно достаточно сильное событие с $M_w=7.6$. Это событие, характеризующееся сдвиговым механизмом, часто называют самым сильным афтершоком Симеоновского землетрясения.

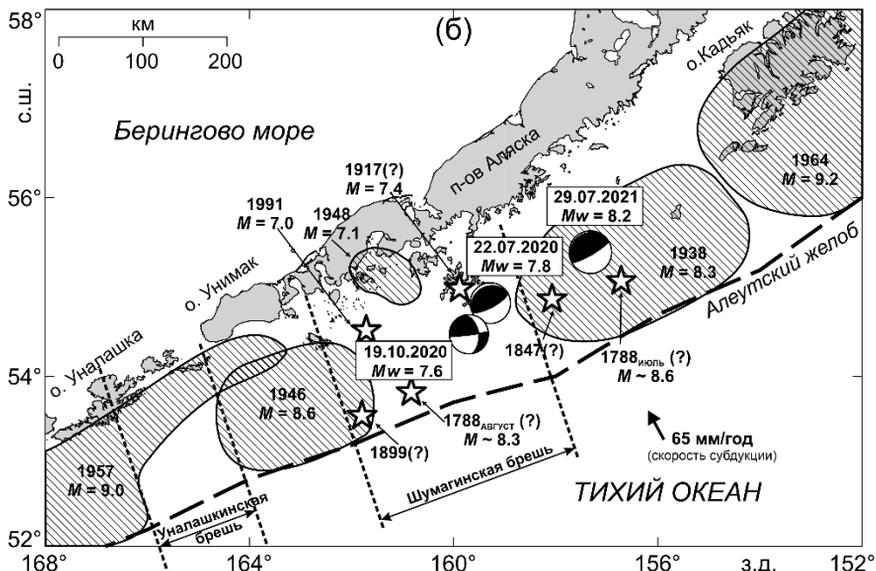
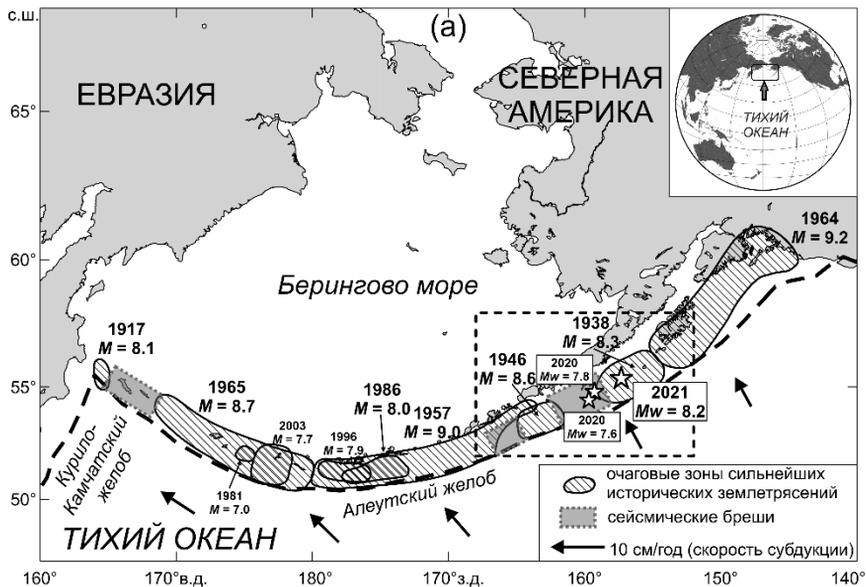


Рисунок 1. Расположение очаговых зон сильнейших исторических землетрясений и сейсмических бреши Аляски и Алеутской дуги (а); эпицентры сильных землетрясений в окрестности Шумагинской бреши и механизмы очагов событий 2020–2021 гг. (по данным GCMT) (б).

Последнее событие из серии – землетрясение Чигник с $M_w=8.2$, произошло 29.07.2021 г. немного восточнее Шумагинской брешы и имело механизм типа пологий надвиг, как и Симоновское землетрясение 2020 г.

В работе проведен комплексный анализ обширного набора спутниковых геодезических, сейсмологических и геологических данных, который позволил определить геометрию поверхностей разрыва и построить модели распределенных подвижек в очаговых зонах (рис. 2–4). Полученные модели являются результатом решения обратной задачи, сводящейся к минимизации невязок между измеренными спутниковыми методами и смоделированными косейсмическими смещениями.

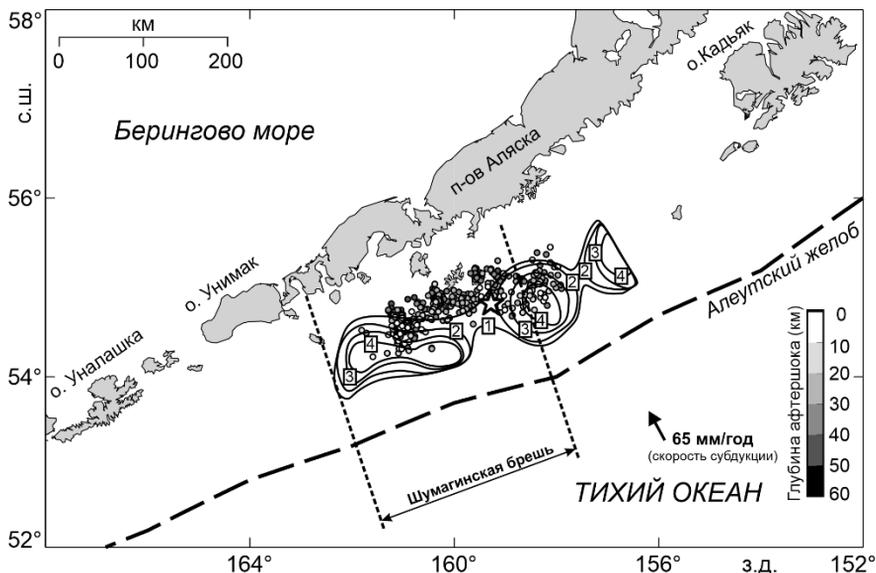


Рисунок 2. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Симоновского землетрясения 2020 г. и распределение по глубине афтершоков, произошедших в первые полгода после землетрясения. Числа в белых прямоугольниках – величина подвижки в метрах

В дальнейшем было проведено исследование пространственных отношений областей локализации смещений в очаговых зонах землетрясений и сейсмической брешы Шумагина. Для выявления особенностей сброса остаточных напряжений изучены распределения афтершоков каждого из событий за полгода.

Ранее было установлено, что период повторяемости сильных ($M \sim 8$) землетрясений в зоне Шумагинской сейсмической брешы составляет примерно 50–90 лет [1,2]. В зоне Шумагинской брешы ожидалось событие с $M \sim 8.2$ [1], однако, отсутствие в этом регионе событий с $M \sim 8.0$ более 120 лет

дало основание предполагать, что в этой части субдукционной зоны происходит асейсмическое скольжение погружающейся Тихоокеанской плиты, не сопровождающееся накоплением упругих напряжений. Реализация трех сильных событий в течение года опровергла эти предположения. Суммарный скалярный сейсмический момент всех трех событий соответствует моменту ожидаемого в этом регионе землетрясения, области локализации подвижки заполняют всю брешь, что позволяет говорить о закрытии Шумагинской сейсмической брешы.

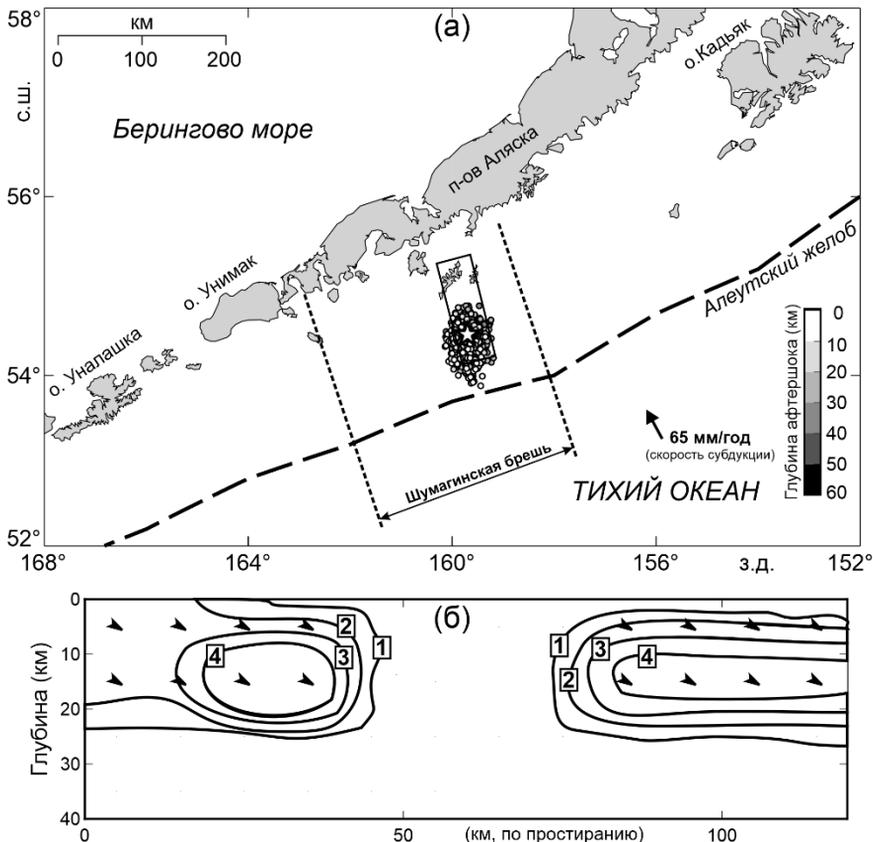


Рисунок 3. Распределение по глубине афтершоков, произошедших в первые полгода после сдвигового землетрясения 2020 г. и проекция плоскости его очага на поверхность (а), а также распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения, стрелками показано направление к желобу (б).

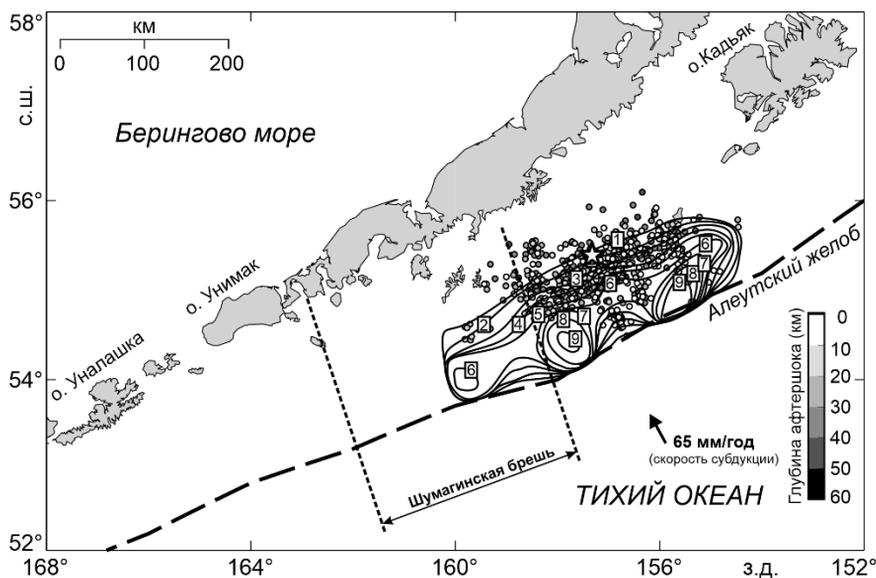


Рисунок 4. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения Чигник 2021 г. и распределение по глубине афтершоков, произошедших в первые полгода после землетрясения. Числа в белых прямоугольниках – величина подвижки в метрах.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davies J., Sykes L., House L., Jacob K. Shumagin seismic gap, Alaska peninsula: history of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B5. P. 3821–3855.
2. Nishenko S.P., Jacob K.H. Seismic potential of the Queen Charlotte-Alaska-Aleutian seismic zone // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 2511–2532. DOI: 10.1029/JB095iB03p02511.
3. Fournier T., Freymueller J. Transition from locked to creeping subduction in the Shumagin region, Alaska // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № L06303. doi: 10.1029/2006GL029073

The work is devoted to the study of a series of strong earthquakes in 2020–2021 that occurred within and in the close vicinity of the Shumagin seismic gap (Southwest Alaska), based on satellite geodetic data. We built the models of evolution of rupture zones of three earthquakes: 07/22/2020 (Mw=7.8), 10/19/2020 (Mw=7.6) and 07/29/2021 (Mw=8.2). To identify the characteristics of the release of residual stresses, the distributions of aftershocks for each event over six months were studied.

Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

Развитие подводных оползней на фронте продвижения каньона Мзымта (Черное море)

Glazyrin E.A.

(Joint-Stock Company «Southern Scientific & Production Association for Marine Geological Explorations», Gelendzhik)

Development of underwater landslides on the front of the advance of the Mzymta Canyon (Black Sea)

Ключевые слова: подводный каньон, подводный оползень, Черное море

Выполнена оценка развития подводных оползней на фронте продвижения головной части подводного каньона Мзымты, - наиболее крупного и активного каньона российского сектора Черного моря. Даны статистические параметры подводно-оползневых процессов в вершинной части каньона Мзымты за многолетний период наблюдений.

Подводный каньон Мзымты без учета конуса выноса протягивается на расстояние почти 100 км, с перепадом высот в 2.025 км. Он служит наиболее крупным и активным каньоном российского сектора Черного моря [1]. Каньон максимально приближен к береговой линии и оказывает опасное воздействие на береговую инфраструктуру [2, 3]. С бассейна денудации рекой Мзымта в его головную часть поступает 158 м³/год твердого стока, а с учетом рек Кудепста и Псоу более 250 м³/год [4]. Эти отложения аккумулируются на бровке весьма узкого шельфа и составляют основу для развития активных декливиальных процессов [3]. Для оценки декливиальных процессов здесь ежегодно по программе государственного мониторинга состояния недр выполняется обследование вершинной части каньона в полосе ее перехода в шельф. Использовались методы гидролокации бокового обзора с эхолотированием, сейсмоакустическое профилирование, получение колонок донных осадков гравитационными трубками, подводное фототелевизионное обследование. Краткие результаты обследований представлены в данном сообщении.

В соответствии с [5] фронт продвижения каньона Мзымты с его абразионно-эрозионной границей соответствует самому верхнему и узкому выпуклому участку продольного профиля, где активно развиты подводные оползни (рис. 1). Широкому развитию оползневых процессов способствует загазованность аккумулируемых алевропелитовых осадков авандельты, устанавливаемая сейсмоакустическими методами и опробованием грунтовыми трубками. В полученных грунтовых колонках оползневые контакты часто приурочены к резкой смене загазованности.

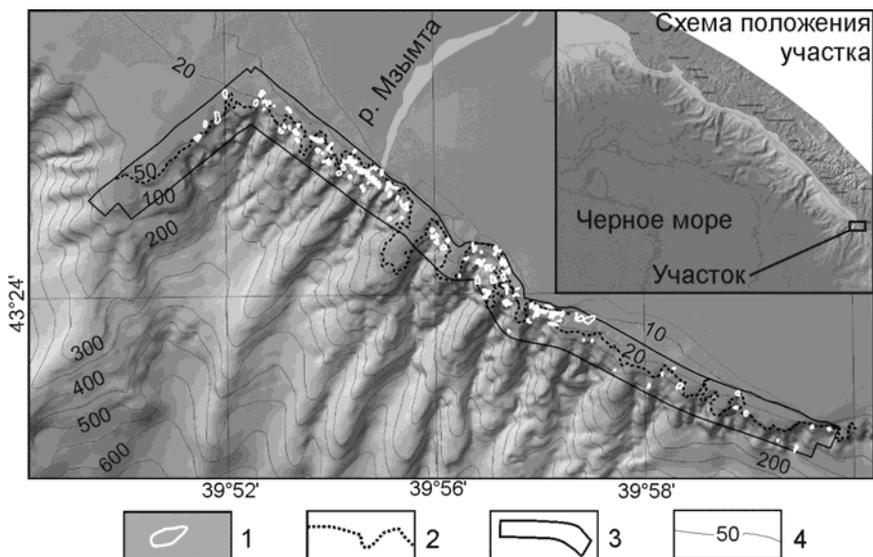


Рисунок 1. Локализация оползней на фронте продвижения каньона Мзымты (светотеневая модель рельефа): 1 – границы оползней 2023 г.; 2 – абразионно-эрозионная граница каньона в 2023 г.; 3 – площадь гидролокации (исследования); 4 – изобаты, в метрах.

В 2023 г. на обследованном фронте продвижения вершинной части каньона Мзымты длиной 23.3 км выделено 157 оползней шириной до 85 м. Как видно (рис. 1), основная часть оползней тяготеет к устью реки Мзымта, выносящей терригенный материал в прибрежную зону.

Ежегодные наблюдения позволили оценить статистические параметры подводно-оползневых процессов (таблица). Площадные параметры оползней выделены на основе гидролокационного изображения дна (рис. 2).

Вершинная часть каньона Мзымты в узкой полосе перехода к плоскому шельфу (на выпуклом продольном участке профиля каньона) в различные годы на момент обследования была поражена на 11.7–35.5% ее протяженности с частотой в 2.0–10.2 оползней на километр. Максимальная ширина оползней составляла от 46 до 144 м, средний размер – 20–59 м. Средняя площадь оползня в 2022 и 2023 гг. варьировала от 1220 до 1230 м², максимальная площадь составила 8400 м². Плотность развития оползней составила 26.1–32.6 оползней/км², с поражением от 3.2 до 4.6% площади выпуклого участка. Данные показатели зафиксированы на момент обследования в относительно стабильных условиях окружающей среды и учитывают оползни размером более 5 м.

Следует отметить, что выявление подводных оползней и оценка их активности, пораженности ими морского дна принципиально отличается от

таковых сухопутных. Мировой опыт мониторинга подводных оползней показывает, что в условиях лавинной седиментации на бровке шельфа и в головных частях каньонов напротив устьев рек следы существования оползней могут исчезать уже через несколько дней после их схода, за счет отложения плаща новых донных осадков. Таким образом, фиксируемые гидролокацией оползни имеют, как правило, недавний характер на момент обследования и оценка не может быть распространена на весь год. При прохождении паводков, сильных штормов, резкой смене гидростатического давления, сейсмических толчков и прочих факторов активизации количество оползней значительно увеличивается, а информация об их прохождении, размерах исчезает через сравнительно короткое время.

Таблица. Статистические параметры подводно-оползневых процессов в вершинной части каньона Мзымты по данным ГЛБО

Год											Среднегодовое
2008	2012	2014	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	
Максимальная ширина оползня, м											
134	125	76	93	144	140	46	131	126	128	85	144
Средняя ширина оползня, м											
58	59	37	38	54	31	20	31	27	39	28	33
Коэффициент линейной пораженности, %											
11.7	23.3	13.3	12.3	18.9	19.5	20.7	21.8	22.0	35.5	18.9	20.1
Частотный коэффициент пораженности, ед./км											
2.0	3.9	3.6	3.3	3.5	6.2	10.2	7.0	8.0	8.5	6.8	6.2

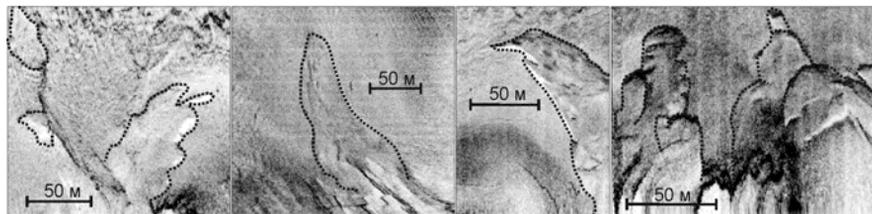


Рисунок 2. Примеры оползней (промаркированы точками) на гидролокационном изображении морского дна в вершинной части каньона Мзымты.

Использованы материалы, полученные при выполнении работ по государственной программе мониторинга состояния недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

4. Глазырин Е.А., Мараев В.Л. Подводные каньоны Мзымты и Шахе: морфология, литодинамические процессы // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 84–105. DOI: 10.29006/978-5-91522-473-4.2018.84.
5. Балабанов И.П., Никифоров С.П., Пашковский И.С. и др. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения / М.: Издательский дом Недра, 2011. 281 с.
6. Глазырин Е.А. Морфология и литодинамика каньона Мзымта, как фактор влияния на береговую зону Сочи // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2018. Т. 3. № 2 (10). С. 16–25.
7. Jaoshvili S. The rivers of the Black Sea // Technical report. № 71. European Environment Agency, 2002. 58 p.
8. Brothers D.S., Brink U.S., Andrews B.D. et al. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons // Marine Geology. 2013. 337. P. 53–66.

The assessment of the development of underwater landslides on the front of the advance of the head of the underwater canyon Mzymta, - the largest and most active canyon of the Russian sector of the Black Sea. Statistical parameters of underwater landslide processes in the upper part of the Mzymta canyon over a long-term observation period are given.

Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

Развитие подводных оползней на фронте продвижения каньона Шахе (Черное море)

Glazyrin E.A.

(Joint-Stock Company «Southern Scientific & Production Association for Marine Geological Explorations», Gelendzhik)

Development of underwater landslides on the front of the Shah Canyon advance (Black Sea)

Ключевые слова: подводный каньон, подводный оползень, Черное море

Выполнена оценка развития подводных оползней на фронте продвижения головной части подводного каньона Шахе, - одного из наиболее крупных и активных каньонов северо-восточного сектора Черного моря. Даны статистические параметры подводно-оползневых процессов в вершинной части каньона Шахе.

Узкая полоса перехода головной части каньона к плоскому шельфу с разделяющей абразионно-эрозионной границей в соответствии с геоморфологическим делением продольного профиля каньонов [1] относится к выпуклому (оползневому) участку. Он характеризуется активным развитием декливиальных процессов. Примером может служить фронт продвижения подводного каньона Шахе. На данном участке каньона Шахе выполнена оценка развития подводных оползней с использованием гидролокации бокового обзора, эхолотирования, сейсмоакустического профилирования, гравитационных трубок с получением колонок донных осадков, подводного фототелевизионного обследования.

Подводный каньон Шахе является одним из наиболее крупных и активных каньонов Российского сектора Черного моря [2]. Он протягивается на 85 км с превышением в 2050 м. Характеристика его приведена в [3–5]. Вершина каньона изогнутым клином вдается в шельфовую часть на 8 км. Ширина вреза на шельфе достигает 8 км, а глубина до 700 м. Верхняя кромка головной части каньона на шельфе (абразионно-эрозионная граница) продвинута с глубины 100 м до 20 м. Вершина каньона располагается в 1.5 км от берега и в 2.6 км от устья реки Шахе, как границы сопряженного бассейна денудации [5] (рис. 1).

На фронте продвижения каньона скапливается терригенный материал выноса реки Шахе, оцениваемый в 124 тыс. м³/год [6]. Эти наносы составляют основу материала декливиальных процессов. На выпуклом участке в вершине каньона Шахе повсеместно широко развиты декливиальные шлейфы и конусы выноса, оползневые процессы различной интенсивности – от частых малообъемных оплывин и оползаний, до площадных оползней с выраженными зеркалами скольжения и трещинами

отрыва (рис. 2). Широкому развитию оползневых процессов способствует повсеместная диагенетическая загазованность аккумулируемых здесь алевропелитовых осадков.

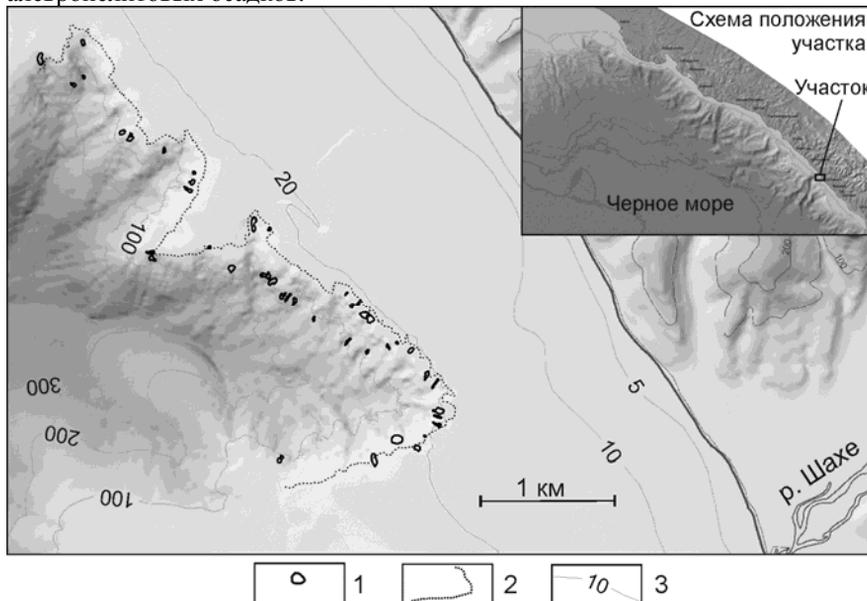


Рисунок 1. Локализация оползней на фронте продвижения каньона Шахе (светотеневая модель рельефа): 1 – границы оползней 2023 г.; 2 – абразионно-эрозионная граница каньона в 2023 г.; 3 – изобаты, в метрах.

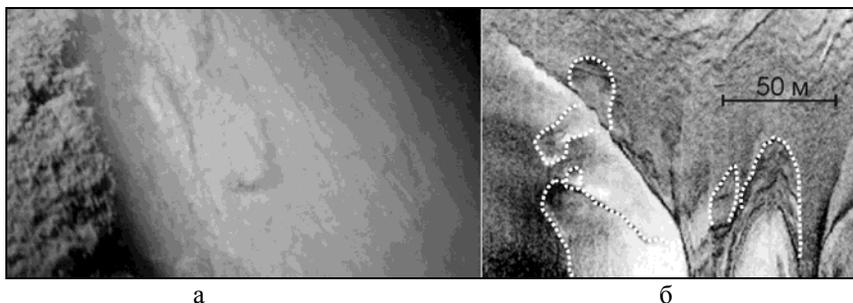


Рисунок 2. Оползни в вершинной части каньона Шахе: а – фото свежего зеркала схода оползня; б – оползни (промаркированы точками) на гидролокационном изображении.

В 2023 г. на обследованном фронте продвижения каньона Шахе на основе анализа гидролокационного изображения дна выделено 46 оползней

шириной до 67 м (рис. 1).

Ежегодные наблюдения на данном участке каньона Шахе позволили оценить статистические параметры подводно-оползневых процессов (таблица). Вершинная часть каньона Шахе в узкой полосе перехода к плоскому шельфу (на выпуклом (оползневом) продольном участке профиля) в различные годы на момент обследования была поражена на 10.6–18.3% ее протяженности с частотой в 3.7–8.3 оползней на километр. Максимальный размер (ширина) оползней составлял от 44 до 220 м, средний размер оползня – 20–39 м. Средняя площадь оползня за 2 года варьировала от 800 до 1000 м², максимальная площадь составила 4100 м². Плотность развития оползней составила 10–15 оползней/км², с поражением не менее 1% площади выпуклого участка.

Таблица. Статистические параметры подводно-оползневых процессов в вершинной части каньона Шахе по данным гидролокации бокового обзора

Показатели	Год							Средне-голетнее
	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	
Максимальная ширина оползня, м	220	103	44	100	88	68	67	220
Средний размер оползня, м	25	39	20	27	28	30	22	28
Коэффициент линейной пораженности, %	11.4	18.3	16.8	17.8	10.4	16.8	10.6	12.2
Частотный коэффициент пораженности, ед./км	4.5	4.7	8.3	6.5	3.7	5.7	4.8	4.4
Максимальная площадь оползня, м ²	–	–	–	–	–	2500	4100	–
Средняя площадь оползня, м ²	–	–	–	–	–	800	1000	–
Коэффициент площадной пораженности, %	–	–	–	–	–	1.21	1.03	–
Частотный коэффициент площадной пораженности, ед./км ²	–	–	–	–	–	15.1	10.3	–

Необходимо подчеркнуть, что данные показатели зафиксированы на момент обследования в относительно стабильных условиях окружающей среды и учитывают оползни размером более 5 м. При интенсивной поставке алевропелитового материала рекой Шахе с бассейна денудации и отмученного материала из прибрежной зоны следы оползневой деятельности достаточно быстро маскируются - присыпаются свежим алевропелитовым материалом. При активизации оползневой деятельности под действием провоцирующих факторов (сейсмогеодинамическая активность, резкие скачки гидростатического давления под действием

перепада атмосферного давления, штормов, внутренних волн и пр.) параметры оползневой активности могут возрастать.

Использованы материалы, полученные при выполнении работ по государственной программе мониторинга состояния недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Brothers D.S., Brink U.S., Andrews B.D. et al. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons // *Marine Geology*. 2013. V. 337. P. 53–66.
2. Андреев В.М., Шельтинг С.К. К геоморфологии Российского сектора Черного моря // *Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. IV. М.: 2007. С. 6–8.
3. Глазырин Е.А., Мараев В.Л. Подводные каньоны Мзымты и Шахе: морфология, литодинамические процессы // *Система Черного моря*. М.: Научный мир, 2018. С. 84–105. DOI: 10.29006/978-5-91522-473-4.2018.84.
4. Глазырин Е.А. Геоморфология и литодинамика подводных каньонов как инженерно-геологический фактор освоения углеводородных ресурсов (на примере Российского сектора Черного моря) // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2019. Т. 14. № 2. С. 1–12. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/18_2019.
5. Глазырин Е.А. Морфология и динамика головной части подводного каньона Шахе (Черное море) // *Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. V. М.: ИО РАН, 2019. С. 110–114. DOI:10.29006/978-5-9901449-9-6.
6. Jaoshvili S. The rivers of the Black Sea // *Technical report*. № 71. European Environment Agency, 2002. 58 p.

The assessment of the development of underwater landslides on the front of the advance of the head of the underwater canyon of the Shah, one of the largest and most active canyons of the northeastern sector of the Black Sea, was carried out. Statistical parameters of underwater landslide processes in the upper part of the Shahe Canyon are given.

**Глазырина Н.В., Глазырин Е.А., Пуляева И.А.,
Хулапова Т.М.**

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

**К использованию результатов силикатного анализа
магматических пород морского дна с высоким
содержанием вторичной минерализации**

Glazyrina N.V., Glazyrin E.A., Pulyaeva I.A., Hulapova T.M.

(Joint-Stock Company «Southern Scientific & Production Association for Marine
Geological Explorations», Gelendzhik)

**To the use of the results of silicate analysis of igneous rocks of
the seabed with a high content of secondary mineralization**

Ключевые слова: петрохимия, магматические породы, морское дно, вторичная минерализация, гайот

Образцы магматических пород с морского дна нередко содержат значительное количество вторичной минерализации. Это затрудняет использование валового химического состава для их петрохимической типизации. На базе изучения каменного материала, поднятых с гайотов Тихого океана, предложена методика приведения химических анализов к более реальному составу на основе учета постороннего фосфатного и карбонатного вещества, железомарганцевой минерализации.

Образцы пород, поднятые с океанских глубин, представляют большую ценность, не только научную, но и экономическую в связи с дороговизной морских работ. В этой связи стремятся к полноценному и эффективному использованию образцов, получению максимума аналитической информации. При изучении магматических пород морского дна, особенно эффузивных, приходится сталкиваться с рядом трудностей, таких, как не только малый объем образцов, но и присутствие вторичной низкотемпературной минерализации и загрязняющего осадочного вещества.

Изучение образцов магматических пород, поднятых с гайотов Говорова, Вулканолог, Коцебу и Альба района Магеллановых гор Тихого океана показывает, что они часто отличаются наличием постороннего фосфатного и карбонатного вещества осадочного и гидротермального происхождения в трещинках, порах и миндалинах, пропиткой железомарганцевой минерализацией. Содержание миндалин в эффузивах может достигать 30 % и более. Из карбонатов в миндалинах присутствуют кальцит и сферосидерит, встречаются цеолиты, селадонит, смектиты, гидроокислы и пр. Присутствие таких примесей выражается в аномальных содержаниях CaO , P_2O_5 , F, MnO, Fe, летучих (потери при прокаливании) и, соответственно, занижении других петрохимических окислов в химических анализах. Петрографические и петрохимические исследования образцов

показали, что их валовой химический состав часто не отражает истинный состав магматической породы и требует корректировки. Ряд анализов вообще выходит за пределы составов магматических пород (рисунок). Это обстоятельство составляет проблему для петрохимической характеристики и типизации поднятых с морского дна образцов магматических пород. Примером может служить неравномерное попадание измененных магматических пород гайотов в поле фойдитов, приведенное в работе [1].

В этих условиях для химического анализа приходится выбирать из дробленых пород фрагменты с наименьшим количеством вторичной минерализации [2]. Часто это невозможно по причине тесного микрозернистого срастания, малого количества материала. В этом случае выполнялось приведение химических (силикатных) анализов к более реальному составу. Результаты приведения (пересчета) верифицированы путем их сравнения с анализами менее измененных пород и петрографического изучения образцов.

Согласно [3] для петрохимической типизации анализы образцов должны быть пересчитаны на 100 % без летучих компонентов. Перед этим анализы образцов со значимым присутствием посторонних примесей приводились к более реальному химическому составу. Методически при пересчетах сперва выбирался фосфор и кальций, связанные с фосфатизацией. Затем из анализов выводился кальций и железо карбонатов. Данная методика позволяет приблизиться к истинному составу магматической породы (рисунок). Для контроля полученных результатов обязательно использовались петрографические данные.

Определение содержаний теоретического кальцита и сидерита по CO_2 и, соответственно, содержаний карбонатных CaO и FeO , а также постороннего апатита (фосфата) по P_2O_5 и F , и, соответственно, содержаний CaO в постороннем апатите осуществлялось по переводным коэффициентам на основе [4]. Посторонний фосфат, судя по корреляции его содержаний с фтором, представлен фторапатитом. Хлор входит в магматогенный апатит [4], его содержание в изученных породах незначительно, и для определения постороннего апатита хлор не использовался. Для расчета постороннего фосфора (фторапатита) использовался не весь фтор, т.к. в чистых пробах присутствует около 0.25% фтора. Соответственно, эта часть фтора для расчета не использовалась, а также не пересчитывались анализы с близкими к 0.25% содержаниями фтора (эти анализы принимались как без постороннего фосфата). Содержание постороннего апатита определялось двумя методами – по содержанию фтора и по содержанию P_2O_5 . Для расчета постороннего апатита по P_2O_5 использовались содержания P_2O_5 за вычетом его среднестатистического содержания в чистых образцах тех или иных типах магматических пород. Расчеты по фтору и фосфору показали в целом хорошую сходимость вычисленных содержаний апатита. Среднее относительное расхождение в определении содержания постороннего

апатита двумя методами по 14 пробам составило 9.27%, абсолютное – 1.48% при содержаниях P_2O_5 в пробах до 14.39% (содержание постороннего апатита до 32.1%). Для корректировки принималось среднее содержание апатита, определяемое по двум методам.

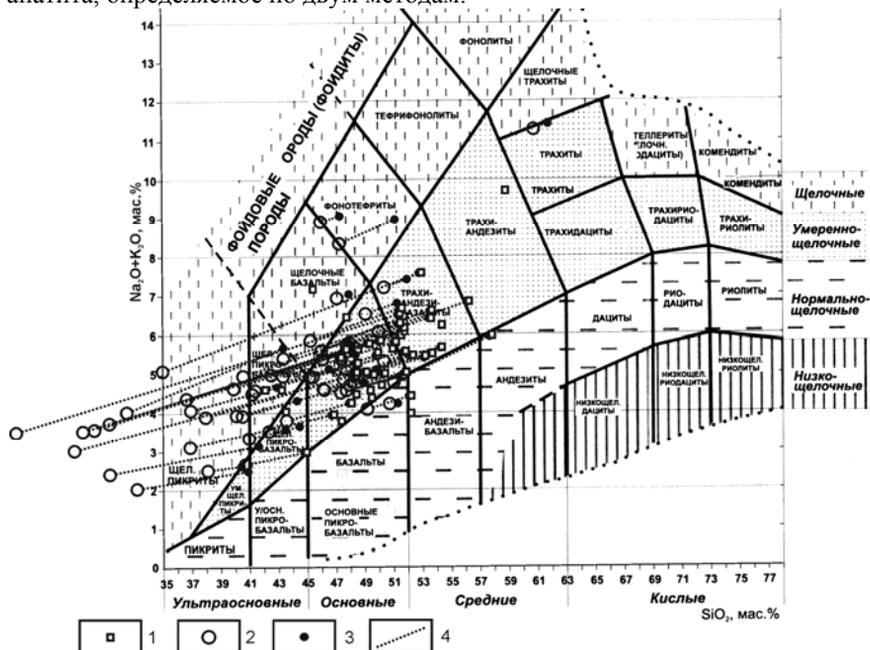


Рисунок. Положение анализов на диаграмме TAS по [3] для химической классификации магматических (вулканических) горных пород: 1–3 – точка химического состава образца: 1 – без вторичной минерализации (чистый), 2 – со вторичной минерализацией не пересчитанный, 3 – со вторичной минерализацией пересчитанный; 4 – смещение состава образца при пересчете.

Приведение химического состава образцов к бескарбонатному производилось по следующей процедуре:

- содержание CO_2 (летучие компоненты по потере при прокаливании) пересчитывается на теоретический кальцит и сидерит. Соотношение последних определяется по петрографическим данным;
- по полученным теоретическим содержаниям кальцита и сидерита вычисляется содержание карбонатного CaO и FeO ;
- пересчитывается химический анализ образца путем вычитания карбонатного CaO и FeO ;
- пересчеты контролируются данными петрографического изучения образцов. В частности, контроль показал, что не все потери при

прокаливании следует относить к CO_2 , т.к. при пересчете нередко получалось неоправданно низкое содержание бескарбонатного CaO . Это вызвано тем, что часть летучих компонентов связана с цеолитами и другими разлагаемыми при прокаливании вторичными минералами. В связи с этим для расчета карбонатов за содержание CO_2 принято не более 0,7 потерь при прокаливании, как более реальное по результатам контроля и опыта пересчета.

Примесь железомарганцевой минерализации в виде повышенного содержания железа и марганца в анализах учитывалась на основе превышений содержания марганца над его фоновым содержанием в чистых образцах. Вычитаемое железо определялось по соотношению железа и марганца в железомарганцевых рудах участка (кобальтоносных марганцевых корках или железомарганцевых конкрециях).

Другие вторичные минералы миндалины и наложенной минерализации (цеолиты, селадонит, смектиты и др. алюмосиликаты) приводят к завышению глинозема и щелочей с соответственным занижением в первую очередь SiO_2 в пересчитанных анализах. Это обстоятельство учитывалось при петрохимической типизации пород. Вклад данной минерализации в изменение химического состава образцов не так существенен, но может быть также учтен химическим пересчетом на основе петрографических данных.

Методика выведения постороннего P_2O_5 и CaO позволила уверенно привлечь к петрохимической типизации магматических пород гайотов и образцы эдафогенных брекчий с большим содержанием фосфатизированного планктоногенного известняка в цементе (содержание P_2O_5 до 14.39%, CaO до 24.53%).

Использование данной методики для петрохимической типизации вулканогенных обломочных пород отличается меньшей достоверностью за счет влияния алюмосиликатного цемента, но в целом позволяет приблизиться к составу исходных магматических пород и дополняет их характеристику.

Вместе с тем необходимо отметить, что состав миндалины частично отражает состав и содержание химических компонентов в расплаве, отделяемых при его кристаллизации. Таким образом, реальный химический состав магматических расплавов вероятно более близок к промежуточному между исходным и пересчитанным.

Опыт пересчета силикатных анализов образцов с высокой долей вторичной минерализации показал хорошие результаты. Все пересчитанные анализы уверенно перешли в поле магматических пород изученных гайотов (рис.). Петрохимическая типизация таких образцов магматических пород уверенно подтверждена петрографически. На других петрохимических диаграммах пересчитанные анализы также хорошо верифицированы, совпадая с рядами точек анализов относительно чистых образцов.

Использованы материалы, полученные при выполнении геологоразведочных работ по государственным контрактам от 16.08.2016 № 12/18/630-32, от 08.06.2018 № К.2028.001 и от 20.08.2019 № К.2019.001 в рамках государственной программы Российской Федерации «Воспроизводство и использование природных ресурсов».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Плетнев С.П., Мельников М.Е., Съедин В.Т. и др. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.
2. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн. лет // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 3–33. Doi: 10.15372/GiG2021179.
3. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
4. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Samples of igneous rocks from the seabed often contain a significant amount of secondary mineralization. This makes it difficult to use the gross chemical composition for their petrochemical typing. Based on the study of stone material raised from the guyots of the Pacific Ocean, a method is proposed for bringing chemical analyses to a more realistic composition based on the consideration of extraneous phosphate and carbonate matter, ferromanganese mineralization.

Гусьяков В.К.

(Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, email: gvk@sscc.ru)

Несейсмические цунами в Мировом океане: глобальное распределение, статистика жертв и ущерба

Gusiakov V.K.

(Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, SD RAS,
Novosibirsk, email: gvk@sscc.ru)

Non-seismic tsunamis in the World Ocean: global statistics of occurrence, fatalities and damage

Ключевые слова: цунами, цунамиопасность, сейсмотектоника, оперативный прогноз, вулканы, оползни, метеоцунами

На основе анализа глобального каталога дается обзор фактических сведений о возникновении цунами несейсмического происхождения, порожденных вулканическими извержениями, подводными оползнями и береговыми обвалами, а также атмосферными процессами. Анализируется глобальная статистика возникновения таких событий, данные об ущербе и человеческих жертвах. Оперативный прогноз таких цунами представляет серьезную проблему, поскольку алгоритм работы всех существующих служб предупреждения ориентирован на прогноз сейсмогенных цунами, порождаемых подводными землетрясениями.

Оперативный прогноз цунами в Тихом океане, и в других океанических бассейнах осуществляется национальными и региональными службами предупреждения, работа которых основана на оперативной оценке цунамиопасности подводных землетрясений на основе магнитудно-географического критерия и последующем мониторинге возникновения и распространения цунами с помощью донных и береговых мареографных станций. При таком алгоритме работы СПЦ своевременное выявление цунами, порожденных, например, вулканическими взрывами или подводными оползнями представляет большую проблему, что наглядно подтвердилось при нескольких последних событиях, таких как цунами Анак Кракатау 22 декабря 2018 г. в Индонезии [1] и глобальном цунами, порожденном взрывом вулкана Хунга-Тонга, происшедшем 15 января 2022 г. в Королевстве Тонга [2].

В общей статистике цунамигенных событий глобального каталога доля цунами несейсмического происхождения составляет менее 25%, однако, как показано в [3], среди событий, сопровождавшихся большим материальным ущербом и человеческими жертвами, она может достигать 34%.

Среди этой группы цунамигенных событий наиболее опасными являются цунами, связанные с вулканической деятельностью. Такие цунами порождаются как непосредственно извержениями, так и нарушениями стабильности вулканических склонов, надводных и подводных. За весь

исторический период доля цунами вулканогенного происхождения составляет порядка 5–6% и, как правило, они носят локальный или региональный характер. Тем не менее, они несут большую угрозу населению близлежащих побережий. Список наиболее значительных цунами вулканогенного происхождения приведен в табл. 1.

Таблица 1. Список наиболее значительных цунами вулканического происхождения, V – общий объем изверженного материала или объем оползня на вулканическом склоне, H_m - максимальный заплеск цунами, FAT – число жертв от цунами

Дата	Регион	Вулкан	V , км ³	H_m (м)	FAT
–6000	Сицилия	Этна	35	неиз.	неизв.
–1628	Эгейское море	Санторин	10–30	40	неизв.
29.08.1741	Японское море	Ошима	2.4	13	2000
21.05.1792	Вост.–Кит. море	Унзен	0.34	57	11000
27.08.1883	Индонезия	Кракатау	18–20	35	36417
13.03.1888	Море Бисмарка	Риттер	2–5	15	~1000
19.02.1965	Чили	Яте	0.06	60	27
29.11.1975	О-в Гавайи	Килауэа	–	14	2
21.08.1976	Камерун	оз.Ниос	0.0003	24	1700
18.05.1980	США	Сент–Хеленс	0.21	250	0
22.12.2018	Индонезия	Ан.Кракатау	0.0003	85	447
15.01.2022	Тонга	Хунга–Тонга	–	22	6

Главная проблема с прогнозированием вулканогенных цунами – большое разнообразие механизмов их генерации. В [4] выделено восемь основных типов таких механизмов: (1) надводный оползень, (2) подводный оползень, (3) пирокластический поток, (4) обрушение (коллапс) кальдеры, (5) подводный взрыв, (6) коллапс эруптивной колонны, (7) воздушный взрыв, (8) вулканогенное землетрясение. Какой из этих механизмов реализуется в каждом конкретном случае (при том, что возможны их любые комбинации) определить очень трудно, особенно в условиях жесткого дефицита времени.

Дополнительным, хотя и достаточно редким типом цунами, связанным с вулканической активностью, является так называемое «лимническое извержение» (limnic eruption), именуемое также «опрокидыванием озера» (lake overturn). Это явление происходит, когда углекислый газ или метан, растворенные в глубинных слоях воды, внезапно высвобождаются и извергаются на поверхность. Лимническое извержение в озере Ниос в Камеруне, которое произошло 21 августа 1986 г. и привело к гибели 1700 человек, было самым смертоносным случаем такого рода катастроф на сегодняшний день.

Вторая по степени опасности группа несейсмических цунами – это обвальные и оползневые цунами. Их доля не превышает 7% и они, как правило, носят локальный характер, но достигают предельно возможных заплесков. Список наиболее значительных цунами обвального происхождения приведен в табл. 2. Прогнозирование таких цунами возможно только на основе специально созданных локальных систем с очень малым (порядка минуты) временем реакции, главной проблемой при этом является точная локализация района возможного возникновения оползня.

Таблица 2. Список наиболее значительных цунами обвального происхождения, V – объем оползня, H_m – максимальный заплеск цунами, FAT – число жертв от цунами.

Дата	Регион	Оползень	V , км ³	H_m (м)	FAT
–6200	Норвежское море	Сторегга	3500	10–12	неиз.
1853	Аляска	зал.Литуйя	неиз.	120	неиз.
07.04.1934	Норвегия	Тафьерд	0.002	62	41
27.10.1936	Аляска	зал.Литуйя	неиз.	150	0
10.07.1957	Аляска	зал.Литуйя	0.03	525	2
30.10.1963	Сев. Италия	Вайонт	0.285	250	1920
18.10.2015	Аляска	Таан фьорд	0.06	193	0
17.06.2017	Гренландия	Каррат Бей	0.01	90	4
21.04.2007	Чили	Аунсен фьорд	0.03	65	8
11.12.2018	Хабаровский край	Буря	0.025	90	0

Третьей группой несейсмических цунами являются метеорологические цунами (метеоцунами), которые определяются как аномальные долгопериодные (от 2 до 120 мин) колебания уровня моря, возникающие в результате атмосферного воздействия. В глобальном историческом каталоге метеоцунами составляют очень небольшую долю всех событий (4.1%). В XXI веке, когда стали широко доступны цифровые приборы для регистрации уровня моря, идентифицированные метеоцунами по-прежнему составляют лишь 5.8% от всех занесенных в каталог событий цунами. В то же время существуют многие регионы (Великие озера, северо-восточная часть Мексиканского залива, восточное побережье США, юг Британии, Балеарские острова, Адриатическое море, Желтое море, юго-западное побережье Японии, юго-восточное побережье Бразилии), где метеоцунами преобладают над всеми остальными типами цунамигенных событий.

Как правило, метеоцунами возникают в этих районах при определенных погодных условиях, когда относительно небольшие начальные возмущения уровня, порядка нескольких сантиметров, могут значительно усиливаться за счет цепочки резонансных явлений (резонанс Праудмана, резонанс Гринспена, резонансная реакция залива или гавани), которые могут

действовать независимо или последовательно, создавая опасные волны затопляющие побережье.

Таблица 3. Список наиболее значительных цунами метеорологического происхождения. H_m – максимальный заплеск цунами, FAT – число жертв от цунами, INJ – число пострадавших при цунами.

/	Регион	Локация	H_m (м)	FAT	INJ
26.06.1954	США	Мичиган	3.0	7	0
20.09.1977	Хорватия	Вела Лука	4.0	0	0
21.06.1978	Хорватия	Вела Лука	6.0	0	0
31.03.1979	Япония	Нагасаки	4.8	3	0
05.10.1984	Хорватия	О-в Ист	4.0	0	0
04.07.1992	США	Дейтона Бич	3.6	0	75
15.06.2006	Испания	Цитаделла	5.0	0	0
22.08.2007	Хорватия	О-в Ист	4.0	0	0
28.10.2008	США	Бусбей	4.0	0	0
19.03.2017	Иран	Дайер	3.0	6	0

Атмосферные явления, которые выступают в качестве потенциальных генераторов метеоцунами, представляют собой подвижные возмущения давления, такие как линейные шквалы, грозовые фронты, атмосферные гравитационные волны, мезомасштабные конвективные бури, дождевые полосы в тропических циклонах, прохождение тайфунов и ураганов, деречо, внутренние волны, генерируемые приливами, воздушные волны от вулканических взрывов. Именно этот механизм являлся ведущим при возникновении глобального цунами после взрыва вулкана Хунга-Тонга 15 января 2022 г., которое затронуло все без исключения океанические бассейны.

Обзорная карта очагов цунами несейсмического происхождения приведена на рисунке. Она показывает, что в целом такие цунами возникают примерно в тех же районах что и сейсмогенные цунами. Можно также отметить приуроченность их отдельных типов к определенным географическим регионам. Так, например, обвальные цунами явно тяготеют к побережьям фиордового типа (Норвегия, северо-запад США и Канады), в то время как метеоцунами характерны для многих мелководных окраинных и внутренних морей.

Работа выполнена в рамках госзадания ИВМиМГ СО РАН № FWNM-2022-0004.

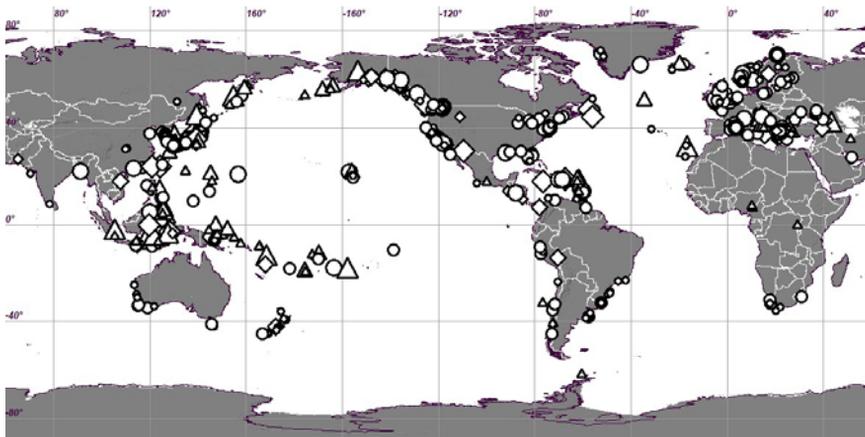


Рисунок. Обзорная карта 545 очагов цунами несейсмического происхождения. Треугольниками показаны вулканогенные цунами, ромбами – обвальные, кружками - метеоцунами

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Putra P.S., Aswan A., Maryunani K.A., Yulianto E., Nugroho S.H., Setiawan V. Post-Event Field Survey of the 22 December 2018 Anak Krakatau Tsunami // Pure Apped. Geophysics. 2020. V. 177. P. 2477–2492.
2. Wright C.J., Hindley N.P., Alexander M.J. et al. Surface-to-space atmospheric waves from Hunga Tonga–Hunga Ha’apai eruption // Nature. 2022. V. 609. P. 741–746. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05012-5>
3. Gusiakov V.K. Global Occurrence of Large Tsunamis and Tsunami-like Waves Within the Last 120 years (1900–2019) // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. P. 1261–1266. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02437-9>
4. Paris R., Switzer A.D., Belousova M., Belousov A., Ontowirjo B., Whelley, P.L., Ulvrová M., Volcanic tsunamis: a review of source mechanisms, past events, and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea) // Natural Hazards. 2014. V. 70 (1). P. 447–470. <https://core.ac.uk/reader/34215530>

Based on the analysis of the global catalog, an overview is given of actual information about the occurrence of tsunamis of non-seismic origin generated by volcanic eruptions, underwater landslides and coastal collapses, as well as atmospheric processes. The global statistics of the occurrence of such events, data on damage and fatalities are analyzed. The early warning of such tsunamis poses a serious problem, since the algorithm of operation of all existing warning centers is focused on the forecast of seismogenic tsunamis generated by underwater earthquakes.

**Дорохов Д.В.^{1,2}, Дорохова Е.В.^{1,2}, Сивков В.В.^{1,2},
Дудков И.Ю.^{1,2}, Меркурьева В.М.^{1,2}, Орлов Е.К.^{1,2},
Ласкина Д.Н.^{1,2}**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

d_dorohov@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

Контуритовый дрейф в Гданьской впадине Балтийского моря

**Dorokhov D.V.^{1,2}, Dorokhova E.V.^{1,2}, Sivkov V.V.^{1,2},
Dudkov I.Yu.^{1,2}, Merkurieva V.M.^{1,2}, Orlov E.K.^{1,2},
Laskina D.N.^{1,2}**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad)

Contourite drift in the Gdansk Deep of the Baltic Sea

Ключевые слова: Гданьская впадина, затоки североморских вод, контурные течения, контуритовый дрейф, литориновая стадия.

По сейсмоакустическим и литологическим данным в Гданьской впадине Балтийского моря идентифицирован контуритовый дрейф литоринового возраста, перекрытый постлиториновыми осадками. Небольшие размеры и доступность для исследований позволяют использовать его в качестве натурной модели для исследования океанских контуритовых дрейфов.

Глубоководные контуритовые дрейфы, сформированные под влиянием придонных (контурных) течений, хорошо известны в океане [1], а в последнее время идентифицированы и в мелководном Балтийском море, например [2]. С начала литориновой стадии (около 8 тыс. лет назад) соленые североморские воды проникают в Балтийское море через узкие Датские проливы и распространяются по впадинам моря в виде «пульсирующего» контурного течения. Как следствие, под ядром течения формируются вытянутые углубления в донных осадках и прилегающие к ним слева по течению сопутствующие аккумулятивные тела (дрейфы). Гданьская впадина находится на юго-восточной периферии основной траектории распространения североморских вод в Балтийском море. Тем не менее, хоть и в меньших объемах, затоки североморских вод все же проникают во впадину. Этот факт позволял предполагать существование здесь проявлений контурных течений в морфологии донных осадков.

В 2022 г. с использованием профилографа Innomar SES-2000 DEEP-36 (частоты 36 и 4 кГц) в восточной части Гданьской впадины впервые были выявлены морфологические признаки контуритового дрейфа (61-й рейс НИС «Академик Иоффе») и на опорном сейсмоакустическом профиле отобрана колонка донных осадков (54-й рейс НИС «Академик Сергей

Вавилов»). В 2023 г. профилографом Parasound P70 выполнена площадная съемка района дрефта с межгалсовым расстоянием 1,5-2,0 км (53-й рейс НИС «Академик Борис Петров»). Обработка полученных данных была проведена в программе Radex Pro, после чего в программе Kingdom была построена 3-D модель позднеплейстоценовых – голоценовых осадков в районе дрефта. В 2023 г. на опорном сейсмоакустическом профиле были отобраны еще две колонки осадков. Схема обеспеченности данными приведена на рис. 1.

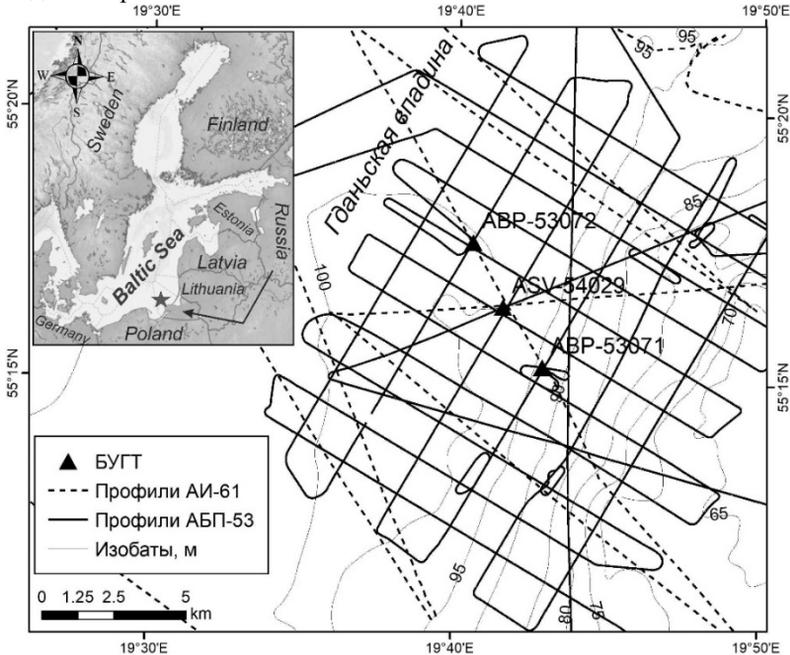


Рисунок 1. Схемы расположения района исследования и обеспеченности геолого-геофизическими данными. Изобаты приведены по [3].

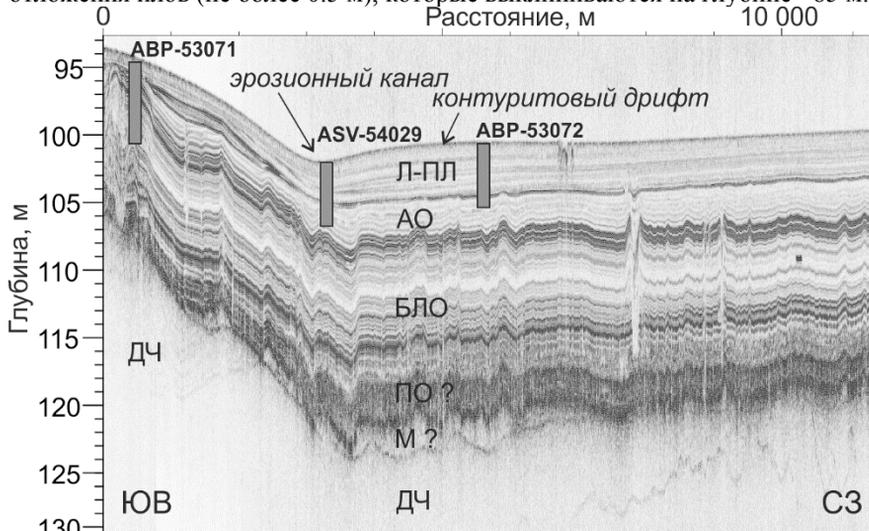
По результатам профилирования выделены сейсмокомплексы, сопоставимые приведенным в работе [4]. Литологическая интерпретация верхних сейсмокомплексов выполнена на основании описания и геохимических данных полученных колонок (Рис. 2). Нижняя часть сейсмоакустических разрезов представлена мощным слоем осадков Балтийского ледникового озера, которые подстилают осадки Анцилового озера, Литоринового и Постлиторинового морей.

Построенная 3-D модель позволила выявить морфологические особенности морских (литориновых и постлиториновых) илов. Их максимальная мощность составила 2.7 м, тогда как в прилегающем к склону углублению – только 1.2 м. Пологонаклонная поверхность литориновых

илов во впадине совпадает с поверхностью дна и простирается с юго-запада на северо-восток на 5.5 км.

Углубление, вытянутое вдоль основания относительно крутого склона впадины, имеет относительную глубину 1–1.5 м и ширину ~1.5 км. Вдоль более пологих участков склона впадины углубление отсутствует. Это связано с тем, что помимо градиента плотности на скорость контурного течения влияет также крутизна омываемого склона.

К востоку от углубления, выше по склону, также отмечены маломощные отложения илов (не более 0.5 м), которые выклиниваются на глубине ~85 м.



Рисунк 2. Фрагмент опорного сейсмоакустического профиля (4 кГц) в восточной части Гданьской впадины (см. рис. 1). Прямоугольниками показаны колонки донных осадков. Лито-стратиграфические комплексы: ДЧ – дочетвертичные отложения, М – позднплейстоценовая морена, ПО – отложения приледниковых озер, БЛО – глины Балтийского ледникового озера, АО – глины Анцилового озера, Л-ПЛ – литориновые и пост-литориновые илы.

Предположительно, из-за максимальных градиентов плотности на контакте втекающих в Балтику североморских вод и пресных вод Анцилового озера скорость контурного течения была максимальной во время литориновой стадии. Как следствие, у подножия относительно крутого восточного склона Гданьской впадины в литориновых илах сформировалось клиновидное осадочное тело, которое в сочетании с прилегающим углублением (эрозионным каналом) может быть интерпретировано как контуритовый дрейфт. Размеры этого дрейфта невелики. Относительная высота выявленного клиновидного тела по

отношению к эрозионному каналу составляет около одного метра.

В постлиториновую стадию (последние 4 тыс. лет), при меньших градиентах плотности между втекающими и вмещающими водами, скорость придонного течения в Балтийском море и, в частности, в периферийной Гданьской впадине также существенно уменьшилась. Эрозия в канале значительно снизилась.

Таким образом, у основания восточного склона Гданьской впадины идентифицирован контуритовый дрейф. Небольшие размеры и доступность для исследований позволяют использовать его в качестве натурной модели для исследования океанских контуритовых дрейфов.

Геолого-геофизические исследования выполнены по теме гранта Российского научного фонда № 22-17-00170 (<https://rscf.ru/project/22-17-00170/>) в ходе экспедиционных работ, проводившихся по теме № FMWE-2021-0012 госзадания ИО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D.V., Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Marine Geology*. 2014. V. 352. P. 111–154.
9. Sivkov V., Gorbatskiy V., Kuleshov A., Zhurov Y. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system // *Geol. Soc. London, Mem.* 2002. V. 22. № 1. P. 121–136.
10. Dorokhov D., Dudkov I., Sivkov V. Single beam echo-sounding dataset and digital elevation model of the southeastern part of the Baltic Sea (Russian sector) // *Data in brief*. 2019. V. 25 (104123). P. 1–8.
11. Sviridov N.I., Emelyanov E.M. Lithofacial Complexes of Quaternary Deposits in the Central and Southeastern Baltic Sea // *Lithology and Mineral Resources*. 2000. V. 35. № 3. P. 211–231.

According to seismoacoustic and lithological data, a contourite drift of Littorina age, overlain by post-Littorina sediments, has been identified in the Gdansk basin of the Baltic Sea. Its small size and accessibility for research allow it to be used as a model for the study of oceanic contourite drifts.

**Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Грохольский А.Л., Кохан А.В.,
Чупахина А.И., Бульчев А.А.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: edubin08@rambler.ru)

**Строение и эволюция литосферы антарктического сектора
Южной Атлантики**

**Dubinina E.P., Ryzhova D.A., Grokholsky A.L., Kokhan A.V.,
Chupakhina A.I., Bulychev A.A.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Structure and evolution of lithosphere of Antarctic area of
South Atlantic**

Ключевые слова: рельеф, морфоструктуры, тектоника, строение коры, эволюция, Южная Атлантика.

На основании анализа глобальных цифровых моделей, распределения разломных зон океанической коры, глобальных и региональных моделей эволюции и опубликованных геолого-геофизических данных рассмотрены особенности строения океанического дна в районе сочленения Индийского и Атлантического океанов. Проведено тектоническое районирование коры региона. Выявлены основные этапы развития литосферы.

Район исследований, представляет собой литосферный клин между литосферой Атлантического и Индийского океанов, ограниченный крупными разломными системами Агульяс-Фолклендской и Дю-Туа – Эндрю Бейн – Принц Эдуард. Дно рассматриваемой акватории сформировано сложным сочетанием океанических котловин (Африкано-Антарктической, Мозамбикской, Агульяс, Транскей, Капской и др.), сегментов современных (Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Срединно-Атлантический хребет (САХ), Американско-Антарктический (ААХ)) и палео (хребет Агульяс) спрединговых хребтов, внутриокеанических поднятий (Мод, Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор, Мозамбикский хребет и др.), краевых плато (Фолклендское, Агульяс), микроконтинентов (поднятия Бейра и Мориса Юинга).

Разнообразие структур и картина геофизических полей, отражают гетерогенное строение коры и литосферы, и свидетельствует о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические реорганизации геометрии границ плит, осложненные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери.

Целью работы является установление особенностей глубинного строения и эволюции литосферы и выявление геодинамических условий формирования подводных поднятий разных генетических типов.

На основании обобщения батиметрической и геофизической информации установлены закономерности характеристик аномальных геофизических полей и выявлены диапазоны значений геофизических аномалий, характерные для подводных поднятий разных типов, расположенных в районе антарктического сектора Южной Атлантики. Различная морфологическая и геофизическая выраженность структур свидетельствуют об их различном происхождении, и помогает восстановить условия их формирования и развития в свете пространственно-временной эволюции литосферы данного региона.

На основании плотностного моделирования для различных структур построены модели глубинного строения коры и литосферы, которые были интегрированы в трансатлантических профилях, пересекающих в субширотном направлении всю акваторию Южной Атлантики от Фолклендского плато до Мадагаскарского хребта. Определены вариации в значениях плотностей и мощностей коры для различных структур и установлено блоковое строение литосферы.

Основываясь на результатах плотностного моделирования и моделях эволюции литосферы антарктического сектора Южной Атлантики выделены основные типы коры, слагающие структуры данного региона. 1. Континентальная кора прилегающих материков. 2. Молодая океаническая кора современных спрединговых хребтов (ЮСАХ, ЮЗИХ, ААХ). 3. Древняя океаническая кора палеоспрединговых хребтов (хребет Агульяс и др.) и прилегающих котловин. 4. Утоненная континентальная кора (север Мозамбикского хребта, поднятие Бейра). 5. Утоненная континентальная кора, осложненная плюмовым магматизмом (центр Мозамбикского хребта, возможно север плато Агульяс, банка Мориса Юинга). 6. Утолщенная за счет андерплейтинга океаническая кора подводных поднятий (Мадагаскарский хребет, юг Мозамбикского хребта, юг плато Агульяс, поднятия Мод и Северо-Восточная Георгия, поднятия Айлос Оркадас и Метеор).

На основе морфоструктурного анализа и анализа потенциальных полей и их трансформант выявлены участки коры с разными характеристиками потенциальных полей и разноглубинными плотностными неоднородностями в коре и подкорковой мантии. Для каждого типа аномалий было проведено площадное структурное районирование литосферы, выявлены области, отличающиеся по характеру аномальных гравитационного и магнитного полей, строению и истории развития литосферы. Результаты, полученные при структурном районировании каждого типа аномалий, легли в основу новой тектонической карты региона, которая отражает гетерогенное блоковое строение коры и литосферы и свидетельствует о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические перестройки геометрии границ плит, инициированные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве,

Дискавери. Границами между блоками, сформированными на разных спрединговых хребтах, являются пассивные следы трансформных разломов или палеодивергентные границы плит. Последние, представляют собой либо палеоспрединговые хребты (Агульяс), либо шовные зоны, сформированные в результате перескоков осей спрединга, как правило, выраженные в поднятиях (Метеор и Айлос Оркадас, Северо-Восточная Георгия, Агульяс) и разделяющие разновозрастные блоки литосферы, либо псевдоразломы – следы продвижения спредингового хребта в пределы старой океанической литосферы.

С помощью физического моделирования выявлены условия формирования подводных поднятий. Результаты экспериментов показали, что наличие линейных структурных неоднородностей и горячей точки в районе Мозамбикской окраины приводило к ослаблению континентальной литосферы в модели. Ось расположенного рядом с континентом спредингового хребта испытывала перескок в зону этого ослабления, т.е. в сторону континентальной окраины. В результате перескока формировался линейно вытянутый блок, не полностью отделенный от континентальной окраины.

Эксперименты показали, что формирование микроконтинентального блока поднятия Бейра связано со встречным продвижением рифтовых трещин и образованием области их перекрытия. В результате перескока рифтовые трещины соединились в единую зону, на которой продолжалась аккреция океанической коры. Микроблок перекрытия с утоненной континентальной корой оставался при этом около континентальной окраины.

На основании физического моделирования получено экспериментальное обоснование условий формирования подводных поднятий разных типов вдоль трансатлантического профиля и построена модель эволюции литосферы, включающая следующую последовательность событий: 1) спрединг в котловине Транскей; 2) формирование крупной магматической провинции плато Агульяс и одноименного спредингового хребта; 3) спрединг на хребте Агульяс и формирование парных сопряженных структур плато Агульяс и поднятия Северо-Восточная Георгия в результате раскола единого плато Агульяс; 4) аккреция океанической коры на спрединговом хребте Агульяс (формирование котловины Агульяс); 5) перескок оси спрединга хребта Агульяс под влиянием второй фазы магматической активности горячей точки Шона и формирование нового спредингового сегмента – ЮСАХ и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих начальное место его формирования; 6) аккреция океанической коры на ЮСАХ.

Результаты моделирования также показали, что в эволюции литосферы антарктического сектора Южной Атлантики важнейшую роль сыграла плюмовая активность, имеющая несколько фаз активизации, которая

инициировала кинематические реорганизации границ плит и формирование подводных поднятий магматической природы.

Таким образом, на формирование морфоструктурного плана и эволюцию литосферы этого региона решающее влияние оказали следующие факторы:

1) пространственно-временная миграция Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит, разделенных разными спрединговыми хребтами, соединяющимися в зонах тройных сочленений; 2) существование континентального блока Фолклендского плато в пределах Южно-Американской плиты, которое могло служить структурным барьером на пути продвигающейся с севера в южном направлении рифтовой зоны сегмента САХ; 3) наличие первой фазы плюмовой магматической активности, сформировавшей структуру плато Агульяс, в месте соединения трех спрединговых ветвей (восточной – ЮЗИХ, северной - хребет Агульяс и юго-западной – спрединговый хребет уходящий в море Уэдделла), каждая из которых генерировала свою кору, разделившую единое плато Агульяс на три блока: собственно, плато Агульяс, поднятие Северо-Восточная Георгия и возможно поднятие Мод; 4) наличие второй фазы магматической активности, связанной с деятельностью горячей точки (в природе Шона) на океанической коре котловины Агульяс, вблизи окраины Фолклендского плато, могло стимулировать продвижение к югу сегмента САХ. Следствием этого был перескок оси спрединга, выразившийся в отмирании спредингового хребта Агульяс, формировании сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения и разделяющих разновозрастные блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс и южном сегменте САХ.

Результаты анализа геолого-геофизической информации, плотностного и физического моделирования позволили выявить основные генетические типы подводных поднятий в данном регионе и понять геодинамические условия их формирования:

- современные спрединговые хребты (ЮСАХ – сформированный в результате продвижения оси САХ к югу под влиянием горячей точки Шона, ЮЗИХ – сформированный в результате продвижения к западу и соединения с сегментом ЮСАХ в области современного тройного соединения Буве, ААХ – сформированный в результате необходимости кинематического урегулирования замкнутости границ плит между Южно-Американской и Антарктической плитами и плитой Скоша);

- палеоспрединговый хребет Агульяс, прекративший свою активную деятельность в результате формирования нового спредингового хребта ЮСАХ;

- хребты, частично отделенные от континента (Мозамбикский хребет);

- хребты, сформированные в результате плюмового магматизма, сложенные утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой (Мадагаскарский хребет);

- сопряженные поднятия, образованные при формировании нового спредингового хребта ЮСАХ на старой океанической литосфере в результате перескока оси спрединга (Метеор и Айлос Оркадас) вызванного активной деятельностью горячей точки;
- погруженные плато и поднятия, представляющие собой фрагменты крупной магматической провинции (Агульяс, Северо-Восточная Георгия, Мод);
- микроконтиненты (поднятие Бейра).

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00110).

Based on the analysis of global digital models, the distribution of fracture zones of the oceanic crust, global and regional models of evolution, and published geological and geophysical data, the structural features of the ocean floor in the junction of the Antarctic area of the Atlantic oceans are considered. Tectonic zoning of the region's crust has been carried out. The main stages in the development of the lithosphere have been identified.

Дудков И.Ю.^{1,2}, Дорохов Д.В.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ²Балтийский
Федеральный Университет им. И. Канта, г. Калининград)

Палеодолины на подводном береговом склоне Самбийского полуострова, Юго-Восточная часть Балтийского моря

Dudkov I.Yu.^{1,2}, Dorokhov D.V.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Immanuel
Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Palaeovalleys of the Sambian Peninsula Submarine Slope, The Southeastern part of the Baltic Sea

Ключевые слова: палеодолины, троговые долины, рельеф дна, юго-восточная часть Балтийского моря, многолучевое эхолотирование, сейсмоакустическое профилирование

В результате детальных геофизических съемок, проведенных в 2021–2022 гг., были закартированы и описаны 6 новых палеодолин подводного берегового склона Самбийского полуострова. Все они имеют схожий U-образный поперечный профиль и предположительно являются троговыми. Крупнейшая из них врезана в коренные породы, обладает долиной-притоком, а также имеет ряд морфологических особенностей, характерных для троговых долин.

Подводный береговой склон Самбийского п-ова в районе м. Таран в юго-восточной части Балтийского моря является уникальным местом, где рельеф представлен выходами коренных пород с уступами разной формы и генезиса, моренными грядами, карстовыми провалами и палеодолинами [1–4]. Все эти формы рельефа образованы на разных стадиях Балтийского моря и несут в себе ценную информацию о процессах, происходящих с конца последнего оледенения по настоящее время.

В ходе 47–49 рейсов НИС «Академик Борис Петров» (2021–2022 гг.) в северной части подводного берегового склона Самбийского полуострова в районе м. Таран были выполнены детальные исследования (рис. 1), включающие многолучевое эхолотирование и сейсмоакустическое профилирование [5]. Анализ полученных данных позволил выявить погребенные и выраженные в рельефе дна палеодолины, выполнить их описание и выдвинуть предположение об их генезисе.

Площадная батиметрическая съемка выполнялась с использованием многолучевого эхолота (МЛЭ) Reason SeaBat T50-ER (частота 400 кГц, 1024 луча). Сейсмоакустическое профилирование проводилось параметрическим профилографом Parasound P70 одновременно с многолучевым эхолотированием. Съемка профилографом велась на частотах 4.5–7 кГц и 21.5 кГц с вертикальным разрешением около 10–20 см и глубиной до 30 м. Позиционирование судна, синхронизация времени и ввод поправок за

перемещение судна осуществлялось с помощью инерциальной навигационной системы Applanix POS MV. Для точного расчета глубин регулярно измерялся профиль скорости звука зондом Valeport MiniSVP.

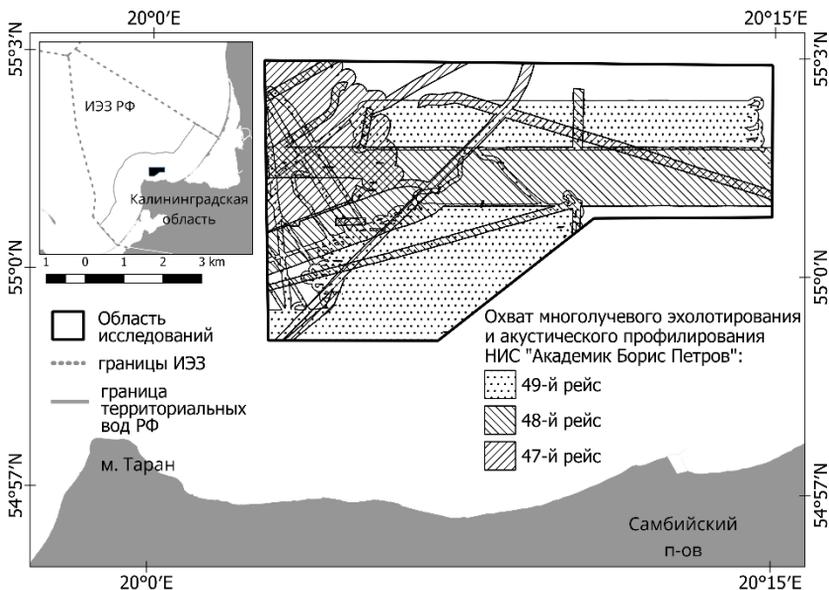


Рисунок 1. Расположение района исследования и схема обеспеченности материалами геофизической съемки. Полигонами со штриховкой указан охват данных многолучевого эхолотирования и сейсмоакустического профилирования, выполненных в ходе экспедиционных исследований на НИС «Академик Борис Петров» в 2021–2022 гг.

Регистрация и постобработка данных МЛЭ осуществлялась в программном обеспечении (ПО) Teledyne PDS2000. Обработка и интерпретация данных акустического профилирования проводилась в ПО RadExPro и Kingdom Software.

В результате сбора и обработки геофизических данных получены детальные цифровые модели рельефа дна (ЦМР) с разрешением от 25 см до 1 м, мозаики обратного акустического рассеяния и сейсмоакустические профили верхнего слоя донных отложений. Модели рельефа разных экспедиций были приведены к общему уровню и объединены в единую ЦМР (рис. 2). По полученным геофизическим данным в пределах подводного берегового склона северной части Самбийского полуострова было выявлено 6 ранее не описанных палеодолин (рис. 2).

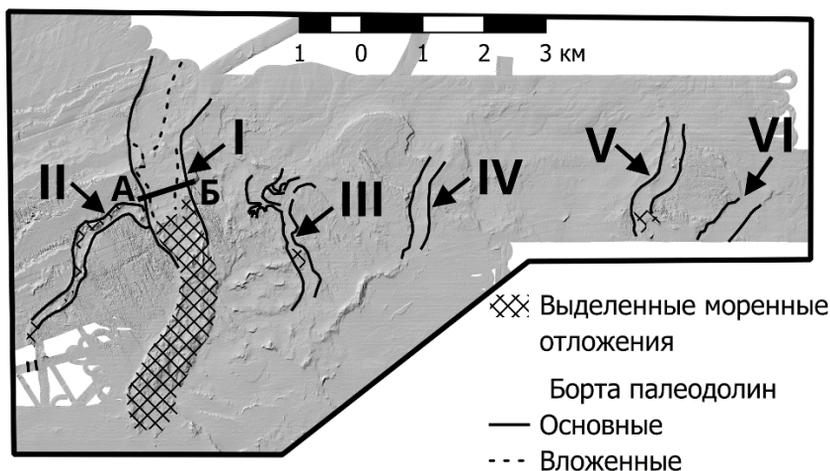


Рисунок 2. Теневая отмывка рельефа с нанесенными бортами выявленных палеодолин (основными и вложенными), и границами моренных отложений, заполняющих палеодолины. Римскими цифрами и стрелками показаны номера палеодолин и их расположение. Толстой жирной линией и подписями А и Б указан батиметрический профиль

Обнаруженные палеодолины значительно различаются по форме и размерам. Наиболее выраженные долины обладают рядом общих, характерных особенностей, позволяющих сделать предположение об их схожем генезисе.

Долина I (рис. 2) является крупнейшей, среди обнаруженных. Она вытянута в северо-северо-западном направлении на 3300 м, шириной 600 м на юге (глубины ~28 м), и 1000 м на севере (глубины ~46 м). Долина имеет U-образный поперечный профиль (рис. 3). Глубина вреза в твердых дочетвертичных отложениях, сложенных песчаниками и силицитами [1], варьируется от 3 м на юге, до 7 м в середине долины (наибольшая глубина вреза), и 2 м – в северной части долины. В пределах ложа долина осложнена маломощными (до 1–3 м), предположительно песчаными осадками, а также моренными отложениями. Характерная форма профиля долины и врезанность в твердые породы позволяет предположить о том, что долина I является троговой [6]. Об этом так же могут свидетельствовать наличие у этой долины вложенных бортов (рис. 2), которые в центральной части долины похожи на т.н. плечи трога [6]. Моренные отложения встречаются по всей долине в виде характерных холмов в северной части и гряд в южной.

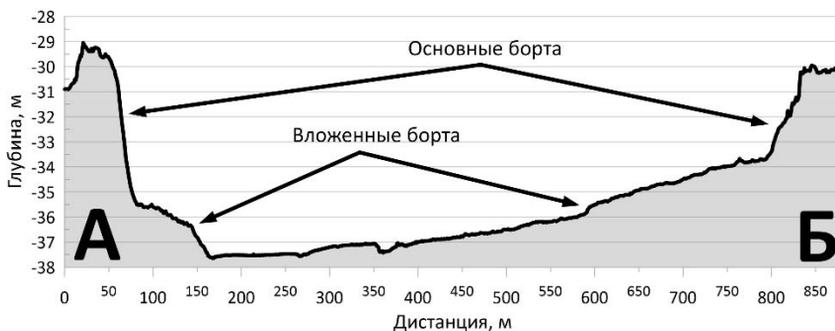


Рисунок 3. Пример поперечного профиля палеодолины I. Расположение профиля указано на рис. 2.

Долина II (рис. 2) вытянута в северо-восточном направлении на 3500 м, после чего соединяется с долиной I. Она простирается на глубинах 27–33 м, имеет характерный U-образный профиль шириной 130–180 м и врезана в коренные породы на глубину 3–5 м в южной части и до 1–2 м в северной. В пределах ложа долины II так же встречаются моренные и маломощные песчаные отложения. Долина II вероятно является троговой долиной-притоком для долины I [6].

Долина III (рис. 2) вытянута в северном направлении на 2200 м на глубинах 31–37 м шириной 125–260 м. Она также имеет U-образный профиль на участках, где глубина вреза достигает 1–3 м. В северной части долина разделяется на несколько рукавов.

Долина IV (рис. 2) протирается с юга на север на 1550 м, от глубины моря 32 м до 36 м. Обладает шириной 230–300 м, имеет U-образный профиль и врезана в окружающий рельеф, сложенный коренными породами, на 1–5 м. Долина также предположительно является троговой. На сейсмоакустических профилях (в центральной части долины) прослеживается погребенное основание палеодолины в толще четвертичных отложений мощностью до ~11 м.

Долина V (Рис. 2) протягивается в северном направлении на 1800 м на глубинах 31–36 м. Она имеет U-образный профиль шириной 260–330 м и врезана в рельеф на 1–3 м.

Долина VI (Рис. 2) наименее выражена в рельефе, вытянута в северо-западном направлении на 920 м и выходит за пределы района исследования. Она имеет U-образный профиль и врезана на 0,5–1,5 метра. На сейсмоакустических профилях слабо прослеживается погребенная часть долины под толщей осадков мощностью ~4,8 м.

Таким образом, по новым геофизическим данным были выявлены в северной части подводного берегового склона Самбийского п-ова 6

палеодолин, которые по форме и характеру расположения предположительно являются троговыми. В дальнейшем планируется выполнить более подробный геоморфологический анализ для определения направления движения льда, что позволит уточнить палеогеографические реконструкции последнего оледенения в юго-восточной части Балтийского моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН, тема № FMWE-2021-0012. Авторы благодарят компанию RADEXPRO SEISMIC SOFTWARE LCC за предоставленное программное обеспечение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ. 1998. Т. 160.
- 2) Sivkov V., Dorokhov D., Ulyanova M. Submerged holocene wave-cut cliffs in the South-eastern part of the Baltic Sea: reinterpretation based on recent bathymetrical data // The Baltic Sea Basin / J. Harff et al. (eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2011. P. 203–217.
- 3) Дорохов Д.В., Дорохова Е.В. Литодинамические и геоморфологические особенности террасированного подводного склона Самбийского п-ова (юго-восточная часть Балтийского моря) // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2014. Вып. 1: Естественные науки. С. 30–41.
- 4) Dorokhov D.V., Lugovoy N.N., Dorokhova E.V., Budanov L.M., Dudkov I.Yu. Morphology and origin of the palaeo cliff area in the Sambia Peninsula nearshore (SE Baltic Sea) // Quaternary International. 2022. V. 630. P. 17–33. doi: 10.1016/j.quaint.2021.03.025
- 5) Dorokhov D.V., Kondrashov A.A., Bubnova E.S., Ezhova E.E., Bagirov N.E., Dudkov I.Y., Lugovoy N.N. Geological, Geophysical, and Geocological Studies of the Southeastern Baltic Sea on Cruises 47–49 of the R/V Akademik Boris Petrov // Oceanology. 2022. V. 62. № 6. С. 922–925.
- 6) Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2006. С. 241–251.

As a result of detailed geophysical surveys conducted in 2021–2022, 6 new palaeovalleys of the submarine slope of the Sambian Peninsula were mapped and described. They have U-shape valleys and are suspected to be trog valleys. The largest valley is cutted into the sedimental bedrock, has a tributary valley and some of specific morphological features usual for trog valleys.

Дунаев Н.Н.¹, Кузнецов М.А.¹, Гордеев Н.А.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: dunaev@ocean.ru; ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва)

Результаты геоморфологических исследований вулканического острова Десеппен (Антарктика)

Dunaev N.N.¹, Kuznetsov M.A.¹, Gordeev N.A.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

Results of geomorphological studies of volcanic Deception Island (Antarctica)

Ключевые слова: Антарктика, вулканизм, геоморфология, новейшая тектоника

Выполнен геоморфологический анализ топокарт и космоснимков вулканического острова Десеппен (Антарктика), вызывающего повышенное внимание исследователей многих научных направлений. Рассмотрена специфика рельефа в условиях вулканизма центрального эксплозивного извержения и расположения в субантарктической перигляциальной зоне с ее влажным и прохладным океаническим климатом. На основе картографической модели его разломной тектоники показано проявление тектонически напряжений как одной из главных задач работы.

Одним из районов Антарктики, привлекающих естествоиспытателей разного профиля, является о. Десеппен, имеющий большое природное, научное, историческое, просветительское и эстетическое значение. Он входит в состав Южных Шетландских островов (рис. 1) и представляет собой активный стратовулкан стромболианского типа с затопленной кальдерой, образовавшейся в голоцене в результате мощного извержения вулкана. Горные породы представлены базальтами и андезито-базальтами с возрастом наиболее ранних <750 тыс. л.



Рисунок 1. Местоположение о. Десеппен

Был выполнен анализ литературных данных по геолого-геоморфологическому строению и геофизическим исследованиям острова, построена цифровая модель его рельефа масштаба 1:25000 по методу

интерполяции Tопо to Raster с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.3 с целью синтеза данных, отраженных на топографических картах XX и начала XXI веков, позволяющая осуществлять их компьютерную обработку. Проведено дешифрирование разновременных космоснимков среднего уровня пространственного разрешения семейства Landsat 8, космоснимков высокого и сверхвысокого разрешения с интернет-ресурсов Google Earth и Bing. Тектонические разрывы и трещины выделялись на основании изучения линейментов рельефа по опробированной на практике методике [1–3], опубликованных геологических и геофизических материалов.

Остров Десеппен представлен основными геоморфологическими доменами – соммой, кальдерой и кратером (рис. 2).



Рисунок 2. Генеральный геоморфологический профиль о. Десеппен. Условные обозначения: 1. Сомма; 2. Область кальдеры, 2.1. Экзогенно выположенный склон, 2.1.1. Посткальдерные вулканические конусы, 2.1.2. Посткальдерные микрократеры, 2.2. Область кратера

Рельеф в целом характеризуется низким холмогорьем. Его верхний уровень представляет собой платообразные привершинные поверхности соммы, акцентирующих отдельные вулcano-тектонические поднятия на высотах более 200 м. От вершинных поверхностей к их подножию он выражен двумя типами – внешними и внутренними склонами соммы, имеющими разное происхождение и геоморфологическое строение. Центральная часть острова образована кальдерой в форме квазиэллипса СЗ простирания. В ее пределах располагается бухта Порт Фостер с глубинами до 180 м. Здесь обычно с отметок –20 м происходит резкое увеличение глубин в область кратера, дно которого осложнено многочисленными микрократерами и микроконусами, а также оползневыми телами.

Выделенные линейменты, идентифицированные как тектонические трещины и разломы, послужили основой для реконструкции новейших тектонических напряжений по методике Л.А. Сим [4]. Обработка материалов велась при помощи программного обеспечения SimSGM [5]. Приложение использует методы компьютерного зрения (написанные на языке программирования Python). В результате тектонофизического анализа более чем 3500 мегатрещин 20 основных разрывов удалось обнаружить устойчивые направления сдвиговой компоненты. Напряженное состояние о.

Десепшен характеризуется горизонтальным сжатием. Общее поле напряжений имеет главный максимум Северо-Западного и менее выраженный Северо-Восточного простираний (рис. 3).

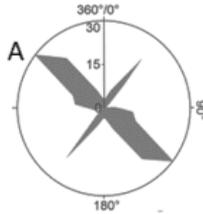


Рисунок 3. Роза-диаграмма простираний осей сжатий

Выводы. Ландшафтная ярусность экзогенного рельефа исходного конусообразного острова, когда выше 200 м господствовали нивальные и мерзлотные процессы, а ниже плоскостной смыв и многочисленные впадавшие в море ручьи, сменилась после образования кальдеры отчетливо выраженной дифференцированностью рельефообразования.

Продолжающаяся после формирования кальдеры сейсмичность способствует развитию отседаний и оползней на склонах вулкана, образованию селевых потоков, уменьшилась интенсивность процессов на внешних склонах (меньше перепад высот, меньше энергия рельефа). Климатический фактор рельефообразования в определенной мере сохранился на внешних склонах острова при уменьшении мощности нивального привершинного яруса вследствие дифференцированного уменьшения высот рельефа вулкана.

Остров находится в неоднородном напряженном состоянии. На это указывает то, что выполненные тектоно-физические реконструкции имеют осложняющий элемент в виде транспрессии или транстенсии.

Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания № FMWE-2021-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. М.: МГУ, 1999. 120 с.
2. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях / Гл. редактор академик И.П. Герасимов. М.: Недра, 1970. 296 с.
3. Брянцева Г.В., Короновский Н.В. К проблеме выделения линейментов // Геологическая среда, минералогические и сеймотектонические процессы. Воронеж, 2012. С. 71–74.
4. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геол. и

разв. 1991. № 10. С. 3–22.

5. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.

A geomorphological map and a generalized profile of Deception Island (Antarctica) are constructed. The specifics of its relief in the conditions of volcanism and location in the subantarctic climate are considered. The characteristic elements of the geomorphological structure are determined as the basis for identifying fault tectonics and the nature of tectonic stresses – one of the main tasks of the work.

Зайончек А.В.¹, Соколов С.Ю.¹, Соловьев А.В.^{1,2}

(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: a_zayonchek@mail.ru;

²ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт» (ФГБУ «ВНИГНИ»), г. Москва)

Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время по результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A

Zayonchek A.V.¹, Sokolov S.Yu.¹, Soloviev A.V.^{1,2}

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²VNIGNI, Moscow)

Evolution of the Eurasian Basin in the Pre-Quaternary Time Based on the Interpretation of the ARC1407A Seismic Profile

Ключевые слова: Евразийский бассейн, хребт Гаккеля, спрединг, линейные магнитные аномалии, сейсмостратиграфия

На основе расчетов положения теоретических осей линейных магнитных аномалий выполнена переинтерпретация возраста формирования опорных отражающих горизонтов, выделяемых на сейсмическом профиле ARC1407A, пересекающем Евразийский бассейн в его центральной части.

По мнению большинства геологов и геофизиков Евразийский бассейн (ЕБ) сформировался в кайнозойское время в результате раздвижения Северо-Американской (СА) и Евразийской (ЕВ) плит [1, 3, 5, 8, 10]. Отличительной особенностью ЕБ является наличие мощного осадочного чехла в его глубоководных котловинах – Амундсена (КА) и Нансена (КН).

Начиная с 2008 г. в рамках выполнения национальных программ, Россией, Норвегией и Данией в пределах ЕБ получен значительный объем сейсмических данных, интерпретация которых обобщена в серии научных работ [6, 7, 10]. Во всех работах сейсмостратиграфическая привязка выделяемых опорных отражающих горизонтов (ОГ) в осадочном чехле выполнялась классическим способом корреляции точек налегания ОГ на океанический фундамент с осями линейных магнитных аномалий (ЛМА) и результатам бурения скважины АСЕХ в центральной части хр. Ломоносова [4]. Не смотря на использование единой методологии интерпретации результаты сейсмостратиграфической привязки в работах [6, 7, 10] существенно различаются. Ключевым отличием является выделение в работе [10] ОГ с возрастом формирования ~34 млн. лет, который не устанавливается в результатах интерпретации зарубежных сейсмических данных [6, 7].

С целью разрешения данного противоречия выполнена переинтерпретация ключевого отечественного сейсмического профиля ARC1407A [10], полностью пересекающего ЕБ в его центральной части и проходящего примерно в 50 км от скважины АСЕХ.

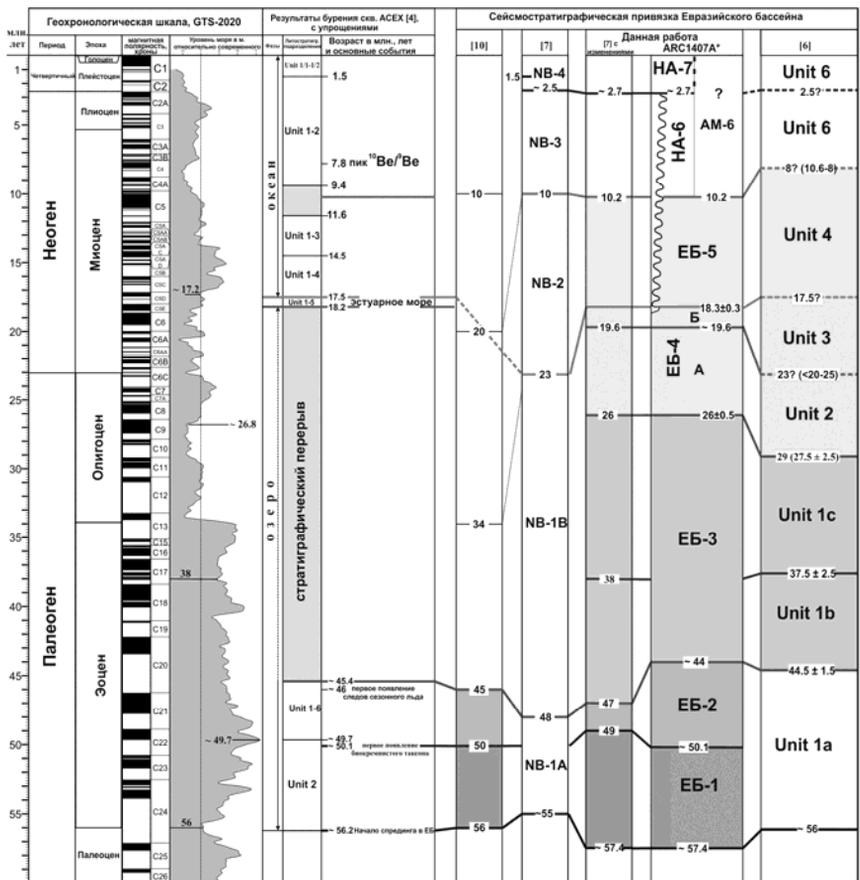


Рис. 1. Сопоставление сейсмостратиграфической корреляция выделяемых опорных отражающих горизонтов для сейсмического профиля ARC1407A с результатами бурения скважины AXEC [4] и аналогичными исследованиями в EB [6, 7, 10]. ARC1407A* - из-за резкого различия в характере сейсмических отражений в верхней части осадочного чехла (<2.7 млн. лет) в котловинах Нансена и Амундсена обозначение сейсмических толщ в котловинах различаются.

Достоверность сейсмостратиграфической привязки в океанических спрединговых бассейнах напрямую зависит от надежности идентификации ЛМА, что обеспечивается качеством и плотностью магнитометрической информации. По своему географическому положению в КА профиль ARC1407A частично попадает в пределы современной аэромагнитной съемки [5], а в КН расположен в области покрытия ретроспективными

аэромагнитными данными низкого качества [1]. Для проверки надежности идентификации ЛМА из работы [10] выполнены расчеты положения теоретических ЛМА (ТЛМА). Для выполнения расчетов использовались определения конечных полюсов раскрытия для единичных хрон прямой геомагнитной полярности из работ [8, 9] при допущении симметричности спрединга относительно хребта Гаккеля, расположенного примерно по центру ЕБ. Результаты расчетов свидетельствуют, что для КА, обеспеченной высокоточными аэромагнитными данными, положение реперных ЛМА (C5n.1ny, C6ny, C24no) из работы [10] и ТЛМА практически полностью совпадают и возникающие погрешности при пересчете на возраст формирования океанической коры < 1 млн. лет. Исключение проявляется только для хроны C13ny, для которой разница в положениях между ЛМА и ТЛМА в пересчете на возраст составляет ~ 8 млн. лет. Для КН, обеспеченной на участке профиля ARC1407A ретроспективными аэромагнитными данными, погрешности определения положения ЛМА и ТЛМА в пересчете на возраст для хрон C5n.1ny и C6ny составляют ~ 5 млн. лет, а для C13ny ~ 12 млн. лет. Зафиксированная двукратная разница расстояний в положениях ЛМА C5n.1ny (~ 9.8 млн. лет) из работы [10] в КА и НА относительно центра рифтовой долины хребта Гаккеля не может объясняться асимметричностью скорости спрединга в КА и НА, т.к. все предыдущие исследования показывают высокую степень симметричности спрединга в ЕБ в период < 20 млн. лет [1, 5, 8]. Проведенный анализ позволил установить ошибочность определения положения идентифицированных в работе [10] ЛМА для отдельных участков профиля ARC1407A, расположенных в областях покрытия ретроспективными аэромагнитными данными с крайне низкой навигационной точностью.

Результаты сейсмостратиграфической привязки ОГ для профиля ARC1407A (рис.1), проведенной на основе расчетов ТЛМА и результатов бурения скважины АХЕС [4], показали хорошую сопоставимость с результатами аналогичных работ для западных частей КА и КН [6, 7]. Ранее выделяемый в работе [10] в ЕБ ОГ возрастом формирования ~ 34 млн. лет назад [10] и связывающийся с прекращением спрединга в западной части Северной Атлантики и вхождением Гренландской плиты в состав Северо-Американской, не устанавливается, что аналогично исследованиям для западных частей КН [2, 7] и КА [6]. В результате переинтерпретации сейсмических данных для западной части КН из работы [7] в пределах сейсмического профиля ARC1407A установлен ОГ с возрастом ~ 26 млн. лет, ранее прослеженный в западной части КА [6]. Мощные осадочные отложения в верхней части разреза профиля ARC1407A в КН коррелируются с ранее выделенными в западной части котловины и являются гляцио-морскими отложениями позднелиоценового—четвертичного возраста < 2.7 млн. лет [7]. По всей видимости, именно эти отложения фиксируются в восточной части

рифтовой долине хр. Гаккеля.

Работа выполнена при финансовой поддержке при поддержке Проекта РНФ №22-27-00578 “Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
2. Зайончек А.В., Меркурьев С.А. Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сеймостратиграфическом анализе // Геология морей и океанов. Мат-лы XXIV Междунар. научн. конф.-школы по морской геологии. М.: ИО РАН, 2021. Т. IV. С. 70–74.
3. Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли / Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
4. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O’Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. P. 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
5. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // *Geology*. 2003. V. 31. № 9. P. 825–828.
6. Castro C.F., Knutz P.C., Hopper J.R., Funck T. Depositional evolution of the western Amundsen Basin, Arctic Ocean: Paleooceanographic and tectonic implications // *Paleoceanograph. Paleoclimatol.* 2018. V. 33. <https://doi.org/10.1029/2018PA003414>
7. Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. P. 805–821.
8. Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. № 197. P. 273–286.
9. Merkouriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 366–384. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu142>.

10. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82.

Based on the calculations of the position of the theoretical axes of linear magnetic anomalies, a reinterpretation of the age of formation of the reference seismic horizons for the profile ARC1407A, which is crossing the Eurasian basin in its central part, was performed.

**Замотина З.С.¹, Старовойтов А.В.¹, Токарев М.Ю.¹,
Терехина Я.Е.¹, Колубакин А.А.²**

(¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: zлата_zamotina@mail.ru; ²ООО «РН Эксплорейшн», г. Москва)

Морфология и генезис палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря по данным сейсмоакустических исследований

**Zamotina Z.S.¹, Starovoytov A.V.¹, Tokarev M.Yu.¹,
Terekhina Ya.E.¹, Kolubakin A.A.²**

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²LLC «RN-Exploration», Moscow)

Morphology and genesis of the southwestern Kara Sea part paleovalleys and paleodepressions according to seismoacoustic data

Ключевые слова: палеодолины, палеодепрессии, сейсмоакустические исследования, Карское море

На основе данных 2D сейсморазведки стандартного (2D CP), высокого (2D CBP) и сверхвысокого (2D SCBP) разрешения выделены палеодолины и палеодепрессии, сформированные предположительно в разные этапы регрессии плиоцен–четвертичное времени в юго-западной части Карского моря. Во внутреннем строении выделенных форм обнаружены признаки залегания мерзлых грунтов.

Подводные долины Карского шельфа являются объектом исследований ученых, начиная со второй половины XX века. Интерес к этим формам рельефа вызван, в первую очередь, тем, что они представляют собой «чувствительные» геоморфологические системы, реагирующие на изменение палеогеографических условий, в том числе климата и тектонического режима. Их изучение является важным для восстановления событий геологического прошлого. Во вторую очередь, они относятся к опасным геологическим процессам и явлениям, которые необходимо учитывать при строительстве подводной инфраструктуры и проведении буровых работ. Палеодолины и палеодепрессии на территории Карского моря рассматривались в работах А.Г. Ласточкина [1], Е.Е. Мусатова [2] и др. Авторы перечисленных работ создали схемы палеодолин, которые были основаны на морских навигационных картах, не являющихся аналогом топографических, редких сейсмоакустических профилях (в большинстве случаев при их отсутствии) и крайне ограниченных сведениях о вещественном составе донных отложений.

В настоящей работе показаны результаты анализа данных 2D сейсморазведки стандартного разрешения (2D CP) метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ), плотной сетью

покрывающих Восточно-Приновоземельский район Карского моря. Кроме того, на отдельных участках проведен анализ данных 2D сейсморазведки высокого (2D СВР) и сверхвысокого (2D ССВР) разрешения. По совокупности имеющихся данных проведен детальный анализ особенностей внутреннего строения, пространственного положения палеодолин и палеодепрессий и сделаны предположения об их генезисе.

В северной части района исследования по данным 2D СР выделяется палеодолина, врезанная в сейсмокомплекс, представленный отложениями предположительно палеоценового возраста [3]. Она вытянута с северо-запада на юго-восток, имеет ширину от 3 до 5 км и протяженность около 157 км. Глубина залегания тальвега палеодолины изменяется от 220 м до 415 м ниже уровня дна (н.у.д.). Осадочное выполнение погребенной долины, представленное отложениями предположительно плиоцен–четвертичного возраста [3], характеризуется мощностью около 400 м (при скорости распространения продольных волн -1600 м/с) и имеет сложное строение. На северо-западе в нижней части палеодолины наблюдается хаотическая волновая картина, сменяющаяся вверх по разрезу слоистой с признаками деформации слоев (рис. 1А). В верхней части палеодолины выделяются наиболее молодые палеопонижения с хаотическим типом волновой картины и мощностью выполняющих отложений от 70 до 120 м (рис. 1А). Под погребенной долиной также наблюдается отрицательный скоростной эффект, вероятно, связанный с залеганием мягких (слабоконсолидированных) осадков (рис. 1А). На юго-востоке внутреннее строение погребенной долины изменяется, что выражается в появлении акустически прозрачного тела с прямой полярностью отражений в его кровле и обратной полярностью в подошве, что предположительно указывает на залегание многолетнемерзлых грунтов в отложениях, выполняющих палеодолину (рис. 1Б). Данное тело обнаружено в интервале глубин от 80 до 170 м н.у.д. при глубине воды около 190 м. Выше по разрезу палеодолина перекрыта комплексом более молодых слоистых отложений (рис. 1Б). Необходимо также отметить, что на некоторых участках прослеживаются разрывные нарушения, к которым она приурочена. Кроме того, в бортах палеодолины выделены террасовидные ступени, что, вероятно, связано с несколькими этапами врезания.

На северо-западе, севере, востоке и юго-востоке района работ при глубине воды от 40 до 150 м выявлены палеопонижения с мощностью залегания отложений от 150 до 190 м. Волновая картина выполняющих отложений акустически прозрачная. В основании палеопонижений наблюдается обратная полярность отражений. Под ними также прослеживается положительный скоростной эффект, что указывает на присутствие многолетнемерзлых грунтов в отложениях, выполняющих их. Одним из возможных объяснений наличия признаков залегания многолетнемерзлых грунтов в палеопонижениях является промерзание

отложений в предшествующие эпохи оледенения (в максимум последнего оледенения, 18–25 тыс. лет назад?). Деформации слоев в верхней части осадочного выполнения, вероятно, связаны с просадкой грунта в результате вытаивания мерзлых грунтов на этапе морской (голоценовой?) трансгрессии.

В районе Восточно-Новоземельского желоба, при глубинах воды около 300 м, обнаружено линейное палеопонижение, вытянутое с юго-запада на северо-восток. Его протяженность составляет около 40 км, ширина в плане – от 3.5 до 6 км. Мощность выполняющих отложений изменяется от 85 до 130 м. В поперечном сечении палеопонижения наблюдается относительно выровненная форма днища. Углы наклона бортов составляют около 7°. Волновая картина внутри погребенного понижения акустически прозрачная. Выше по разрезу наблюдается аккумулятивное тело, характеризующееся неровной выпуклой кровлей и хаотической волновой картиной с ярко-выраженным высокоамплитудным субгоризонтальным отражением в основании. Данные структурно-морфологические признаки и четвертичный возраст осадков, выполняющих палеопонижение [3], предположительно указывают на наличие ледниковых и ледниково-морских отложений. На основе существующих представлений о распространении ледникового покрова в позднечетвертичное время в районе работ сделано предположение, что выделенное палеопонижение имеет ледниковый генезис.

На основе проведенного исследования получены новые сведения о внутреннем строении палеодолин и палеодепрессий, уточнено их пространственное положение, выделено несколько временных генераций, предположительно образованных в разные этапы регрессии плиоцен-четвертичного времени. На основе этого значительно уточнены существующие геоморфологические схемы, отражающие положение не только палеопонижений, выраженных в современном рельефе дна, но и погребенных под современными осадками.

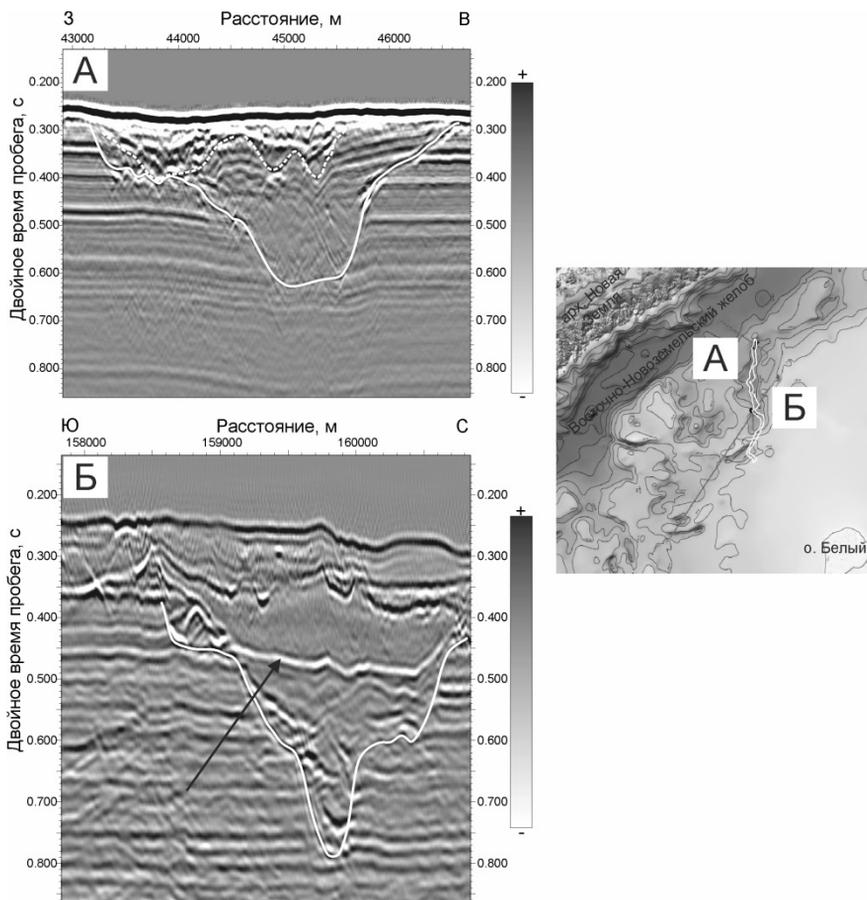


Рисунок 1. Пример палеодолины, выделенной по данным 2D СР (показана белой сплошной линией). Белый пунктир ограничивает палеопонижения более молодой генерации. Черная стрелка соответствует подошве предположительно мерзлых грунтов. На врезке показаны положения фрагментов профилей в районе работ.

Авторы выражают благодарность Александру Геннадьевичу Рослякову и Александру Евменьевичу Рыбалко за консультацию в процессе написания работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия Всесоюзного географического общества 1977. Т. 109. № 5. С. 412–417.

2. Мусатов Е.Е. Классификация речных палеодолин Баренцево-Карского шельфа в новейшее время // Тезисы докладов 2-й Всесоюзной конференции «Проблем четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей». Апатиты, 1987. С. 79–80.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S41-43 – о. Белый. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 206 с.

Paleovalleys and paleodepressions formed during different stages of Pliocene-Quaternary regression were identified according to 2D standart (SR), high (HR) and very-high (VHR) resolution in the southwestern part of Kara Sea. The signs of permafrost were detected in the internal structure of the landforms.

Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ivanenko.ocean@gmail.com, brusilovsky60@gmail.com)

Исследование магнетизма подводных гор Иберийской котловины в 63 рейсе НИС «Академик Иоффе»

Ivanenko A.N., Brusilovsky Yu.V., Veklich I.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Study of the seamounts magnetism of the Iberian basin in Leg 63 of the RV "Akademik Yoffe"

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, магнетизм подводных гор, палеомагнетизм, прямая и обратная магнитная полярность, обратная задача, магматизм, кинематика плит.

В 63 рейсе НИС «Академик Иоффе» была выполнена попутная магнитная съемка над тремя подводными горами Иберийской котловины. Используя наши данные как опорные, мы синтезировали детальную карту аномального магнитного поля для полигона $3 \times 2.5^\circ$. Интерпретация магнитного поля над подводными горами и полученные для них оценки палеомагнитных характеристик показали, что формирование подводных гор охватывает несколько фаз магматизма, отражающих определенные этапы эволюции Иберийской микроплиты.

В ходе попутной магнитной съемки 63 рейса НИС «Академик Иоффе» была пройдена серия профилей над тремя подводными горами Иберийской котловины (рис. 1).

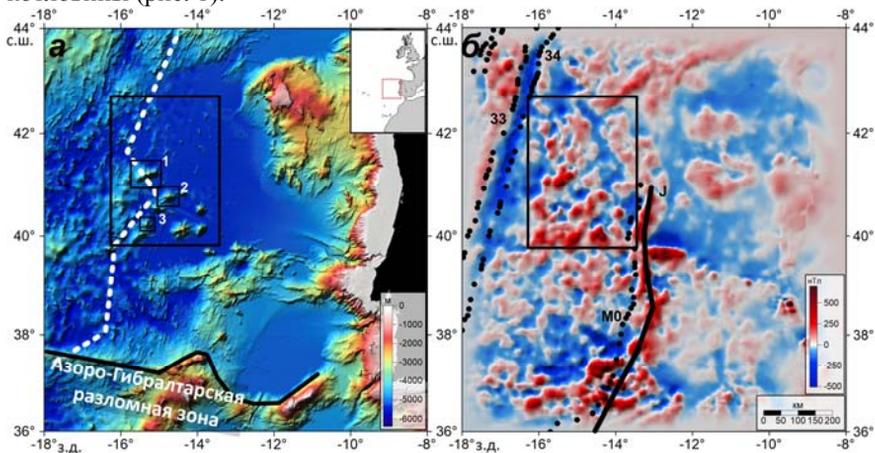


Рисунок 1. *a* – карта рельефа Иберийской котловины, построенная по данным GMRT [1]. Белая пунктирная линия – маршрут прохождения НИС «Академик Иоффе». Подводные горы: 1 – «Уго де Ласерда», 2 – «Без названия-1», 3 – «Без названия-2»; *b* – карта аномального магнитного поля

(АМП) (WDMAM-2023 [2]). Подписаны идентифицированные линейные магнитные аномалии [3] и аномалия J [4]. Черный прямоугольник – положение полигона, для которого построена детальная карта АМП.

Иберийская котловина является океаническим продолжением Иберийской микроплиты, включающей Пиренейский полуостров и являющейся частью Евразийской тектонической плиты, к которой она была присоединена в конце олигоцена. В период от 125 млн. лет до 83 млн. лет назад Иберийская микроплита двигалась как часть Африканской плиты в СВ направлении. В этот же период происходило раскрытие северной части Атлантического океана и вращение Иберии на $\sim 35^\circ$ против часовой стрелки, кинематически связанное с V-образным раскрытием Бискайского залива. Эти события привели к субдукции коры Бискайского залива под Иберийскую микроплиту [5]. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о том, что начало вращения Иберии ограничивается аномалией M0 (123 млн. лет), а непосредственно вращение Иберийской плиты ограничивается аптским ярусом (118–113 млн. лет назад).

Раскрытие Бискайского залива и вращение Иберийской плиты вызвало активизацию магматизма, который связывают с растяжением и утонением земной коры [5]. Последующая фаза активного магматизма связана с коллизией Иберийской плиты и южной части Евразийской плиты, начавшейся в позднем меловом периоде (79 млн. лет назад), и продолжавшемся до середины эоцена, что привело к образованию Пиренеев. Активизация магматизма, вызванная тектоническими процессами, послужила причиной образования многочисленных подводных гор, расположенных на дне Иберийской котловины.

Исследованные подводные горы дислоцированы на океанической коре, сформировавшейся не позднее аномалии M0 (123 млн. лет). Восточнее прослеживается более древняя магнитная аномалия J, которую многие связывают с начальной, континентальной стадией раскрытия Северной Атлантики в период отделения Иберии от Ньюфаундленда [4].

Данные нашей съемки послужили основой, к которой были привязаны предыдущие исследования. Это позволило нам синтезировать детальную карту АМП полигона с разрешением 1 x 1 км.

Для понимания процессов, приведших к формированию (вулканических) подводных гор и их геохронологической привязки, нами решалась обратная задача относительно величины и направления эффективной намагниченности внутри подводной горы и под ней. Полученные палеомагнитные характеристики для каждой подводной горы указывают на определенную последовательность их формирования и развития, связанную с общей тектонической историей региона.

Подводная гора Уго де Ласерда имеет северо-восточное простирание и отмечена двумя вершинами. Превышение этих вершин над дном составляет

2000 и 2500 м.

Магнитное поле подводной горы имеет сложную морфологию и состоит из серии сопряженных знакопеременных магнитных аномалий интенсивностью от 100 до 600 нТл, что указывает на наличие нескольких источников АМП (рис. 2). Наиболее интенсивная аномалия (600 нТл) приурочена к ЮЗ части горы и соответствует источнику “Старый очаг”.

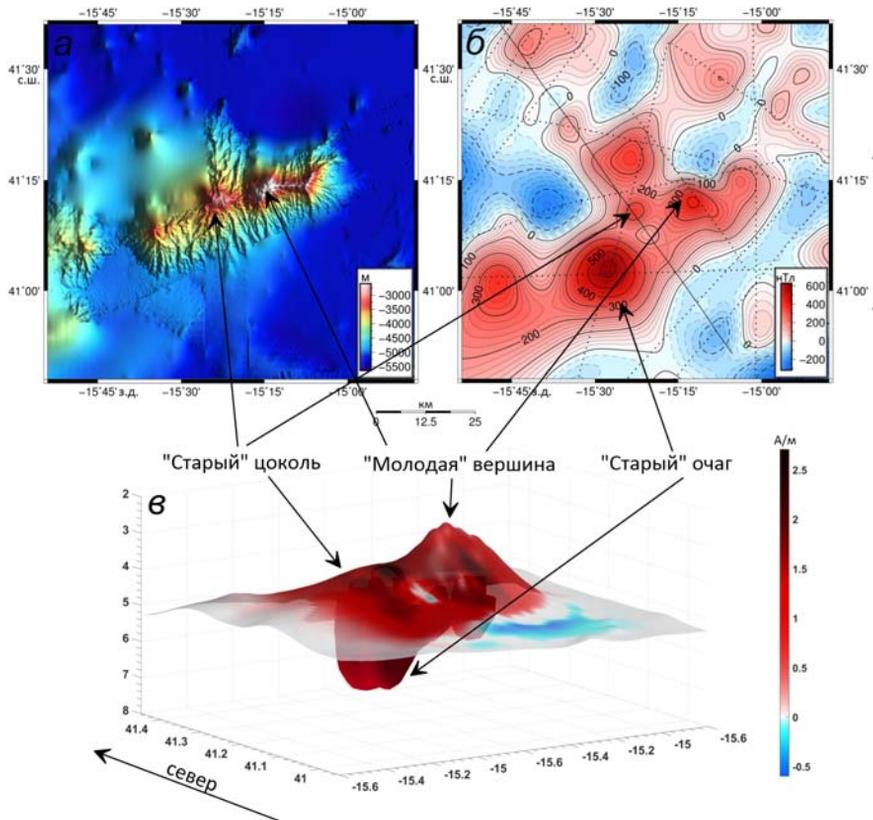


Рисунок 2. Подводная гора Уго де Ласерда. *а* – рельеф подводной горы; *б* – синтезированная карта АМП, сплошная линия – маршрут Иоффе, пунктирная – геомагнитные данные из базы Geodas [6]; *в* – 3D модель намагниченности.

Интерпретация была выполнена для трех аномалий, формирующих АМП подводной горы. Для аномалии “Старый цоколь” оценки направления намагниченности показали, что этот источник аномалии практически не испытывал смещения по широте, но вращался против часовой стрелки примерно на символические 40° . Этот поворот близок к углу вращения 35°

Пиренейского полуострова, определенному по наземным палеомагнитным данным и свидетельствует, что первоначальный палеовулкан вместе с Иберийской плитой претерпел интенсивное вращение в нижнем мелу (аптский ярус) и возраст его формирования не моложе 118–113 млн. лет.

Источник “старый цоколь” протягивается вниз до глубины примерно 7.7 км (2.5 км ниже поверхности дна у подножия горы), что дает основание предположить наличие у горы магматического корня, одновозрастного с ее цоколем.

Для аномалии “молодая вершина” палеомагнитные параметры близки к современным, что может указывать на формирование источника аномалии в период активизации магматизма, последующего за прекращением вращения Иберийской плиты и, возможно, после ее присоединения к Евразийской тектонической плите в олигоцене.

Моделирование магнитного поля подводной горы Уго де Ласерда показало, что подводная гора имеет сложное строение и сформирована в результате, по крайней мере, двух фаз магматизма, отражающих определенные этапы тектонической эволюции Иберийской плиты.

Подводная гора “Без названия-1”. Еще одна подводная гора, для которой была выполнена количественная интерпретация расположена к юго-востоку от подводной горы Уго де Ласерда. Эта гора имеет конусообразную форму, что характерно для одиночных вулканов. Высота горы составляет 2250 м. В магнитном поле гора отмечается изолированной аномалией дипольного характера. Вершинной части горы соответствует отрицательная магнитная аномалия, интенсивностью до -200 нТл. Палеомагнитные параметры показали, что гора имеет обратное направление вектора намагниченности, что предполагает ее формирование в период обратной магнитной полярности. Наличие одиночной вершины, отмеченной изолированной магнитной аномалией предполагает, что формирование этой подводной горы произошло в результате процесса одноактного магматизма в период обратной магнитной полярности.

Подводная гора “Без названия-2”. Подводная гора имеет форму вытянутого конуса и имеет меридиональное простирание. Высота горы составляет 1400 м. В магнитном поле гора характеризуется локальной магнитной аномалией, вытянутой в меридиональном направлении и интенсивностью до 200 нТл.

Подводная гора имеет высокую величину эффективной намагниченности, до 3.5 А/м и палеомагнитные характеристики, близкие к палеомагнитным параметрам для источника “Молодая вершина”, подводной горы Уго Де Ласерда. Это дает основание предполагать, что гора “Без названия-2” сформировалась в результате более позднего этапа активизации магматизма, возможно, близкого по времени к формированию вершины горы Уго Де Ласерда “Молодая вершина”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zensky R. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. № 10. Q03014. doi: 10.1029/2008GC002332
2. Choi Y., Dyment J., Lesur V., Garcia Reyes, Catalan M., Ishihara T., Litvinova T., Hamoudi M. World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.1, map available at <http://www.wdmam.org>.
3. Seton M., Whittaker J., Wessel P., Muller R. D., DeMets C., Merkouriev S., Cande S., Gaina C., Eagles G., Granot R., Stock J., Wright N., Williams S. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2014. V. 5(4). P. 1629–1641. DOI:10.1002/2013GC005176
4. Pitman III W.C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic // *Bull. Geol. Soc.* 1972. Am. 83. P. 619–646.
5. Macchiavelli C., Vergés J., Schettino A., Fernández M., Turco E., Casciello E., Tunini L. A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2017. № 122. P. 1–24. <https://doi.org/10.1002/2017JB014769>
6. National Geophysical Data Center (NGDC), <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/>

On cruise 63 of the R/V Akademik Joffe, a magnetic survey was carried out over three seamounts of the Iberian Basin. Using our data as reference, we synthesized a detailed map of the anomalous magnetic field for the $3^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ polygon. The interpretation of the magnetic field over the seamounts and the estimates of paleomagnetic characteristics obtained for them showed that the formation of the seamounts covers several phases of magmatism, reflecting certain stages of the evolution of the Iberian microplate.

**Ильинский Д.А.¹, Горшков Б.Г.², Симикин Д.Е.³,
Ганжа О.Ю.¹, Ельников А.И.¹, Рогинский К.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

dilinskiy61@mail.ru;

²Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН, г. Москва,

³ООО «ПетроФайбер»)

**Применение распределенной акустической системы
измерений на оптоволокне для донной сейсморазведки
Pyinsky D.A.¹, Gorshkov B.G.², Simikin D.E.³, Ganzha O.Yu.¹,
Elnikov A.I.¹, Roginsky K.A.¹**

(¹Institute of Oceanology named after P.P. Shirshov RAS, Moscow; ²A.M. Prokhorov

Institute of General Physics of the RAS, Moscow; ³PetroFayber LLC)

**Application of a distributed acoustic measurement system on
optical fiber for bottom seismic exploration**

Ключевые слова: распределенная система измерений динамических деформаций, фазочувствительный оптический рефлектометр, морской сейсмический источник, морская донная сейсмика.

Проведена донная 2Д сейсморазведка на оптоволоконном кабеле проложенным по дну длиной 10 км. Регистрация сигналов велась с помощью распределенной системы измерений динамических деформаций. В качестве источника сейсмических волн применялась одна воздушная пушка объемом 2.5 л. Получен временной сейсмический разрез, с глубиной проникновения до 7 км.

В последнее время растет интерес к применению распределенных оптических систем для целей разведочной геофизики в самых различных ее модификациях. Как в России, так и в мире сейчас имеется несколько разных типов оптических установок для регистрации динамических деформаций с помощью проложенного оптического волокна в среде на основе использования эффекта обратного Рэлеевского рассеяния света. Такие системы могут записывать как землетрясения в широком диапазоне частот от 100 секунд до сотен герц, так и сигналы искусственных сейсмических источников для целей сейсморазведки в различных модификациях. Для выбора оптимальной системы регистрации динамических деформаций и ее совершенствования большое значение имеет тестирование таких систем и сравнение полученных записей распределенных динамических деформаций с записями традиционных сейсмологических приборов.

Работа посвящена применению новой инновационной технологии сейсмических наблюдений на основе высокоточной регистрации динамических деформаций в распределенной системе измерений для решения задач донной сейсморазведки. За основу измерительной системы динамических деформаций была взята разработка отечественной компании ООО «ПетроФайбер» – «Когерентный Фазово-чувствительный Оптический

Рефлектометр»-- ВОСК-А. В 2020–21 гг. проводились многочисленные тестирования прибора для записи как активной наземной и морской сейсмике, так и для пассивной регистрации землетрясений в морских на наземных условиях. По результатам тестирования прибор совершенствовался для оптимальной записи сейсмических сигналов широкого диапазона частот. [1–4].

Морской эксперимент

В сентябре 2021 г. в голубой бухте Южного отделения ИО РАН был проведен активный эксперимент по записи излучений морского пневматического источника объемом 2.5 л на предварительно разложенном по дну оптоволоконном кабеле. Общая длина оптического кабеля составляла 10 500 м, расстояние между измерительными каналами было 1.020 м, а база измерений 10 м. Начало кабеля было на морском окончании 100-метрового пирса в Голубой бухте. Кабель был введен в 20-футовый контейнер, оборудованный под измерительную лабораторию ИО РАН находящейся там же на пирсе. Лаборатория оборудована электропитанием 220 вольт и кондиционером для поддержания постоянной температуры. В лаборатории на пирсе был установлен оптический когерентный рефлектометр производства ООО «Петрофайбер» подключенный к оптоволокну, который проводил непрерывные измерения динамических деформаций во время проведения излучений морского сейсмического источника. Ранее планировалось установить рефлектометр на твердой земле с хорошим фундаментом для того чтобы избежать влияния дополнительных колебаний морского пирса как шумовой помехи на данные. Однако, оказалось, что для оптической схемы рефлектометра ООО «Петрофайбер» влияние колебаний пирса не ощущается и было решено оставить рефлектометр в лаборатории на пирсе.

Уложенный на дно оптический кабель был отработан сейсмическим источником – 2.5-литровой воздушной пушкой конструкции ООО Пульс. Траекторию отстрела и судна при укладке кабеля на дно показывает рис. 1. Из-за ограниченности объема воздуха в емкостях высокого давления (240 бар, 600 л) отстрел профиля пришлось сделать два приема, заправляя баллоны со сжатым воздухом от компрессора, стоящего на пирсе, в перерывах между двумя прострелками. Для определения истинного положения источника, который буксировался на веревке за судном, необходимо было пересчитать координаты GPS антенны на судне источника. Это производилось в два этапа. Сначала используя геометрические размеры судна и показания судового гирокомпаса, получали координаты середины кормы для каждого выстрела, а затем, используя азимут судна и длину буксировочного троса, определялось положение источника для каждого выстрела пушки.

Синхронизация момента каждого излучения с системой регистрации оптических данных в лаборатории на пирсе осуществлялась специально

изготовленными устройствами фильтрации GPS PPS импульса. Каждые 16 секунд PPS импульс запускал источник излучений и записывался на один канал оптической системы регистрации

Позиционирование положения оптического кабеля на дне по водной волне

Для сейсмограмм общей точки приема были рассчитаны начальные положения каждого оптического канала на дне по данным трака судна укладчика. Положение каждого излучения было определено по дифференциальному приемнику GPS и пересчитано к его реальному положению с учетом показаний гироскомпы и длины буксируемого троса.

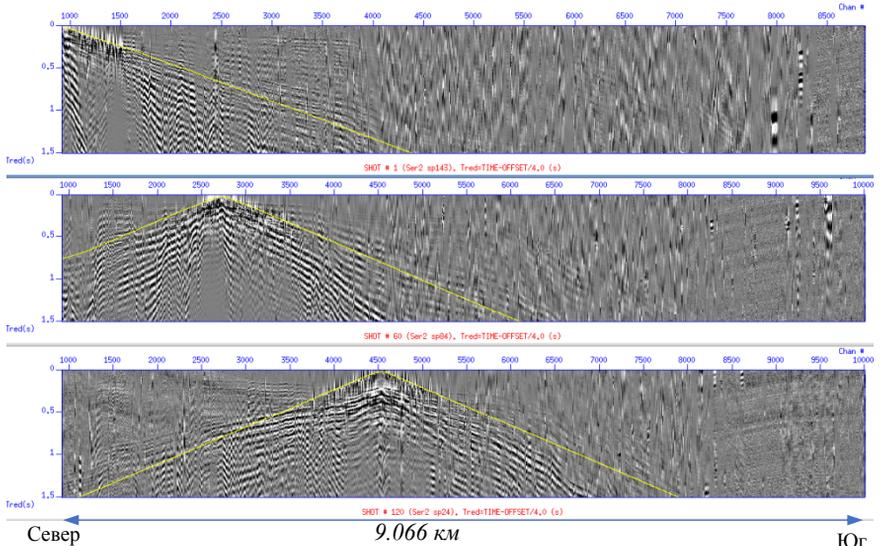


Рисунок 1. Сейсмограмма общей точки излучения с наложенным годографом водной волны (желтая линия, скорость 1454 м/с) для полученных (финальных) положений каждого оптического канала.

Показаны приемные каналы оптических данных с 916-ий по 10 000-ий (горизонтальная шкала), что соответствует длине донного кабеля 9065.68 м.

По вертикали отложено редуцированное время с начального момента каждого излучения. $T_{red} = T - (\text{Удаление-источник-приемник (км)})/4.0 \text{ км/с}$.

После этого положение излучений фиксировались, рассчитывались первоначальные удаления источник приемник для каждого оптического канала, а также времена пробега водных волн.

Времена пробега водных волн, полученные на оптических каналах, пикировались для каждого излучения. Координаты каждого оптического канала получались в результате решения задачи минимизации отклонений наблюдаемых и рассчитанных времен водных волн с дополнительными

ограничениями на расстояние между каналами, которое должно быть 1.05 метра. Было опробовано несколько вариантов минимизации целевого функционала с различными ограничениями. Для решения использовали метод градиентного спуска с ограничениями. Финальное полученное решение проверялось путем наложения полученных теоретических годографов водных волн для финального положения оптических каналов на сейсмограммы общей точки излучения для всех излучений (рис. 1). Желтая кривая на рис. 1 показывает годограф водной волны посчитанная для финального положения каждого оптического канала полученного в результате минимизации отклонения наблюдаемых и рассчитанных времен пробега водных волн. На рис. 1 показано три излучения снизу вверх – оригинальные номера излучений второй прострелки – № 24, 64 и 143.

Результаты обработки данных и построение сейсмического изображения. После определения положения каждого канала на дне, сейсмические данные с оптических каналов (в динамических деформациях) были обработаны по графу метода отраженных волн – общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Был получен сейсмический временной разрез с хорошо прослеживаемыми отражениями, до 5 сек двойного времени пробега. Учитывая высокие скорости в верхней части разреза можно оценить глубину освещения сейсмического разреза до 7 км. Такая глубина разреза была получена с пневматической пушкой объемом всего лишь в 2.5 л (153 куб. дюйма).

Выводы. Впервые в мире была сделана донная сейморазведка на распределенном оптическом кабеле длиной 9 км, измеряющим динамические деформации

Используя большую плотность каналов, очень точно (меньше одной десятой метра ошибкой) восстановлено положение на дне каждого из 10 000 оптических каналов по временам пробега водных волн от пневматического источника.

Получен и интерпретирован временной разрез ОГТ до 5 секунд двойного времени (или около 7 км по глубине) пробега с очень маленьким пневмоисточником 2.5 л (153 куб. дюйма). Такой результат возможен за счет большой плотности и количества приемных каналов, позволяющих при суммировании увеличить эффективную кратность и тем самым повысить глубинность и разрешенность полученного разреза.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках госзадания Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0026).

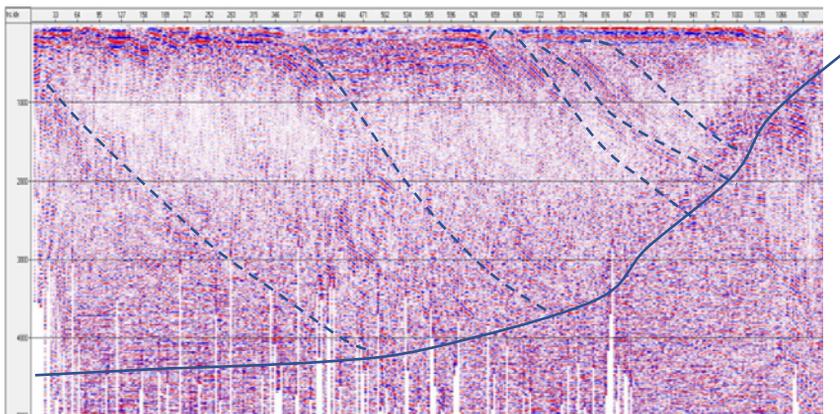


Рисунок 2. Временной разрез, полученный на донном кабеле с геологической интерпретацией. Пунктирными линиями обозначены крутопадающие разломы в направлении моря. Сплошной линией дан разлом другого направления, в который вливаются падающие разломы. Зоны прозрачности соответствуют песчаным отложениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Alekseev A.E., Vdovenko V.S., Gorshkov B.G., Potapov V.T., Simikin D.E. A phase-sensitive optical time-domain reflectometer with dual-pulse phase modulated probe signal // *Laser Phys.* 2014. V. 24. № 11. 5106.
2. Alekseev A.E., Vdovenko V.S., Gorshkov B.G., Potapov V.T., Sergachev I.A., Simikin D.E. Phase-sensitive optical coherence reflectometer with differential phase-shift keying of probe pulses // *Quan-tum Electron.* 2014. V. 44. № 10. P. 965–969
3. Ильинский Д.А., Алексеев А.Э., Ганжа О.Ю., Симикин Д.Е., Оджа М. Использование волоконно-оптических линий связи с фазочувствительным рефлектометром для регистрации сейсмических колебаний // *Сейсмические приборы.* 2020. Т. 56. № 4. С. 5–28.
4. Gorshkov B.G., Alekseev A.E., Taranov M.A., Simikin D., Potapov V.T., Ilinskiy D.A. Low noise distributed acoustic sensor for seismology applications // *Applied Optics.* 2022. V. 61. № 28. P. 8308–8316.

Bottom 2D seismic survey was carried out on a fiber-optic cable laid along the bottom with a length of 10 km. The signals were recorded using a distributed system of dynamic deformation measurements. One air cannon with a volume of 2.5 liters was used as a source of seismic waves. A temporary seismic section with penetration depth up to 7 km was obtained.

**Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А., Баранов Б.В.,
Цуканов Н.В.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
artyomkrlv@ocean.ru)

**Анализ тектонических режимов в Лаптевоморском регионе
по данным о механизмах очагов землетрясений
Krylov A.A., Lobkovsky L.I., Kovachev S.A., Baranov B.V.,
Tsukanov N.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow)

**Analysis of tectonic regimes in the Laptev Sea region based on
earthquakes focal mechanisms data**

Ключевые слова: море Лаптевых, землетрясения, механизмы очагов, метод формальной инверсии напряжений, ось растяжения

Для землетрясений в Лаптевоморском регионе с известными механизмами очагов рассчитаны направления осей главных напряжений методом формальной инверсии напряжений. Выявлено, что продолжение оси растяжения хребта Гаккеля на шельфе моря Лаптевых находится в окрестности группы срывов растяжения, вытянутой вдоль восточной границы цепи рифтов Анисин, Заря и Бельковско-Святоносский.

Лаптевоморский регион, находясь с одной стороны на границе Евразийской и Североамериканской плит, а с другой стороны – в области перехода от оси спрединга хребта Гаккеля к континентальному рифтингу на шельфе моря Лаптевых, представляет особый интерес с сейсмологической и геодинамической точек зрения. Сейсмологический мониторинг с помощью донных сейсмостанций был включен в программу работ ряда морских экспедиций в море Лаптевых нескольких последних лет [1–3].

Целью настоящей работы является анализ доступных механизмов очагов и общего распределения эпицентров землетрясений в Лаптевоморском регионе, а также расчет направлений осей главных напряжений методом формальной инверсии напряжений. Распределение эпицентров землетрясений, основных структурных элементов и доступных решений механизмов очагов в регионе за период 1927–2021 гг. приведены на рис. 1. Видно, что на шельфе, как и на хребте Гаккеля, преобладают сбросовые механизмы, причем они сконцентрированы, как и облако эпицентров, в восточной части моря Лаптевых в пределах Восточно-Лаптевоморской провинции горстов и грабенов. Восточно-Лаптевоморская провинция горстов и грабенов расположена между центральной группой срывов растяжения, маркирующих восточную границу системы Усть-Ленского и Омолойского рифтов, и группой срывов, вытянутой вдоль восточной границы цепи рифтов Анисин, Заря и Бельковско-Святоносский.

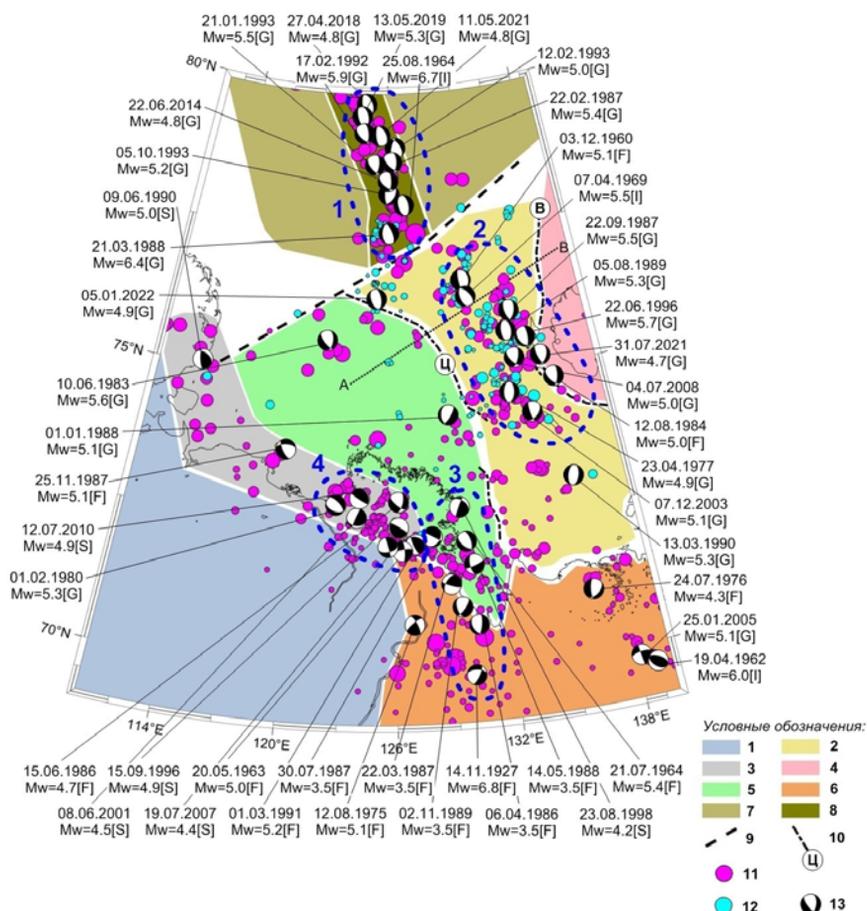


Рисунок 1. Структурная схема и механизмы очагов Лаптеворморского региона. Условные обозначения: 1 – Сибирская платформа; 2 – Восточно-Лаптеворморская провинция горстов и грабен; 3 – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий; 4 – Котельническое поднятие; 5 – Усть-Ленская рифтовая система; 6 – Верхоянская складчатая система; 7 – Евразийский бассейн; 8 – хребет Гаккеля; 9 – Хатанга-Ломоносовская зона разломов; 10 – срывы растяжения (Ц – центральная группа срывов, В – восточная группа срывов); 11 – эпицентры землетрясений из сводного каталога ЕГС РАН, ISC и USGS; 12 – эпицентры землетрясений, зарегистрированных донными сейсмостанциями [6]; 13 – механизмы очагов (источники: G – [4]; F – [5]; I – [6]; S – [7]). Синей пунктирной линией выделены группы механизмов очагов, использованных для расчета направлений осей главных напряжений методом [8].

Наиболее многочисленное облако эпицентров и концентрация событий со сбросовыми механизмами очагов, таким образом, расположены в направлении падения плоскости сместителя восточной группы срывов растяжения. Отдельные события со сбросовым механизмом наблюдаются и в западной части в пределах Усть-Ленской рифтовой системы. Они расположены, в основном, вблизи Хатанга-Ломоносовской зоны разломов на севере и вблизи дельты р. Лены и губы Буор-Хая на юге.

Многочисленные эпицентры и известные механизмы очагов приурочены к Лено-Таймырской зоне пограничных поднятий, а также к северо-западной части Верхоянской складчатой системы. Особенно высока концентрация сейсмических событий в окрестностях дельты р. Лена – это узловая зона, где происходит контакт структур Сибирской платформы со структурами Усть-Ленской рифтовой системы и складчатыми областями, приуроченными к Лено-Таймырской зоне пограничных поднятий и Верхоянской складчатой системе.

На рис. 1 выделены четыре наиболее многочисленные группы механизмов очагов (по 8–11 событий в каждой): первая группа соответствует южному сегменту хребта Гаккеля, вторая – Восточно-Лаптевоморской провинции горстов и грабенов, третья – Хараулахскому сегменту и северной части Верхоянского хребта, четвертая – юго-восточной части Лено-Таймырской зоны пограничных поднятий вдоль Оленекской протоки.

Описанные четыре группы механизмов очагов использовались для расчета направлений осей главных напряжений методом формальной инверсии напряжений [8]. На рис. 2 приведена предлагаемая схема геодинамических режимов в Лаптевоморском регионе. Концентрация большей части эпицентров землетрясений в пределах Восточно-Лаптевоморской провинции горстов и грабенов и сбросовых механизмов очагов вдоль цепи рифтов Анисин, Заря и Бельковско-Святоносский говорит о том, что в настоящее время активна восточная группа срывов, формирующая новую ось растяжения (ось 3 на рис. 2), расположенную к северо-востоку от оси хребта Гаккеля (ось 1 на рис. 2). Практически идентичные азимуты осей растяжения 1 и 3, 77° и 78° соответственно, говорят о взаимосвязи геодинамических процессов, вызывающих растяжение коры в осях хребта Гаккеля и восточной группы срывов на шельфе. При этом более древняя ось растяжения (ось 2 на рис. 2), расположенная вдоль центральной группы срывов и продолжающая ось хребта Гаккеля, в настоящее время гораздо менее активна, реализуя остаточные напряжения вблизи ее пересечения с Хатанга-Ломоносовской зоной разломов в северо-западной части шельфа и с Лено-Таймырской зоной пограничных поднятий – в юго-западной.

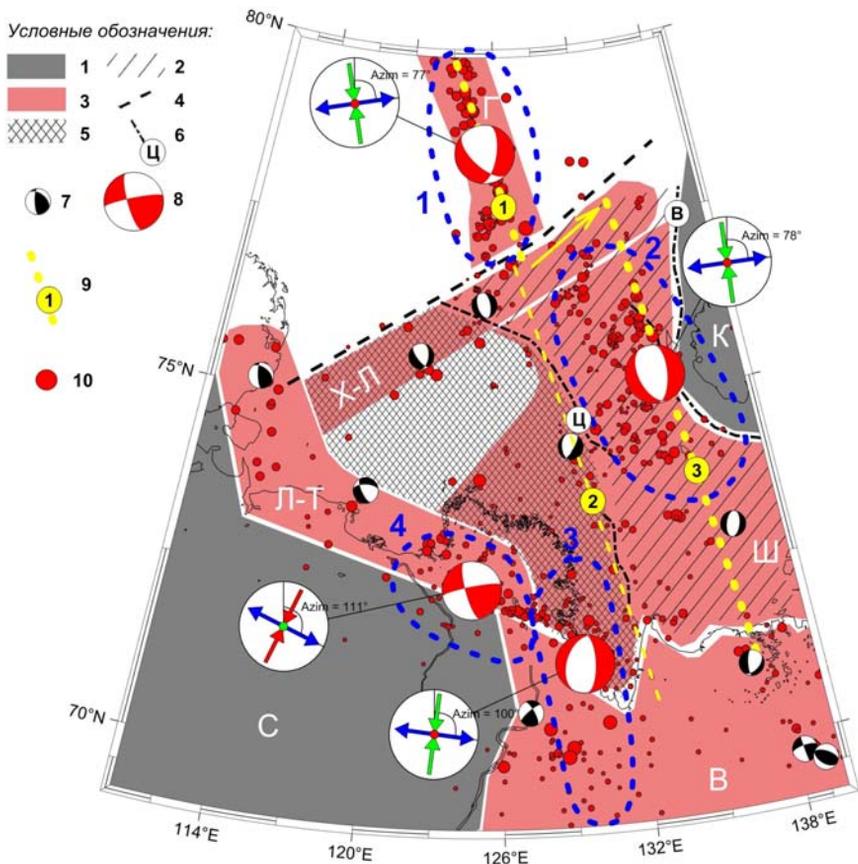


Рисунок 2. Схема геодинамических режимов в Лаптевоморском регионе. Условные обозначения: 1 – Сибирская платформа (С) и Котельническое поднятие (К); 2 – Восточно-Лаптевоморская провинция горстов и грабенных; 3 – сейсмические пояса, приуроченные к: Л-Н – Лено-Таймырской зоне пограничных поднятий, Ш – основной части шельфа моря Лаптевых, Х-Л – зоне влияния Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, В – Верхоянской складчатой системе, Г – хребту Гаккеля; 4 – Хатанга-Ломоносовская зона разломов; 5 – Усть-Ленская рифтовая система; 6 – срывы растяжения: Ц – центральная группа, В – восточная группа); 7 – механизмы отдельных очагов землетрясений; 8 – оптимальные решения механизмов для четырех групп очагов, выделенных на рисунке 1 в областях, очерченных синей пунктирной линией и с соответствующими номерами; 9 – оси растяжения (относящиеся к: 1 – хребту Гаккеля, 2 – группе срывов Ц, 3 – к группе срывов В); 10 – эпицентры землетрясений из сводного каталога ЕГС РАН, ISC и USGS, а также зарегистрированные донными сейсмостанциями.

Работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0004 (анализ положения тектонических структур), при финансовой поддержке в рамках гранта РФФ № 23-17-00125 (определение ориентаций главных осей напряжений в Лаптевоморском регионе и геодинамическая интерпретация результатов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Krylov A.A., Egorov I.V., Kovachev S.A., Ilinskiy D.A., Ganzha O.Y., Timashkevich G.K., Roginskiy K.A., Kulikov M.E., Novikov M.A., Ivanov V.N., et al. Ocean-Bottom Seismographs Based on Broadband MET Sensors: Architecture and Deployment Case Study in the Arctic // *Sensors*. 2021. V. 21. 3979.
2. Krylov A.A., Ananiev R.A., Chernykh D.V., Alekseev D.A., Balikhin E.I., Dmitrevsky N.N., Novikov M.A., Radiuk E.A., Domaniuk A.V., Kovachev S.A. et al. A Complex of Marine Geophysical Methods for Studying Gas Emission Process on the Arctic Shelf // *Sensors*. 2023. V. 23. 3872.
3. Крылов А.А., Лобковский Л.И., Рукавишников Д.Д., Баранов Б.В., Ковачев С.А., Дозорова К.А., Цуканов Н.В., Семилетов И.П. Новые данные о сеймотектонике моря Лаптевых по наблюдениям донных сейсмостанций // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 98–103.
4. Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Электронный ресурс. 2023. URL: <http://www.globalcmt.org/>
5. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // *Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: a Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4. P. 117–145.
6. ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue. Thatcham, Berkshire, United Kingdom. Электронный ресурс. 2023. URL: <http://www.isc.ac.uk/>
7. Середкина А.И. Тензор сейсмического момента землетрясений Северного Верхоянья и шельфа моря Лаптевых // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных*. Материалы XII Международной сейсмологической школы 11–15 сентября 2017 г., Республика Казахстан. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 338–341.
8. Vavrycuk V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 199. P. 69–77.

For earthquakes in the Laptev Sea region with known focal mechanisms, the directions of the principal stress axes were calculated using the formal stress inversion method. It has been revealed that the continuation of the extension axis of the Gakkel Ridge on the shelf of the Laptev Sea is located in the vicinity of a group of extension detachments extended along the eastern border of the Anisin, Zarya and Belkovsko-Svyatonoosky rift chain.

Лобковский Л.И.¹, Баранов А.А.², Бобров А.М.³, Чуваев А.В.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, ²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва; ³Институт физики Земли РАН, г. Москва; e-mail: aabaranov@gmail.com)

Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложения для полярных регионов

Lobkovsky L.I.¹, Baranov A.A.², Bobrov A.M.³, Chuvaev A.V.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow; ³Schmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow)

Global geodynamic model of the modern Earth and its applications for the Polar Regions

Ключевые слова: глобальная геодинамическая модель современной Земли, мантийная конвекция, сейсмическая томография, SMEAN 2, Арктика, Антарктика.

Построена геодинамическая модель современной Земли на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN 2 с акцентом на полярные регионы. Выполнено численное моделирование трехмерных течений в вязкой мантии для сферической Земли. Полученные распределения аномалий температуры, динамической топографии и поля скоростей мантийных течений объясняют основные особенности геодинамики полярных регионов. Район Исландии и юго-восточная часть Гренландии под влиянием нижнемантийного плюма характеризуется горячей подкорковой мантией и повышенным тепловым потоком на поверхности, вызывающем нестабильность и подплавление ледяного щита Гренландии снизу. Горячая подкорковая мантия Западной Антарктиды объясняет современную активность Западно-антарктической рифтовой системы, включающую одну из крупнейших вулканических провинций на Земле. Повышенный тепловой поток и вулканическая активность в этом регионе приводят к нестабильности и ускорению стока в океан покровных ледников западно-антарктического ледового щита (ледник Судного Дня), что создает потенциальную угрозу значительного повышения уровня Мирового океана.

Глобальная геодинамическая модель Земли позволяет объяснить основные современные геологические процессы в этих регионах. Теоретической основой глобальной геодинамики является моделирование мантийной конвекции для реальной Земли, что предполагает, решение уравнения Стокса на основе поля температур современной Земли, полученного из сейсмической томографии [1]. Вариации температуры получаются из вариаций поперечных сейсмических скоростей по формуле $\Delta T = -(1/\alpha) \times (\text{scaling} \times \Delta v_s/v_s)$, с учетом зависимости коэффициента теплового расширения α и скэлинг фактора от глубины [2, 3]. При этом полная температура в мантии получается добавлением к вариациям температуры

адиабатической температуры. Мантия нагревается от ядра и изнутри за счет распада радиоактивных элементов (внутренний нагрев). Для расчетов мы используем модель с упрощенной зависимостью вязкости от температуры по закону Аррениуса [4]: $\eta_T = \exp(2E/(T + T_{bot}) - 2E/(T_{ref} + T_{bot}))$, где E – безразмерный параметр, определяющий перепад вязкости в модели, T – безразмерная наадиабатическая температура, $T_{ref} = 0.5$, $T_{bot} = 1$ (температура на дне мантии). Приведенный закон вязкости дает вариации вязкости, как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [5]. В программу был добавлен код, осуществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN 2. На рисунке 1 приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN 2 [1] в сечении мантии Земли на глубине 50 км с наложенными контурами континентов. Синим овалом показан северо-восточный арктический шельф Евразии от моря Лаптевых до Берингова пролива, красным овалом показана западная часть арктического шельфа Евразии от Норвегии до моря Лаптевых. Перепад температуры между этими частями арктического шельфа и между Западной и Восточной Антарктидой превышает 100 градусов. Аналогичный перепад наблюдается между Западной и Восточной Антарктидой.

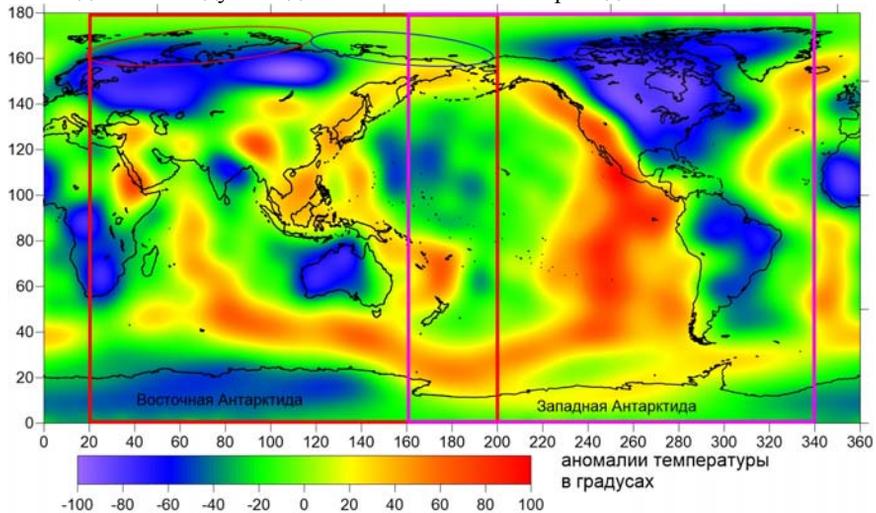


Рисунок 1. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 50 км. Черной линией показаны контуры континентов. Красная линия – сечение Земли по 20 и 200 градусу восточной широты. Розовая линия – сечение Земли по 160 и 340 градусу восточной долготы.

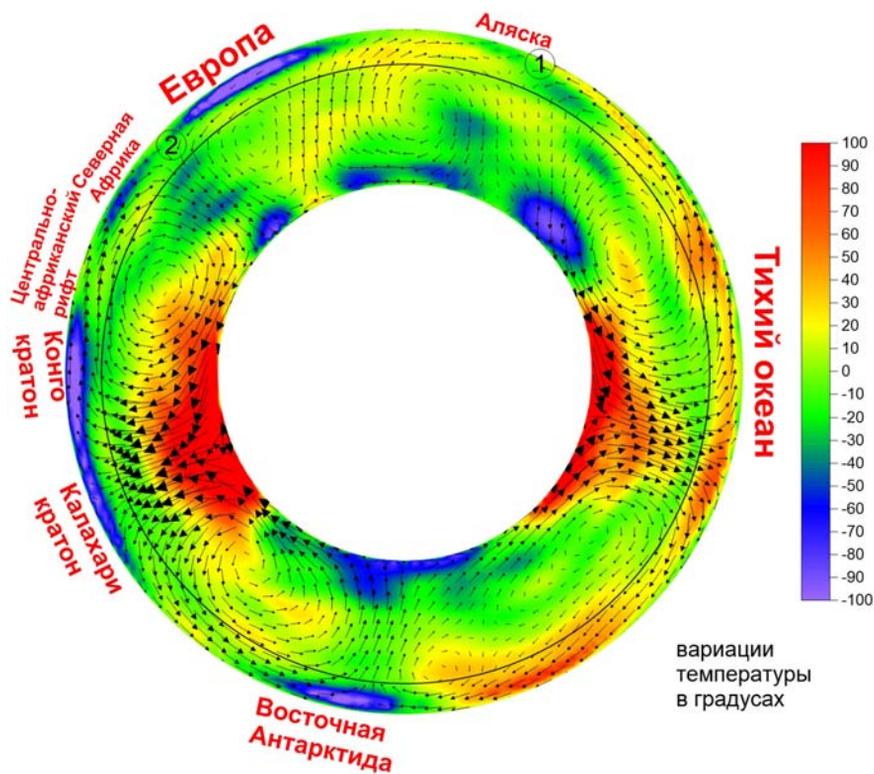


Рисунок 2. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 20 и 200 градусу восточной долготы (красная рамка на рис. 1).
Кружками показаны зоны субдукции: 1 – Алеутская, 2 – Средиземноморская.

Глобальные горячие восходящие потоки поднимаются из нижней мантии Земли под Тихим океаном и под Африкой (рис. 2). Нисходящий поток между Африкой и Евразией – это субдукция в Средиземном море. Более слабый и частично верхнемантийный поток поднимается к поверхности в Арктике. Южнее Аляски нисходящий поток приурочен к Алеутской зоне субдукции. Под Восточной Антарктидой находится нисходящий мантийный поток.

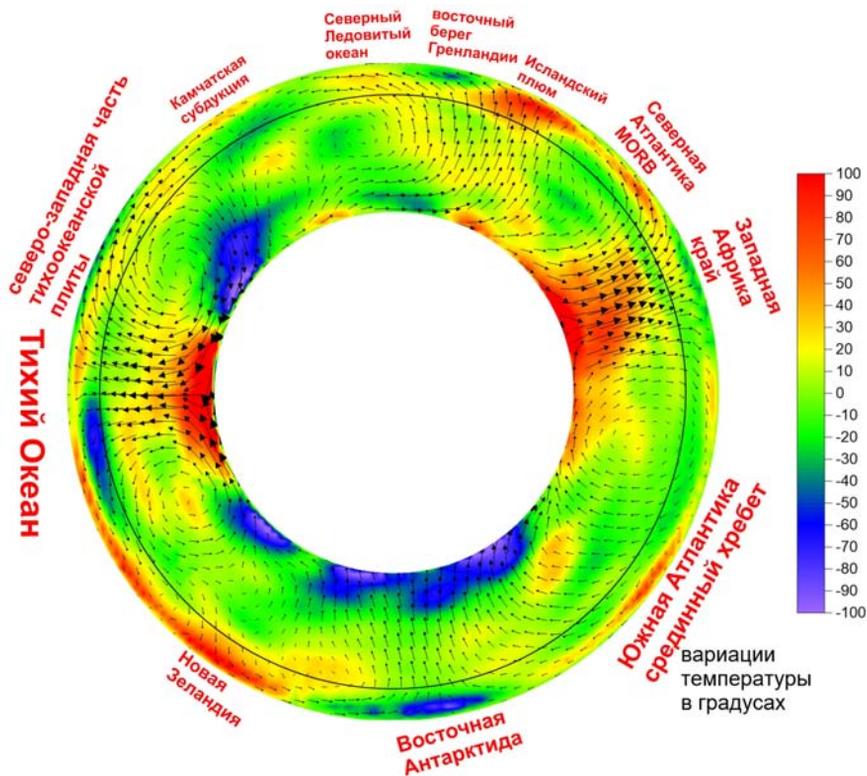


Рисунок 3. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 160 и 340 градусу восточной долготы (розовая рамка на рис. 1).

На рис/ 3 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через полюса через 160 и 340 градусов восточной долготы. Для Арктического региона получен восходящий мантийный поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными. В данном сечении вещество поднимается из нижней мантии в Исландском плюме, движется у поверхности субгоризонтально и погружается в мантию в Алеутской зоне субдукции. Горячая аномалия в подкоровой мантии хорошо согласуется с наблюдаемым повышенным тепловым потоком Западной Антарктиды и наличием там большого количества вулканов. Повышенный тепловой поток и вулканизм способствует подплавлению подошвы ледяного щита Западной Антарктиды, что облегчает скольжение льда из внутренних областей в море по коренному основанию. Холодная температурная аномалия в западной части российского арктического шельфа объясняет небольшой тепловой

поток снизу для мерзлых газгидратов на дне морей этого шельфа и их относительную стабильность в отличие от активного разрушения гидратов арктических морей северо-восточной части шельфа (от моря Лаптевых на восток) где тепловой поток существенно выше.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН №FMWE-2021-0004 и частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений РАН №AAAA-A19-119011490131-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. 10.129/2001GC000168
2. Megnin C., Romanowicz B. The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 709–728.
3. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Доклады российской Академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.
4. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // *Pure and Applied Geophysics.* 2019. V. 176. № 8. P. 3545–3565.
5. Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M. Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2000. V. 105. № B5. P. 11063–11082.

A geodynamic model of the modern Earth was constructed based on the global seismic tomography model SMEAN 2 with an emphasis on the Polar Regions. A numerical simulation of three-dimensional flows in a viscous mantle for a spherical Earth was performed. The obtained distributions of temperature anomalies, dynamic topography, and the mantle currents explain the main features of the geodynamics of the Polar Regions. The stretching of the Arctic Ocean is caused by subduction zones surrounding Eurasia and North America from the Mediterranean to the Aleutian arc. The area of Iceland and the southeastern part of Greenland, under the influence of the lower mantle plume, is characterized by a hot subcrustal mantle and an increased heat flow on the surface, causing instability and melting of the Greenland ice sheet from below. The hot upper mantle of West Antarctica explains the recent activity of the West Antarctic Rift System, which includes one of the largest volcanic provinces on Earth. Increased heat flow and volcanic activity in this region are causing instability and accelerated runoff into the ocean of the West Antarctic Ice Sheet (Doomsday Glacier), posing the potential threat of a significant sea level rise.

Мирлин Е.Г.¹ Лыгина Т.И.², Чесалова Е.И.¹

(¹Государственный геологический музей им.В.И.Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: egmmir@gmail.com; ²АО «Южморгеология», г. Геленджик)

Внутриплитная вулcano-тектоническая активность в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской литосферной плиты в связи с изменением ее относительного движения

Mirlin E.G.¹, Lygina T.I.², Chesalova E.I.¹

(¹Vernadsky state geological museum RAS, Moscow; ²JSC Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik)

The intraplate volcano-tectonic activity in northern-eastern and south sectors of the Pacific lithospheric plates with the connection of the change of its relative motion

Ключевые слова: кинематика плит, альтиметрия, подводные горы, базальты, структурные тренды, движение плит.

На основе геолого-геофизических данных разного масштаба в северо-восточном и южном секторах Тихого океана прослежены несогласные в плане структурные тренды, связанные с различными этапами кинематики Тихоокеанской плиты. Возникновение трендов генетически обусловлено изменением направления ее относительного движения.

Принято считать, что изменение кинематики плит не затрагивает их внутренние области, а ограничивается лишь перестройкой зоны спрединга [1]. В то же время, во внутриплитных обстановках Тихоокеанской литосферной плиты (ТЛП) выявлены многочисленные разноранговые конусообразные постройки вулканической природы [2–6]. Нами поставлены две задачи: 1) выявить особенности пространственного распределения и вещественного состава вулканических морфоструктур в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской плиты; 2) рассмотреть возможную природу внутриплитной вулcano-тектонической активности в связи с изменением ее относительного движения. В основу анализа положены материалы существенно различного масштаба, включая данные спутниковой альтиметрии и детальных глубоководных съемок в Российском разведочном районе железомарганцевых конкреций (РРР-ЖМК). Обработка данных осуществлялась на основе технологий геоинформационных систем (ГИС) [7], что позволило рассмотреть исходные материалы на региональном, среднемасштабном и крупномасштабном уровнях. Отмечено, что изменение направления относительного движения ТЛП в палеоцене-эоцене привело к формированию системы трансформных разломов, простирающие которых существенно отличается от простирающих системы разломов, возникших до перестройки плановой геометрии спрединга. Выделение и рассмотрение

структурных трендов во внутренних частях плиты осуществлялось под углом зрения наличия в них двух различных по простиранию систем трансформных разломов.

Во внутренних областях ТЛП выделены подводные горы предположительно вулканической природы, пространственно и генетически связанные с трансформными разломами, относящимися к различным этапам ее кинематики. На региональном уровне они образуют два структурных тренда (рис. 1).

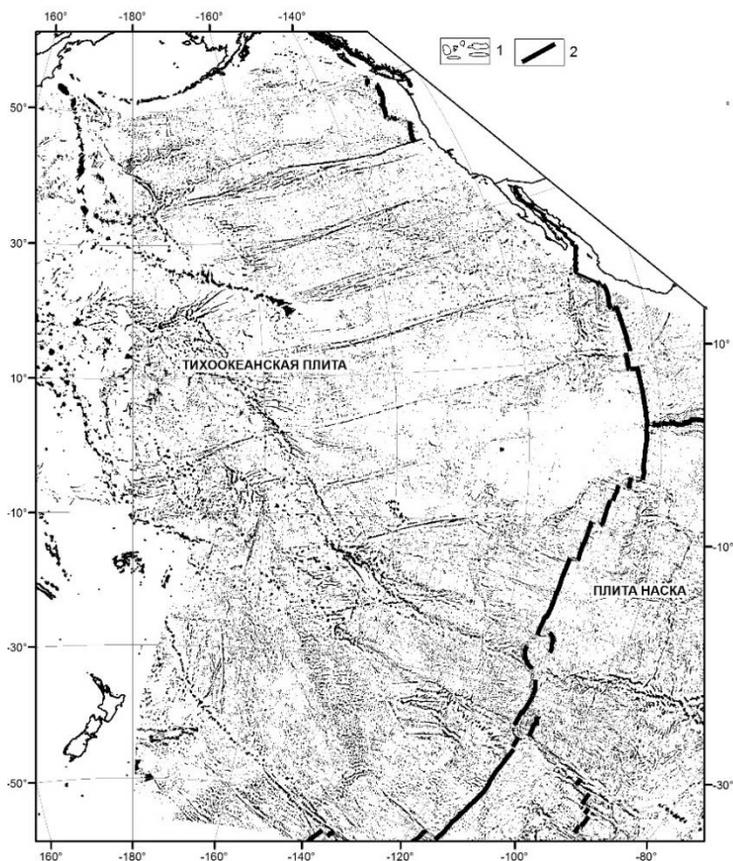


Рисунок 1. Структурные тренды Тихоокеанской плиты: 1 – подводные горы и другие положительные формы рельефа, выделенные по альтиметрическим данным, 2 – дивергентные границы плит

Первый имеет генеральное простирание запад-юго-запад – восток-северо-восток и соответствует системе трансформных разломов ранней стадии формирования дивергентной границы плит, второй имеет

простираение ЗСЗ – ВЮВ и отвечает трансформным разломам более поздней системы спрединга после перестройки ее геометрии. При этом наблюдается отчетливое плановое несогласие указанных структурных трендов. На среднемасштабном уровне несогласные в плане структурные тренды проявлены еще более отчетливо. В северо-восточном секторе крупнейшие разломы раннего этапа океанского спрединга (Меррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон и др.) относятся к первому из упомянутых выше трендов (ВСВ простираение). Поднятия же Восточное и Центральное, а также хребет Петр Антропов имеют запад-северо-западное простираение. На крупномасштабном уровне подводный рельеф представляет собой систему линейных положительных и отрицательных морфоструктур, вытянутых в генеральном субмеридиональном направлении. Высокая расчлененность подводного рельефа указывает, что при дрейфе плиты в сторону от зоны аккреции происходило не только ее погружение, но и субвертикальные движения. Установлено, что тектоническая активность сопровождалась вулканизмом, что подтверждено опробованием подводных гор и холмов. Среди 36 вулканических сооружений высотой до 700 м, обнаруженных в центральной части зоны Кларион-Клиппертон на участке площадью 4250 км², выделено два типа построек: структуры, образовавшиеся во время, близкое к этапу формирования фундамента (42-39 млн лет назад), и более поздние структуры, в основном ранне- и среднемиоценовые (К-Аг возраст 23-10 млн. лет). В целом результаты исследований вулканических построек свидетельствуют о многоэтапности внутриплитной вулканической деятельности: ее проявления зафиксированы на позднеолигоцен-раннемиоценовом, ранне-среднемиоценовом и позднемиоценовом этапах.

Анализ исходных материалов показывает, что проявления вулканотектонической активности разделяются на прямые и косвенные. К прямым относятся: высокая расчлененность подводного рельефа в пределах РРР-ЖМК; наличие тектонических нарушений, секущих всю толщу осадочного чехла; присутствие вулканических холмов, возраст которых значительно моложе по сравнению с возрастом океанского фундамента в точке отбора образцов; многоэтапность вулканической деятельности; наличие во внутренних частях ТЛП несогласных в плане и пересекающихся структурных трендов, образованных цепочками локальных конусообразных морфоструктур вулканической природы. К косвенным признакам относятся: совпадение простираения двух рассмотренных структурных трендов с простираением трансформных разломов, относящихся к различным этапам спрединга – до и после перестройки его плановой геометрии; заметное увеличение числа вулканических морфоструктур в зонах пересечения структурных трендов, т.е. свидетельство влияния тектоники на их возникновение.

Проведена оценка угловой скорости поворота оси спрединга и линейной скорости ее продвижения при изменении кинематики ТЛП и рассмотрены

возможные причины изменения ее относительного движения. Показано, что перестройка геометрии границы раздвига плит произошла за относительно короткое (по геологическим масштабам) время. Эти данные в совокупности с анализом геолого-геофизических материалов на разных масштабных уровнях дают основание модифицировать схему приспособления этой границы к изменению относительного движения плит. Существующая схема [1] не предполагает геодинамического влияния перестройки границы раздвига на внутренние области плит (рис. 2а).

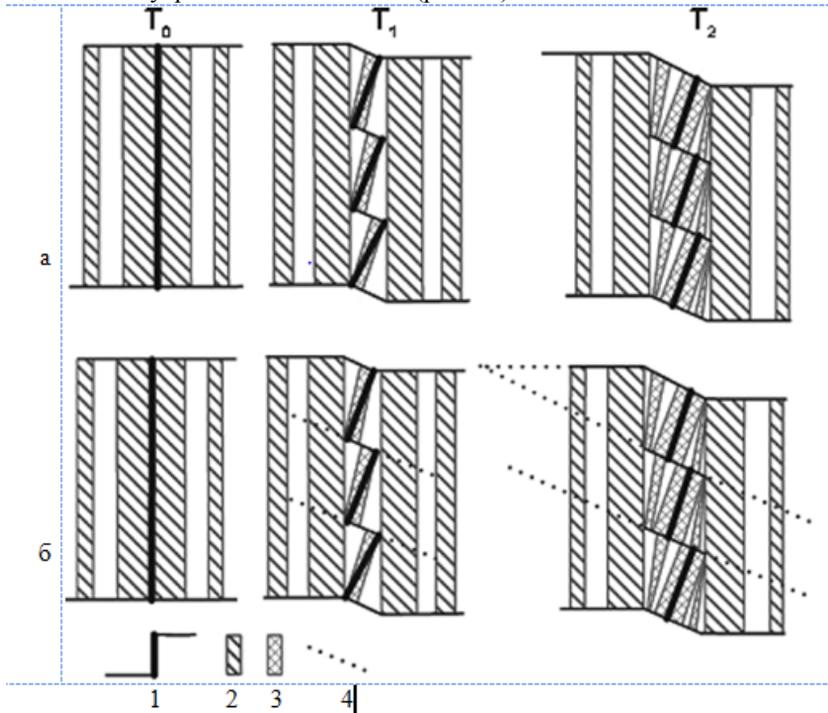


Рисунок 2. Принципиальная схема перестройки плановой геометрии спрединга на гребне ВТП, иллюстрирующая возникновение вулканотектонической активизации (а – по [1], б – с дополнениями): T_0 – плановая геометрия до перестройки, T_1 – начало перестройки, T_2 – ее завершение. 1 – зоны спрединга (утолщенная линия) и трансформные разломы (тонкая линия). Полосовые магнитные аномалии: 2 – до перестройки плановой геометрии зоны аккреции, 3 – после нее; 4 – предполагаемые тренды вулканотектонической активизации

Из проведенного нами анализа, напротив, вытекает возможность формирования внутриплитных линейных зон вулканотектонической

активности, имеющих простирание, согласное с простиранием трансформных разломов, возникших после смены плановой геометрии спрединга (рис. 2б). Предлагаемая схема объясняет возникновение подводных вулканических построек и тектонических нарушений во внутренних областях плиты, а также образование пересекающихся в плане структурных трендов. В то же время, она, разумеется, не исключает формирование подводных вулканов в зоне аккреции на гребне срединно-океанских хребтов. Кроме того, проведенный анализ фактических данных по северо-восточному и южному секторам ТЛП в связи с ее кинематикой свидетельствует, что внутренние области плит вряд ли можно считать вулканически и тектонически пассивными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Menard H.W., Atwater T. Changes in direction of the sea-floor spreading // *Nature*. 1968. V. 219. P. 463–467.
2. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // *Природа*. 2010. № 5. С. 36–45.
3. Лыгина Т.И. Возрастные характеристики внутриплитных вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон // *Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Москва, 11–15 апреля 2022 г. М.: ИО РАН, 2022. Т. 3. С. 69–73.
4. Мирлин Е.Г., Лыгина Т.И., Асавин А.М, Чесалова Е.И. Вулкано-тектоническая активность океанской литосферы в восточном секторе Тихого океана // *Океанологические исследования*. 2018. Т. 47. № 1. С. 198–222.
5. Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Родкин М.В., Чесалова Е.И. Внутриплитные подводные горы северо-западного сектора Тихого океана // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 290–300.
6. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулкано-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // *Доклады РАН*. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.
7. Чесалова Е.И. Использование ГИС-технологий для классификации подводных форм рельефа и оценки их рудной продуктивности (на примере Магеллановых подводных гор, Тихий океан) // *Геоинформатика*. 2014. № 3. С. 18–25.

On the basis of geological and geophysical data of different scales in the northeastern and southern sectors of the Pacific ocean, structural disagree in plane trends that connect of the various stages of the kinematics of the Pacific plate are traced. The occurrence of trends is genetically caused by a change in the direction of its relative movement.

**Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Городницкий А.М.,
Брусоловский Ю.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: palshin@ocean.ru)

**Новые геомагнитные данные о структуре Срединно-
Атлантического хребта и трансформных разломов**

**Palshin N.A., Ivanenko A.N., Gorodnitskiy A.M.,
Brusolovskiy Yu.V., Veklich I.A., Shishkina N.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**New geomagnetic data on the structure of Mid-Atlantic ridge
and transform faults**

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, обработка геомагнитных данных, Срединно-Атлантический хребет, трансформные разломы, амагматический спрединг, внутренние океанические комплексы, природа океанских магнитных аномалий

В 2020–2022 гг. в рейсах на судах Российской академии наук был получен большой объем новых геомагнитных данных в Атлантическом океане. Геомагнитные исследования выполнялись в северной Атлантике в районе трансформной зоны Чарли-Гиббс, а также в центральной Атлантике в районе трансформных разломов Романш и Чейн. Полученные результаты указывают на гетерогенную природу источников магнитных аномалий и позволяют решать широкий круг геологических и тектонических задач.

Морские геомагнитные исследования сыграли важную роль в изучении строения и эволюции океанской литосферы. Большой вклад в геомагнитные исследования океанов внесли работы сотрудников геомагнитной лаборатории ИОРАН в 1970–1990 гг. В 2020–2022 гг., после длительного перерыва в систематических геомагнитных исследованиях Мирового океана, сотрудниками лаборатории геофизических полей Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в четырех рейсах (50-й и 53-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов», 53-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 63-й рейс НИС «Академик Иоффе») с помощью современных измерительных средств был получен большой объем новых данных, позволивший существенно дополнить существующую базу геомагнитных данных Атлантического океана [1–3].

Геомагнитные исследования выполнялись в северной Атлантике в районе трансформной зоны Чарли-Гиббс, а также в центральной Атлантике в районе трансформных разломов Романш и Чейн. Измерения геомагнитного поля выполнялось с помощью современных буксируемых магнитометров Geometrics G-882 («GEOMETRICS», США) и SeaPOS2 (Россия). Наборный сбор данных осуществлялся программами, поставляемыми изготовителями приборов, которые позволяют в реальном

времени управлять магнитометрами, осуществлять их тестирование и вести совместную регистрацию данных магнитометрии с данными о глубине датчиков и спутникового позиционирования судна с возможностью в реальном времени определять положение всех датчиков на момент измерений.

Для дальнейшей обработки данных использовалось собственное математическое обеспечение (ввод, проверка и форматирование данных), а также многофункциональный программный комплекс «MATROS-IV», который позволяет оперативно и качественно преобразовывать входной поток исходных магнитных и навигационных данных в пригодный для количественной интерпретации материал [3].

Большой объем геомагнитных данных был получен в Северной Атлантике в районе зоны разломов Чарли-Гиббс [3, 4]. Зона разломов Чарли-Гиббс состоит из двух параллельных разломов, северного и южного, и внутриразломного спредингового сегмента. Разломные зоны, в свою очередь состоят из активных (трансформных) и пассивных участков. Помимо собственно разломной зоны, были также выполнены исследования на двух участках САХ, непосредственно примыкающих к разломной зоне Чарли Гиббс с севера и юга.

Магнитные исследования трансформных разломов Романш и Чейн в Центральной Атлантике показали, что в их активных сегментах имеются очевидные признаки глубинной переработки, затрагивающей нижние слои коры и, возможно, верхнюю мантию – глубокие трогги разломов совпадают с интенсивными отрицательными гравитационными аномалиями в редукции Буге и магнитными аномалиями от глубинных источников, по-видимому, серпентинитовой природы.

Объем полученных данных большой и для их анализа и интерпретации потребуется много времени. В данной работе мы приведем предварительные результаты по одному из районов исследования: участке САХ, примыкающем с юга к зоне разломов Чарли-Гиббс, Магнитная съемка на полигоне осуществлялась по системе субширотных галсов совместно с многолучевым эхолотированием.

Особый интерес к этому участку объясняется наличием амагматических зон, где объем поступающих из мантии расплавов невелик и не образуется нормальная слоистая океанская кора. Для таких участков срединно-океанических хребтов характерно наличие пологих сдвиговых разломов (detachments), которые компенсируют существенную долю относительного движения плит. Там, где такие разломы существуют в течение длительных периодов времени, породы нижней коры и мантии выходят на поверхность дна, образуя внутренние океанические комплексы (ВОК) [4, 5].

Строение океанской коры и верхней мантии в зонах развития ВОК изучено слабо, поэтому построение моделей магнитоактивного слоя представляется актуальной фундаментальной задачей. В качестве первого

шага нами была построена простейшая трехмерная модель эффективной намагниченности в 1000 м слое с использованием метода инверсии Паркера [6]. Пространственное распределение эффективной намагниченности 1000-метрового слоя можно рассматривать как форму представления измеренного аномального магнитного поля, свободного от влияния рельефа и геометрических особенностей (склонение и наклонение магнитного поля, азимуты профилей). Его анализ позволяет получить представление об особенностях строения магнитоактивного слоя и провести районирование области исследования (рисунок).

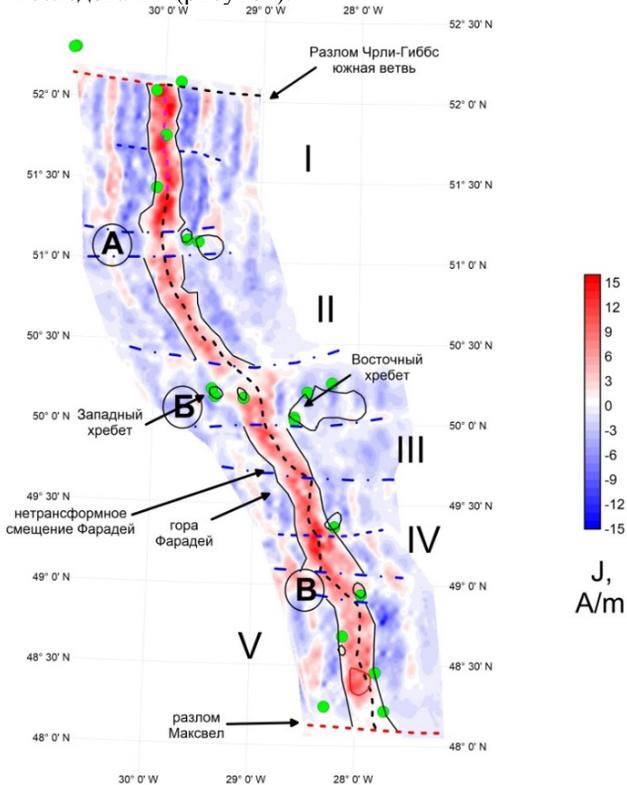


Рисунок. Эффективная намагниченность километрового однородного слоя, построенная по результатам геомагнитной съемки. Шкала намагниченности показана справа. Обозначения: пунктирная лиловая линия – ось спрединга, синие линии – нетрансформные смещения, красная пунктирная линия – трансформный разлом Максвелл. Черными сплошными линиями показаны границы хрона Брюнес; синими штрих-пунктирными линиями – границы особых участков А, В и С (см. текст). Зеленые кружки – места драгировок, для которых были определены магнитные свойства пород. Римские цифры

соответствуют тектоно-магматическим сегментам, выделенным в работе [4].

Были выделены три аномальные зоны, обозначенных на рис. буквами А, В и С, в которых типичное полосчатое строение нарушается, а центральная зона положительной намагниченности, соответствующая хрону Брюнес, выражена слабо или имеет аномальное строение. Именно в этих зонах по геоморфологическим и литологическим данным были выделены внутренние океанские комплексы [4]. Из коренных пород, драгированных в этих зонах, были взяты образцы для исследования их магнитных свойств (см. рис. 1). Полученные результаты подтверждают отсутствие в аномальных зонах «нормального» строения срединно-океанического хребта. Результаты продолжающихся исследований позволят исследовать особенности строения аномальных участков и построить тектонические модели их строения.

Исследования выполнялись в рамках Госзадания FMWE-2021-0005. Авторы выражают благодарность участникам и организаторам экспедиций 2020-2022 годов за помощь в проведении магнитометрических съемок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52–53°N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary results from r/v A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. V. 46 (1). P. 83–101. doi: 10.4454/ofioliti.v46i1.539
2. Skolotnev S., Sanfilippo A., Peyve A. et al. Crustal accretion along the Northern Mid Atlantic ridge (52–57°N): Preliminary results from expedition V53 of r/v Akademik Sergey Vavilov // *Ofioliti*. 2023. V. 48 (1). P. 13–30. DOI: 10.4454/ofioliti.v48i1.559
3. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А. Геомагнитные исследования в Северной Атлантике // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 5. С. 1–18. DOI: 10.31857/S0030157423050131
4. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А., и др. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанской коры к югу от разлома Чарли-Гиббс (Северная Атлантика) // *Геотектоника*. 2023. № 1. С. 48–74. DOI:10.31857/S0016853X23010058
5. Tucholke B.E., Behn M.D., Buck W.G., Lin J. Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions // *Geology*. 2008. V. 36 (6). P. 455–458. doi: 10.1130/G24639A
6. Parker R.L., Huestis S.P., The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79 (11). P. 1587–1593. doi:10.1029/JB079i011p01587.

In 2020–2022, a large volume of new geomagnetic data in the Atlantic Ocean was obtained during cruises onboard the research vessels of the Russian Academy of Sciences. Geomagnetic studies were carried out in the northern Atlantic in the area of the Charlie-Gibbs transform zone and in the central Atlantic in the area of the Romanche and Cheyne transform faults. The results obtained indicate the heterogeneous nature of the sources of magnetic anomalies and allow solving a wide range of geological and tectonic problems.

Патина И.С., Постникова И.С., Горкин Г.М.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: irina.patina@gmail.com)

Сеймостратиграфический анализ гидрологических кризисов Восточного Паратетиса

Patina I.S., Postnikova I.S., Gorkin G.M.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Seismostratigraphic analysis of the Eastern Paratethys hydrological crises

Ключевые слова: Паратетис, сеймостратиграфия, регрессия, колебания уровня моря

Прослежена пространственная картина последствий падения уровня Восточного Паратетиса во время серии регрессий в олигоцен-миоценовый период. Шельфовые области периодически осушались, что отражено в структуре эрозионных несогласий и погребенных врезов рек. На склонах впадин формировались эрозионные уступы и оползневые тела, в депрессионных частях накапливались комплексы заполнения.

На рубеже эоценовой и олигоценовой эпох на территории южной окраины Евразии от Карпат до Казахстана в тылу Альпийской зоны складчатости образовалось огромное внутриконтинентальное море – Паратетис. На протяжении всей истории своего развития бассейн характеризовался ограниченной связью с Мировым океаном. Паратетис существовал следующие 40 млн/ лет до окончательного разделения на Каспийское и Черное море в плиоценовое время. Отсутствие свободного режима водообмена привело к ряду кризисных регрессивных событий, которые оказали влияние на геологическую и экологическую историю региона. В настоящее время известны как минимум 7 регрессивных событий, произошедших за время существования Паратетиса: конец приабона-начало рюпеля, соленовское время в раннем олигоцене, коцахур-тарханское, серия регрессий сармата-мэотиса, мессинский кризис позднего миоцена (понт) и регрессия балаханского (предакчагыльского) времени в плиоцене [1, 2].

Регрессивные эпизоды обычно ярко выражены в осадочной толще в виде эрозионных несогласий, оползней и олистостромов в шельфовой части и высокоуглеродистых (аноксических) пород, отлагавшихся в глубоководных впадинах. Однако проследить все эти признаки по площади, сопоставить между собой и объединить в единую геологическую модель по материалам обнажений и буровых скважин практически невозможно. Эти данные фрагментарны, частично уничтожены более молодыми эрозионными событиями, а также не всегда охарактеризованы фаунистическими исследованиями о возрасте комплексов. В настоящее время возможность пространственной реконструкции регрессивных стадий закрытых бассейнов, в том числе и бассейнов Паратетиса, предоставляют

сейсмостратиграфические методы. На сейсмических профилях возможно проследить пространственную картину результатов падения базиса эрозии, по уступам и клиноформенному залеганию слоев определить глубоководные области, которые эта эрозия затрагивала в меньшей степени, а также оценить амплитуду падения уровня воды во время наиболее крупных регрессий по глубине врезов рек, впадавших в бассейн.

В настоящей работе проведен сейсмостратиграфический анализ структуры и распространения таких поверхностей для кайнозойской части разреза Черноморско-Каспийского региона. Основная часть исследований была сосредоточена на территории Предкавказья и акватории Северного и Среднего Каспия. Эти районы являлись частью северного платформенного шельфа Восточного Паратетиса и здесь следы колебания уровня моря проявлены наиболее отчетливо. По имеющимся материалам было прослежено распространение маркеров регрессии в раннем олигоцене, в тарханское время раннего миоцена, а также регрессий сармата и мэотиса. Выделены типичные сейсмообразы волновой картины, характеризующие последствия падения относительного уровня моря: локальные и региональные поверхности несогласий, эрозионные поверхности, олистростромовые сеймофации, врезы русел рек и эрозионные уступы (рисунки).

Во время перечисленных регрессивных событий происходило осушение обширных территорий шельфа и формирование эрозионных поверхностей несогласий. Эрозионный рельеф осложнялся глубокими врезами рек, базис эрозии которых стремился к изменившемуся уровню воды питаемого бассейна. Наиболее глубокими являются врезы соленовской, сарматской и мезотической регрессий. Их глубина достигает 500 и более метров. Переход в глубоководную область характеризовался наличием эрозионного уступа, который маркирует максимально низкий уровень воды. Далее в сторону открытого бассейна не наблюдается выраженных поверхностей несогласий, что объясняется непрерывностью процесса осадконакопления в этих областях. Однако, структура осадочной толщи здесь может быть нарушена олистростромовыми сеймофациями, которые скатывались в бассейн с эродированного склона. Наиболее широкое проявление олистростромы получили во время соленовской регрессии. Они проявлены вдоль бортов Терско-Каспийского и Западно-Кубанского прогибов, на территории Грузии, побережье Черного моря, в акватории Каспийского моря, а также на Копетдаге [3, 4].

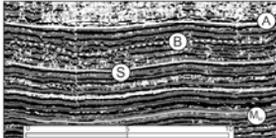
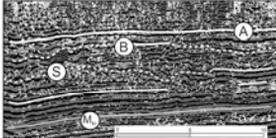
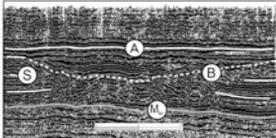
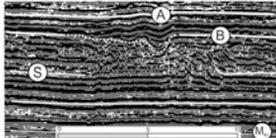
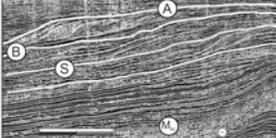
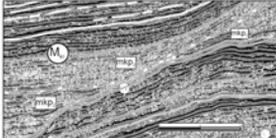
Сейсмофазия (вертикальный разрез)	Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления
	Параллельно-косослоистые протяженные отражения разной степени динамической выразительности	Фаши шельфовых условий осадконакопления в северной и центральной частях Западного Предкавказья (майкопский, караган-чокракский, конкский, сарматский, меотический, понтический, плиоценовый сейсмокомплексы).
	Эрозионные поверхности врезов разного порядка. Погребенные палеоврезы.	Понтический, меотический и сарматские погребенные палеоврезы. Регрессивный этап формирования бассейна
	Эрозионная поверхность врез, характеризуется эрозионным срезанием подстилающих толщ. Волновая картина заполнения русла субпараллельно-слоистая. Ниже видны хаотические, неяснослоистые, субпараллельные отражения	Погребенные палеоврезы понтического, меотического и сарматского возрастов, встреченные повсеместно на территории Западного Предкавказья, нижележащие отложения сильно дислоцированы вышеупомянутыми эрозионными поверхностями
	Эрозионное срезание подстилающих толщ. Волновая картина заполнения русла субпараллельно-слоистая	Эти формы волновой записи характерны регрессивному этапу формирования бассейна.
	Клиноформенные, косослоистые отражения, выявленные в пределах майкопского, сарматского, меотического, понтического и плиоценового сейсмокомплексов.	Формы волновой записи фиксируют области перехода от шельфа к более глубоководным частям бассейна, а также указывают основные направления сноса осадочного материала
	Северный борт эрозионного вреза соленовского возраста	Эти формы волновой записи характерны сильному падению уровня моря. Боковой размыв.

Рисунок. Характерные сейсмофазии, выделенные в пределах кайнозойского разреза Западного Предкавказья. Цифрами в кружках обозначены границы сейсмокомплексов: А – кровля понта, В – кровля меотиса, S – кровля сармата, Mкр – кровля майкопа.

На основании проведенной корреляции сеймостратиграфических материалов с геологическими данными было выявлено два типа проявления регрессии, различающиеся по генетическим, возрастным и географическим признакам.

К первому отнесены такие признаки периодического обмеления как

перемывы отложений, их волнистая поверхность, эрозионные врезы и области нулевой седиментации, ходы илоедов, угольные прослои, а также раковины моллюсков, подвергшиеся волно-прибойному воздействию. Они характерны для шельфовых мелководных зон бассейна: северных районов Предкавказья, Ергеней, полуострова Мангышлак. Данные маркеры встречаются в объеме всего изученного разреза и свидетельствует о периодическом обмелении бассейна вследствие регрессивных событий.

Вторым типом проявления падения относительного уровня моря являются гравитационные фации – оползневые блоки, олистолиты и листрические разломы. Они проявляются в более глубоководных частях бассейна и наиболее ярко представлены в разрезе соленовского времени. Сейсмические материалы также позволяют трассировать эрозионный уступ, на основании измерения высоты которого, амплитуда падения уровня моря оценивается приблизительно в 500 м. Такое значительное смещение базиса эрозии в сторону открытого бассейна привело к его сильному обмелению и возникновению гравитационных и эрозионных процессов на склонах.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00827, <https://rscf.ru/project/22-27-00827/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Столяров А.С. Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 4. С. 420–431.
2. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.
3. Базлов Б.М., Крипиневиц В.Л., Чохмахидзе З.М. Геофизические работы на нефть и газ. Отчет сейсморазведочной партии №1/90. Поисковые сейсмические исследования ОГТ масштаба 1:50000 на Новониколаевской площади. Краснодар, 1991 г.
4. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Мартиросян В.Н., Терехов А.А. Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 51–60.

The spatial picture of the Eastern Paratethys sea level drop results during a series of regressions in the Oligocene-Miocene period is considered. Shelf areas were periodically drained, which is reflected in the structure of erosional unconformities and buried river incisions. Erosion ledges and landslides formed at the depression's slopes, and basin fill complexes accumulated in the depression parts.

Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: apeyve@yandex.ru)

Процессы сухого спрединга в Северной Атлантике (48.5°–51.5° с.ш.)

Peysve A.A., Sokolov S.Yu., Razumovskiy A.A.

(Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow)

Dry spreading processes in the North Atlantic (48.5°–51.5°N)

Ключевые слова: Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, нетрансформное смещение, сухой спрединг, внутренние океанические комплексы.

Рассматриваемые структуры образовались в результате взаимодействия нескольких механизмов, основные из которых: а) латеральное растяжение с формированием пологих сбросов и выведением на поверхность дна нижнекорковых пород; б) субвертикальное выжимание в верхние горизонты коры серпентинитов, захватывающих мантийные породы и блоки габброидов, долеритов и базальтов.

Особенность района САХ между 48.5°–51.5°с.ш. состоит в том, что здесь повсеместно, как непосредственно у бортов рифтовой долины, так и на флангах, на значительном удалении, встречаются массивы (как правило, изометричной формы), в пределах которых обнажаются глубинные породы, представляющие низы коры – различные габброиды, а также серпентинизированные дуниты и перидотиты, изначально находившиеся в верхней мантии (рис. 1). Практически все глубинные породы несут следы интенсивных тектонических деформаций (катаклиз, милонитизация, рассланцевание). Такие структуры ранее были описаны в ряде сегментов САХ с низкой скоростью спрединга специфического строения (районы разломов Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса и др.) [1, 2], где их образование связывается с аномально низкими объемами базальтовых расплавов, поступающих на поверхность в ходе сухого спрединга [3, 4]. В Северной Атлантике данные структуры ранее не были известны.

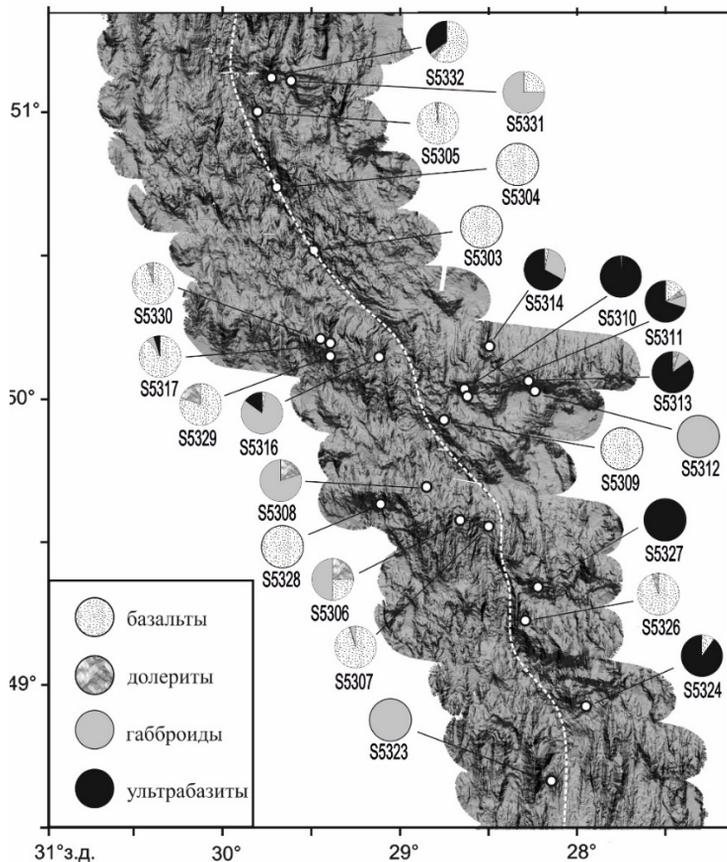


Рисунок 1. Схема рельефа дна. В виде секторов показаны соотношения поднятых пород. Пунктирная линия – ось рифтовой долины.

Считается, что такие массивы, называемые внутренними океаническими комплексами (ВОК), были образованы при выведении глубинных пород по пологим сбросам в пределах бортов рифтовых долин [5]. Как нам представляется, образование большинства ВОК связано не только с тектоническими факторами (снятие литостатического давления), но и с серпентинизацией перидотитов, которая приводит к уменьшению плотности, увеличению объема и, как следствие, всплытию крупных массивов ультрабазитов, включающих растащенные блоки габброидов, долеритов и базальтов. О тектонических перемещениях свидетельствуют многочисленные зоны скольжения, дробления, истирания и деформаций пород.

Драгирование структур района показало, что морфология поднятий, сложенных глубинными породами может быть самая разнообразная: сглаженные поднятия округлой формы, изометричные массивы любого простирания, узкие линейные гряды с незакономерной крутизной склонов (склоны, обращенные к рифтовой долине, могут быть гораздо круче, чем противоположные). Незакономерная крутизна склонов может сформироваться за счет частой смены полярности сбросов, ограничивающих рифтовую долину, что приводит к консервации сбросовых поверхностей с близкими углами склонов по обе стороны от поднятий [6]. Округлые поднятия вероятно были образованы в ходе субвертикального подъема блоков ультраосновных пород. Основной движущей силой, как нам представляется, является серпентинизация – низкотемпературный изотермический процесс, который приводит к существенному разуплотнению исходных пород и их всплытию/выдавливанию к поверхности дна. Как известно серпентиниты – это очень пластические породы, которые при небольшой нагрузке начинают течь, проникая по ослабленным зонам и трещинам в вышележащие и соседние породы, расчленяя их на блоки, которые в дальнейшем хаотически перемещаются как латерально, так и вертикально по серпентинитовой «смазке», образуя при разрушении (по крайней мере, на суше) специфический мелкоблоковый хаотичный рельеф серпентинитовых меланжей. Можно допустить, что аналогичные механизмы действуют и в верхних горизонтах океанической коры района, приводя к развороту и наклону в любых направлениях коровых блоков и формированию хаотичного тектонического рельефа. Совокупность данных процессов приводит к образованию нестратифицированных разрезов океанической коры, когда в вертикальном сечении и по латерали могут хаотично чередоваться массивы, сложенные ультрабазитами, габброидами и базальтами (рис. 2).

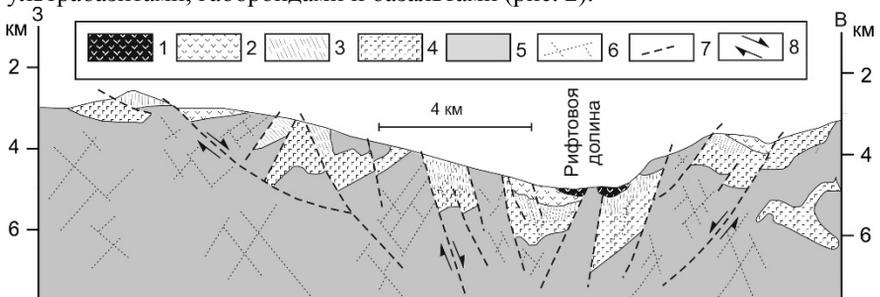


Рисунок 2. Схематический геологический профиль через рифтовую долину долины САХ. 1 – базальты свежие; 2 – базальты измененные; 3 – долериты (дайковый комплекс); 4 – габброиды; 5 – мантийные ультрабазиты; 6 – зоны деформаций и трещиноватости; 7 – сбросы и направление движения по ним.

Статистически, структуры, сложенные в основном серпентинизированными ультрабазитами, расположены на восточном фланге рифтовой долины, а вот габброиды и долериты – на западном. Такая асимметрия может быть связана с асимметричным строением рифтовой долины, когда в ходе растяжения наиболее пологие сбросы, по которым происходит относительное смещение блоков новообразованной коры, локализованы в районе восточного борта долины, имея постоянную западную вергентность. Менее пологие – приурочены к западному борту рифтовой долины. За счет такого различия в кинематике и амплитуде тектонических движений в пределах восточного борта вскрываются более глубинные породы.

На широтах 50° , 49.5° и 48.5° с.ш. рифтовая долина «пережата». Ее дно поднимается с глубин 4300–4200 м до 3300–3200 м. Анализ рельефа показывает, что пережимы соответствуют крупным и протяженным линейным субширлотным хребтам, состоящим из близко расположенных крупных изометричных массивов, некоторые из которых протягиваются симметрично по обе стороны рифтовой долины. Судя по их протяженности (до 200 км), хребты существуют длительное время в системе формирования новообразованной коры в осевой части САХ. Имеет место их последовательное омоложение в сторону рифтовой долины, где процесс выведения на поверхность дна глубинных пород идет и в настоящее время. Все хребты ограничены нетрансформными смещениями разного размера. Как правило, крупные линейные структуры, сложенные в значительной степени глубинными породами, известны как поперечные хребты (transverse ridges). Они расположены в бортах активных частей крупных трансформных разломов и сформированы в областях сочленения рифтовых и разломных долин. В пределах двойных разломов, как например Чарли Гиббс [7], когда две разломных долины расположены близко друг от друга, межразломный хребет тоже может состоять из последовательности поднятий, сложенных глубинными породами. Как было показано, отдельные хаотично расположенные массивы глубинных пород могут образовываться и в пределах рифтовых долин, но в этом случае они не образуют единую последовательность в виде протяженных хребтов.

Таким образом район САХ между разломами Чарли Гиббс и Максвелл характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность глубинных пород. Формируются как отдельные ВОК самой различной конфигурации, так и протяженные субширлотные хребты, сложенные глубинными породами. Растяжение и спрединг непрерывны, в то время как вулканизм появляется в виде отдельных этапов, разделенных длительными периодами спокойствия. Данная обстановка, судя по протяженности субширлотных хребтов и экстраполяции линейных магнитных аномалий, существует не менее 14–16 млн. лет.

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” и всему коллективу экспедиции за всестороннюю помощь в исследованиях в ходе проведения 53-го рейса. Работа выполнена в рамках Госзаданий: FMMG-2022-0003, FMUN-2019-0076.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region // *Tectonophysics*. 1997. V. 279. № 1–4. P. 193–213.
2. Dick H.J.B., Tivey M.A., Tucholke B.E. Plutonic foundation of a slow spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30' N, 45°20' W // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 5. P. 1–44.
3. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области "сухого" спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 3–25.
4. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Ультраосновные породы впадины Маркова, рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта // *Геохимия*. 2006. № 11. С. 1192–1208.
5. Dick H.J.B., Kvassnes A.J.S., Robinson P.T. et al. The Atlantis Bank Gabbro Massif, Southwest Indian Ridge // *Progress in Earth and Planet. Sci.* 2019. V. 6. № 64.
6. Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // *Geology*. 2006. V. 34. № 7. P. 605–608.
7. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52–53°N, Mid Atlantic Ridge): preliminary results from R/V A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. V. 46. № 1. P. 83–101.

The structures under consideration were formed as a result of the interaction of several mechanisms, the main of which are: a) lateral extension with the formation of gently deeping faults and the lower crustal rocks being uplifted to the bottom surface; b) subvertical squeezing into the upper horizons of the serpentinites which capture mantle rocks and blocks of gabbros, dolerites, and basalts.

Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Сигеев И.А.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: pro-zo@yandex.ru)

Глубинное строение и сейсмичность западного шельфа Сахалина

Proshkina Z.N., Valitov M.G., Sigeev I.A.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute)

Deep Structure of the Western Shelf of Sakhalin and Seismicity

Ключевые слова: глубинное строение, структурно-плотностное моделирование, сейсмичность, западный шельф Сахалина

В результате проведения структурно-плотностного моделирования получен глубинный разрез земной коры западного шельфа Сахалина. С использованием данного разреза был проведен анализ сейсмичности района и сделаны выводы относительно причин возникновения сильных землетрясений.

Остров Сахалин расположен в зоне, где происходят активные геодинамические процессы, способные вызывать катастрофические землетрясения в земной коре. Одно из таких событий произошло вблизи Невельска 2 августа 2007 г. с $M=6.2$, землетрясение вызвало значительные разрушения жилых построек и гибель людей. Ярким геодинамическим эффектом от данного события стал подъем морского дна и прибрежной территории на 0.5–1.5 м, в результате чего образовались новые участки суши вблизи берега. Кроме того землетрясение вызвало волну цунами высотой от 1.8 до 3.2 м в северной части Невельского района [1]. Для понимания процессов, способных вызывать подобные разрушительные события, необходимо изучать глубинное строение таких сейсмически опасных регионов.

ТОИ ДВО РАН в период с 2017 по 2020 гг. был проведен цикл морских экспедиций [2, 3], целью которых было изучение и корреляция распространения газо-флюидных потоков с сетью тектонических разломов в одном из сейсмоопасных районов Татарского пролива. В результате проведенных исследований были составлены карты рельефа дна, гравитационного и магнитного полей, а также получено распределение газовых концентраций в осадке и толще воды по всей площади Татарского пролива [2, 3].

Цель данной работы – уточнить глубинное строение западного шельфа Сахалина по геофизическим данным, полученным в период 2017–2020 гг., для выявления тектонических особенностей структур, контролирующих распределение гипоцентров сильных сейсмических событий.

Для реализации поставленной цели была подобрана структурно-плотностная модель вдоль профиля МП 18 (рис. 2), в основу которой

положен скоростной разрез глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) 18, отработанный еще в 60-е годы прошлого столетия [5]. Профиль расположен в меридиональном направлении и пересекает структуры западного шельфа Сахалина (рис. 1), включая Красногорско-Ильинский блок, а также структуры Иссикари-Западно-Сахалинского бассейна, где локализована большая часть сейсмических событий, в том числе Невельское землетрясение и Монеронское землетрясение 5 сентября 1971 г. ($M=7.3$; $H=18$ км). Северная часть профиля проходит по Александровской зоне, включающей одноименный прогиб, а также Углегорско-Пильвинский блок, в пределах которого на суше локализована еще одна сейсмически активная зона, к которой относятся два мощных коровых землетрясения: Лесогорско-Углегорское – 15 марта 1924 г. ($M=6.8$, $H=10$ км) и Углегорское – 5 августа 2000 г. ($M=6.8$, $H=10$ км) (рис. 1).

Проведенное исследование глубинного строения западного шельфа Сахалина было направлено на выявление геологических и тектонических особенностей в структурах, слагающих подводную часть островного склона, примыкающую к Татарскому проливу (рис.2). Это дало возможность изучить причины разрушительных сейсмических событий и выявить некоторые закономерности их распределения. Совместный анализ сейсмичности и глубинного строения показал, что сейсмоактивные зоны приурочены к разломам, предполагаемым по результатам моделирования и геологическим данным. В районе юго-западного шельфа Сахалина моделированием выявлена область разноориентированных разломов; их пересечение в верхней коре, а также значительная внутриблоковая раздробленность структуры вулканических поднятий Иссикари-Западно-Сахалинского бассейна стала основной причиной возникновения коровых землетрясений в районе юго-западного шельфа Сахалина, в том числе Невельского и Монеронского землетрясений.

Севернее мыса Ламанон результатами моделирования выявлена сложная картина в глубинном строении. На фоне дифференцированного состава пород фундамента и разноориентированных разломов, здесь предполагается шовная зона между двумя литосферными блоками – Амурским и Охотоморским, результатом чего стало возникновение сейсмически активной зоны и сильных землетрясений, в том числе Лесогорско-Углегорского и Углегорского землетрясений.

Кроме того в районе Красногорско-Ильинского блока и примыкающей к нему с востока островной суше, представленной самым узким местом Сахалина – перешейком Поясок, выявлен асейсмичный участок.

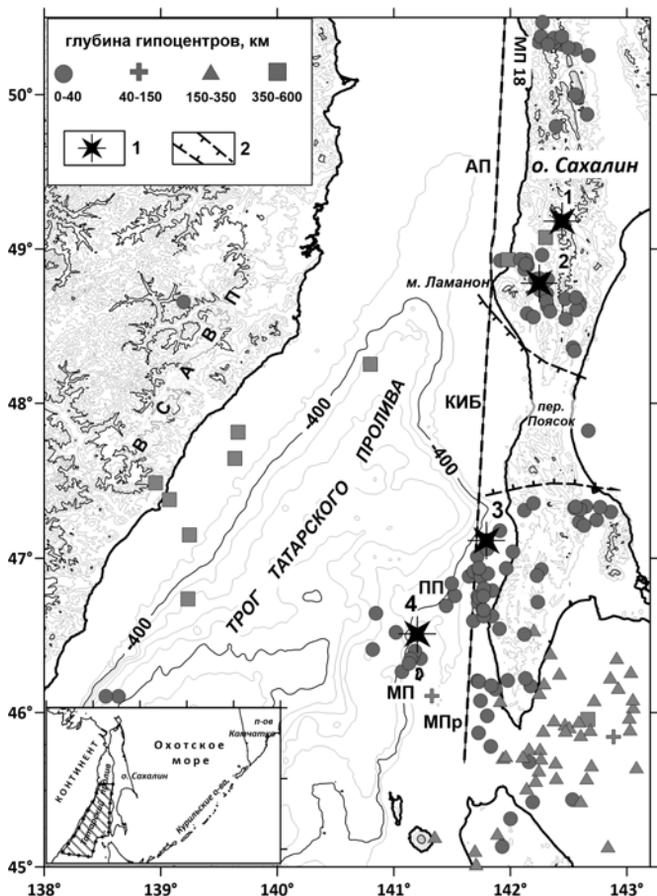


Рисунок 1. Карта района исследования и положение профиля структурно-плотностного моделирования совместно с сейсмичностью за период 1920 по 2020 гг. с $M \geq 4$. 1 – эпицентры сильных землетрясений, цифры рядом: 1 – Лесогорско-Углегорское землетрясение 15 марта 1924 г., $M=6.8$, $H=10$ км; 2 – Углегорское землетрясение 5 августа 2000 г., $M=6.8$, $H=10$ км; 3 – Невельское землетрясение 2 августа 2007 г., $M=6.2$; $H=5$ км; 4 – Монеронское землетрясение 5 сентября 1971 г., $M=7.3$; $H=18$ км; 2 – границы асейсмичного участка. Сокращенные названия структур: ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, КИБ – Красногорско-Ильинский блок, ПП – Пионерское поднятие, МП – Монеронское поднятие [4]. Данные по сейсмичности были взяты из электронного каталога National Earthquake Information Center (NEIC) Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

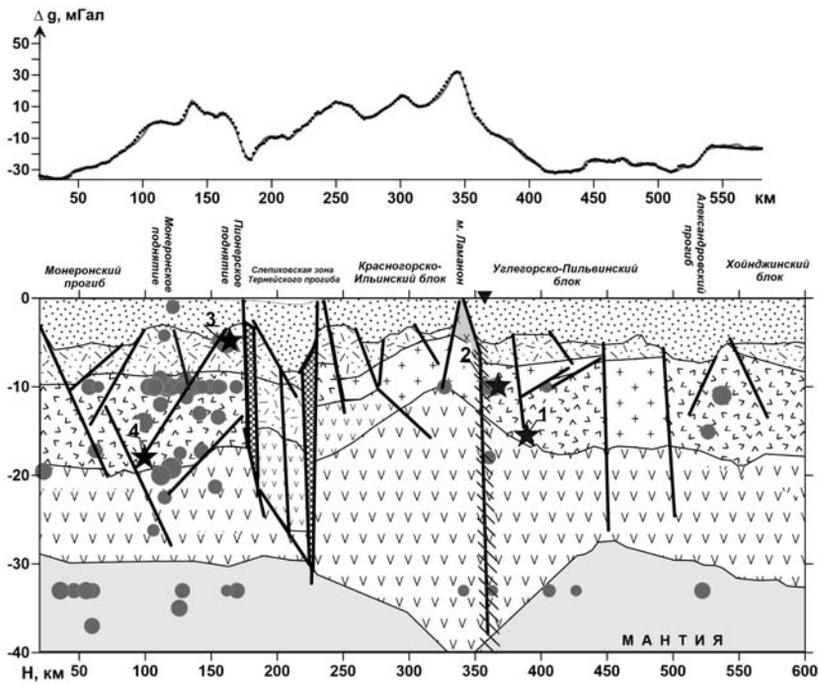


Рисунок 2. Структурно-плотностная модель вдоль профиля МП 18. 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – «гранитный» слой; 5 – субвулканическое образование Орловского комплекса; 6 – фундамент вулканогенной природы; 7 – слой редуцированной сиалической коры; 8 – базальтовый слой; 9 – разломы: а) по данным моделирования, б) предполагаемые на границах блоков; в) шовная зона между Евразийской и Охотоморской плитами; 10 – проекции гипоцентров землетрясений на модельный профиль: а) сильных коровых (цифры рядом см. на рис. 1), б) эпицентры глубокофокусных, в) всех с $M \geq 3$ удаленных от модельного профиля до 25 км; 11 — графики поля силы тяжести Δg : а) наблюдаемого, б) расчетного.

Южная граница блока ограничена разломом, трассирующим рифтовую зону, а северная – определяется шовной зоной между двух литосферных блоков. Отсутствие сейсмических событий в районе Красногорско-Ильинского блока, а также в примыкающем к нему с востока участке островной суши, может свидетельствовать об устойчивости данного блока и накоплении внутриблокового напряжения в этом районе. Однако наличие

большого числа неглубоких разломов, предполагаемых результатами моделирования, не исключает в будущем снятие накопленного напряжения путем их активизации, что может привести, как к серии слабых коровых землетрясений, так и к быстрой разрядке через мощное сейсмическое событие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левин Б.В. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин. М.: Янус-К, 2009. 204 с.
2. Валитов М.Г., Шакиров Р.Б., Яцук А.В., Аксентов К.И., Прошкина З.Н., Белоус О.В., Мишукова Г.И. Комплексная геолого-геофизическая экспедиция на научно-исследовательском судне «Академик Опарин» в Татарском проливе Японского моря (рейс № 54, 2017 г.) // Океанология. 2019. Т. 59 (2). С. 311–314. DOI: 10.31857/S0030-1574592311-314.
3. Валитов М.Г., Шакиров Р.Б., Ли Н.С., Легкодимов А.А., Якимов Т.С., Пономарева А.Л., Калинин В.В., Бовсун М.А., Буланов В.А., Прошкина З.Н., Сырбу Н.С., Корсков И.В., Калгин В.Ю., Балданова К.О., Окулов А.К., Максеев Д.С. Геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море, Татарском проливе в 61-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 165–167.
4. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
5. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука, 1971. 285 с.

As a result of structural-density modeling, a deep section of the earth's crust of the western shelf of Sakhalin was obtained. Using this section, an analysis of the seismicity of the region was carried out and conclusions were drawn regarding the causes of strong earthquakes.

**Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Докашенко С.А.,
Добролюбов В.Н.¹**

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sg_skol@mail.ru)

**Влияние активных и пассивных мантийных
неоднородностей на аккрецию океанической коры в осевой
зоне Срединно-Атлантического хребта на пространстве
между зонами влияния Азорского и Исландского плюмов
Skolotnev S.G., Peyve A.A., Dokashenko S.A., Dobrolubov V.N.**

(Geological Institute RAS, Moscow, e-mail: sg_skol@mail.ru)

**The influence of active and passive mantle inhomogeneities on
the accretion of oceanic crust in the axial zone of the Mid-
Atlantic Ridge in the transition zone between the Azores and
Iceland plumes**

Ключевые слова: базальт, океаническая кора, спрединг, рифтовая долина, поднятия дна, мантийные неоднородности, Срединно-Атлантический хребет, Северная Атлантика.

Среди изученных вулканитов, полученных в 53-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» с сегмента САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (Северная Атлантика), выделены океанические толеиты N, T и E-MORB. Первые из них распространены повсеместно и плавилась из деплетированной мантии (DM). В плавлении базальтов E-MORB, которые встречаются на участках высокого рельефа, участвовало вещество пассивных мантийных неоднородностей состава EM-2. Источником базальтов T-MORB, слагающих крупные неовулканические поднятия, являются микроплюмы обогащенной мантии состава HIMU.

На осевую аккрецию океанической коры в Северной Атлантике существенное влияние оказывают крупные плюмы глубинной мантии: Азорский, поднимающийся вблизи осевой зоны САХ, и Исландский, располагающийся непосредственно на его оси [1]. В соответствии с вариациями осевого рельефа и состава осевых базальтов участок САХ между разломами Максвелл на юге и Чарли Гиббс на севере (сегмент, ограниченный широтами 49°–51.5°с.ш.) это участок наиболее холодной верхней мантии и логично предположить, что он является участком, не подверженным влиянию выше указанных плюмов. Тем не менее, в этой части САХ наряду с типичными океаническими толеитами встречаются базальты с повышенными концентрациями литофильных элементов и с повышенной долей радиогенных изотопов, что характерно для районов САХ, подверженных влиянию плюмов [2]. Чтобы понять причины появления базальтов с необычными вещественными характеристиками в этом районе была проведена геолого-геофизическая экспедиция 53-го рейса

НИС «Академик Николай Страхов», в ходе которой были получены новые данные о рельефе дна осевой и гребневой зон с помощью многолучевого эхолота и драгирована представительная коллекция горных пород, в том числе, базальтов и долеритов [3].

В результате изучения полученного материала было установлено, что на пространстве между разломами Максвелл и Чарли Гиббс вдоль оси САХ чередуются участки большей и меньшей магматической продуктивности. Им соответствует более высокий и более низкий рельефа дна осевой и гребневой зон, при этом средняя высота рельефа уменьшается от крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося вблизи разлома Максвелл, в северном направлении, снова возрастая непосредственно у разлома Чарли Гиббс. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются спрединговые ячейки, ориентированные ортогонально спредингу. В строении гребневых зон доминируют поднятия различной природы: от тектонических до вулканических. Участки низкого рельефа имеют северо-западное косое по отношению к спредингу простирание, здесь рифтовая долина состоит из отдельных глубоких рифтовых впадин, разделенных мелкими неовулканическими грядами, а на флангах развиты гряды северо-западного простирания, разделенные широкими депрессиями.

Многообразие составов изученных вулканитов определяется следующими процессами и факторами: фракционной кристаллизацией расплавов в ходе их подъема, накоплением в расплавах вкрапленников, условиями плавления первичных расплавов: температура, глубина, степень частичного плавления и неоднородностью состава плавящегося субстрата. Среди них выделяются океанические толеиты N, T и E-MORB. Первые распространены повсеместно и выплавлялись преимущественно из деплетированной мантии (источник DM). Базальты и долериты E-MORB, петрохимически представленные низкоглиноземистыми породами, распространены на участках высокого рельефа. Их мантийный субстрат образован смесью материала DM и EM-2 при подчиненной роли HIMU. Вулканиты T-MORB в основном локализованы на крупных вулканических поднятиях в южной части изученного сегмента САХ и выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала DM и HIMU при подчиненной роли EM-2. Крупнейшим из этих поднятий является неовулканическое поднятие, сформировавшееся вблизи разлома Максвелл, к северу от него. Небольшое количество образцов этого типа встречено совместно с вулканитами E-MORB. Вулканиты N и T-MORB образуют серию пород, сформировавшихся при смешении их расплавов.

На основании понимания особенностей рельефа, специфики состава вулканитов, характера приуроченности их различных типов к морфоструктурам океанического дна и закономерностям пространственных вдольосевых вариаций N и T-MORB толеитов реконструируются два типа мантийных неоднородностей, участвующие в плавлении: пассивные и

активные. Первые представлены блоками континентальной литосферы по составу близкими к мантийному источнику EM-2, расположенными на разных глубинных уровнях, протяженными участками метасоматизированной деплетированной мантии, обогащенной Zr либо Zr, P₂O₅ и Pb, а также блоками, возможно, ранее уже плавившейся деплетированной мантии, обогащенной Sr и Ni. Активные неоднородности связаны с подъемом микроплюма обогащенной мантии по составу близкой к мантийному источнику HIMU и с его подосевым растеканием в северном направлении вплоть до разлома Чарли Гиббс. При движении микроплюмового материала происходило его частичное плавление, приводившее к его обеднению литофильными и обогащению тугоплавкими элементами. Образующиеся расплавы смешивались с расплавами, генерированными в деплетированной мантии и в мантии, в которой присутствовали пассивные неоднородности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A. et al. Catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 11. P. 1–69.
2. GEOROC Database (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents) Version 2023-06-01. 2023. <https://georoc.eu/georoc/>
3. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др. Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе «сухого» спрединга // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.

Oceanic tholeites N, T and E-MORB were distinguished among the studied volcanites obtained on the 53rd cruise of the R/V "Academician Nikolaj Strakhov" from the MAR segment between the Maxwell and Charlie Gibbs FZ (North Atlantic). The first of them are ubiquitous and melted from depleted mantle (DM). The melting of E-MORB basalts, which occur in areas of high relief, involved the substance of passive mantle inhomogeneities of the EM-2 composition. The source of T-MORB basalts composing large neovolcanic rises are microplumes of the enriched mantle of the HIMU composition.

**Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н., Мороз Е.А.,
Абрамова А.С.**

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: syokolov@yandex.ru)

**Геодинамический генезис морфологии дна Мадагаскарской
котловины**

**Sokolov S.Yu., Dobroliubova K.O., Turko N.N., Moroz E.A.,
Abramova A.S.**

(Geological institute RAS, Moscow)

**Geodynamic Genesis of Seabed Morphology in Madagascar
Basin**

Ключевые слова: морфология рельефа дна, аномалии Буге, возраст фундамента, сейсмотомографический разрез

Ортогональное вклинивание рифта ЮЗИХ в СОХ сформировало на поверхности грядовый спрединговый рельеф с ориентацией, отличающейся от более древнего на 90°. Смена морфологии сопоставляется с возрастом разрыва фланга СОХ и с замедлением скорости спрединга. Отсутствие глубинного восходящего потока под ЮЗИХ и наличие «холодного» разрыва в мантийных «горячих» линзах указывает на действие тангенциальных сил, не связанных с общемантийной конвекцией. Аномалии Буге вдоль профиля отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо больший эффект верхнемантийного разуплотнения, чем для активной межплитной границы ЮЗИХ.

Рельеф дна Мадагаскарской котловины был исследован в 29-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (АНС) (ГИН РАН, 2012). От северо-западного фланга Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) до входа в 200-мильную экономическую зону о-ва Маврикий был закартирован рельеф дна на полигоне длиной ~600 км и шириной ~60 км (рис. 1). Съемка проводилась при помощи многолучевого эхолота SeaBat 7150 (RESON AS, Дания) с шириной полосы озвучивания на абиссальных глубинах ~10 км с детальностью 1:100000. Исследованный участок дна практически не содержит осадочного чехла. Полученная цифровая модель рельефа (ЦМР) на сетке 100 м отражает структуру фундамента, которая в пределах полигона показывает изменчивую морфологию дна. На ЦМР четко видна смена ориентации и параметров типичного грядового рельефа кровли базальтового океанического слоя, формирующегося при аккреции коры в зоне спрединга вдоль срединно-океанических хребтов (СОХ) (рис. 2).

Структура ЮЗИХ на востоке стыкуется с системой СОХ в области тройного сочленения Родригес (рис. 1). Распределение значений возраста фундамента, построенное по данным [1], показывает в котловине смену ориентации изохрон на ~90°. Это указывает на то, что ~40 млн. лет назад

произошел разрыв практически симметричного фундамента СОХ спрединговой природы с вклиниванием рифтовой структуры ЮЗИХ перпендикулярно СОХ около тройного сочленения Родригес. Западный фланг СОХ приобрел новую рифтовую структуру и направление аккреции коры, при котором образовалась наблюдаемая конфигурация аномального магнитного поля с взаимно перпендикулярной ориентацией аномалий. Полигон 29-го рейса АНС пересекает зону смены ориентации (рис. 1).

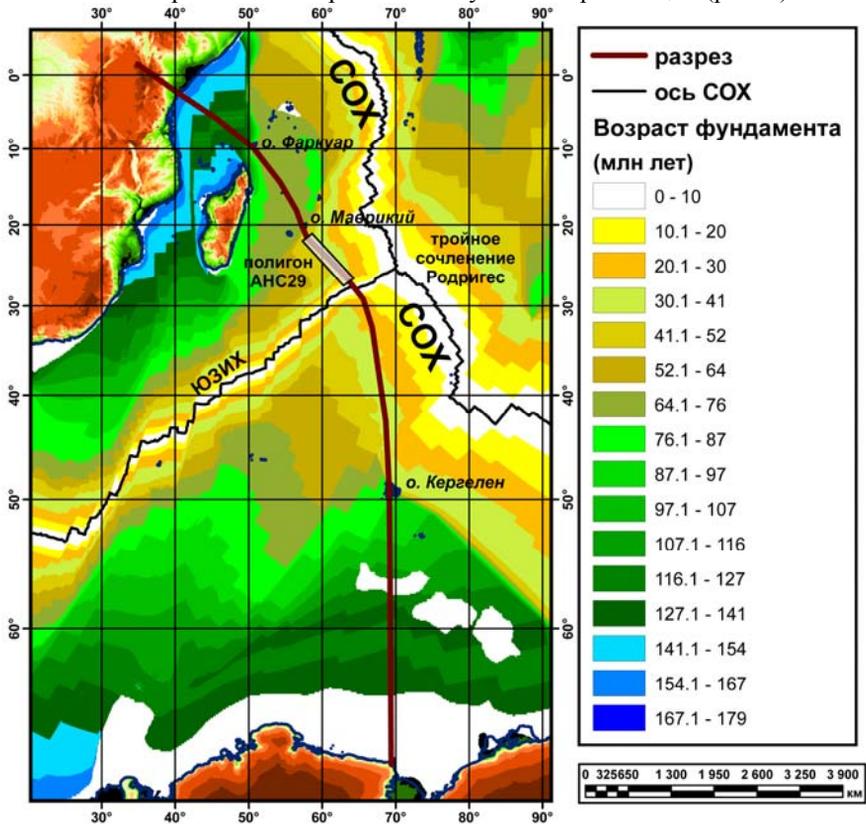


Рисунок 1. Положение сейсмотомографического разреза (рис. 2) и возраст фундамента по данным [1]. Серым прямоугольником показано положение полигона 29-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2012)

В пределах полигона четко выделяется область смены ориентации грядового рельефа с параллельной оси СОХ к северу от разрыва возрастных значений (рис. 2) на параллельную ЮЗИХ к югу от нее [8]. Кроме того, область ЮЗИХ представлена ультрамедленными значениями скоростей спрединга, и рельеф в ее пределах имеет более амплитудный разброс

значений с возвышенностями, наложенными на грядовые структуры.

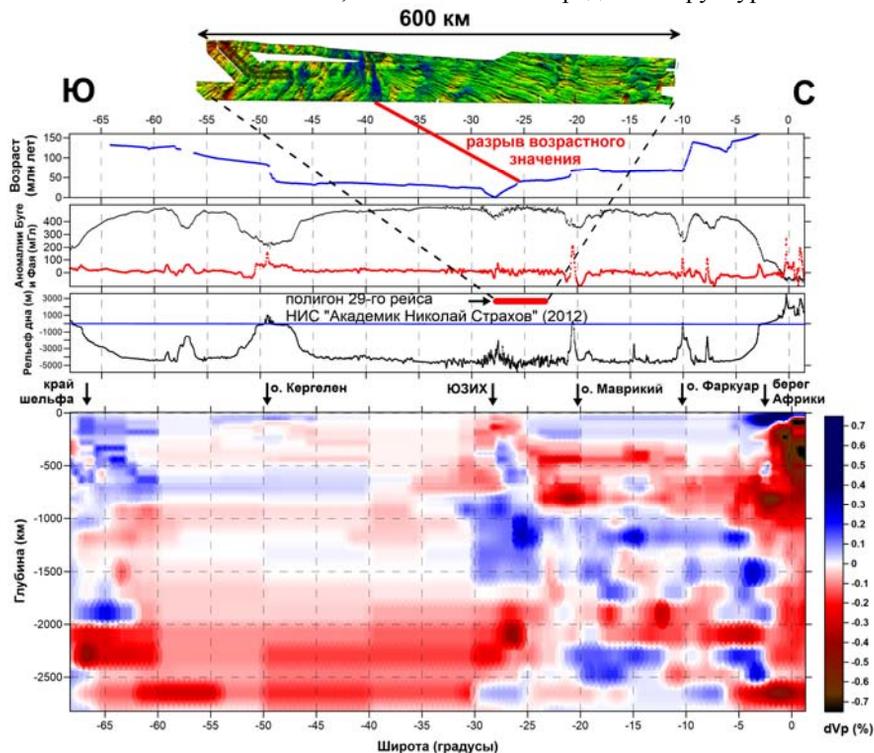


Рисунок 2. Рельеф полигона 29-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2012) с указанием его положения в пределах разреза, профиль возраста фундамента [1], аномалии Буге [7] и Фая [2], рельеф дна [3], сейстотомографический разрез объемной модели UU-P07 [4–6]. Положения разреза и полигона показаны на рис. 1.

Возрастные значения (рис. 2) вдоль субмеридионального профиля имеют отрезки с практически постоянными значениями и только в клиновидной области ЮЗИХ, примыкающей к тройному сочленению, можно видеть V-образное изменение возрастов по обе стороны хребта. Аномалии Буге, рассчитанные по данным рельефа дна [3] и аномалий Фая [2] (рис. 2), имеют практически постоянные значения в пределах разновозрастных участков котловин, но показывают глубокие минимумы с перепадом до 290 мГал в районах с зонами разуплотнения в верхней мантии. К таковым относятся: собственно ЮЗИХ с перепадом 80 мГал, о. Кергелен с перепадом 290 мГал, о. Маврикий с перепадом 150 мГал, о. Фаркуар с перепадом 250 мГал. Минимумы аномалий Буге также показаны на выходах профиля в континентальные окраины Антарктиды и Африки. Аномалии Буге около

внутриплитных вулканических образований в разрезе сейсмотомографии по данным модели UU-P07 [4–6] не имеют в мантии вертикальных подводящих аномалий типа «плюм». Но в интервале глубин от 100 до 500 км к югу от ЮЗИХ и от 300 до 900 км к северу от него устанавливаются «горячие» линзы с признаками горизонтальной расслоенности. Наличие таких линз на указанных глубинах обнаруживается в основном в Индийском океане. Вертикальные подводящие каналы к вулканическим постройкам в котловинах, скорее всего, имеют ширину меньше разрешающей способности томографии в данной модели (~50 км).

Непосредственно под ЮЗИХ на глубинах до 1500 км восходящий «горячий» мантийный поток отсутствует, а горизонтальные «горячие» линзы имеют под ЮЗИХ разрыв непрерывности (рис. 2), что указывает на отсутствие связи этой рифтовой структуры с мантийными аномалиями типа «плюм». «Горячая» аномалия вдоль оси ЮЗИХ наблюдается только до глубин ~200 км, как и в большинстве хребтов с медленными и ультрамедленными скоростями спрединга. В связи с формированием ЮЗИХ это указывает на наличие тангенциального воздействия на кинематику плит и подлитосферные течения со стороны факторов, не связанных с общемантийной конвекцией непосредственно в данной рифтовой структуре. ЮЗИХ мог возникнуть как зона локального растяжения при адаптации к неоднородной кинематике Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической плит. Кроме того, существует возможность отдельного конвективного яруса в верхней мантии от поверхности до глубин 1000 км. При формировании разрыва в восточной части ЮЗИХ начался процесс аккреции коры с морфологией поверхности базальтового фундамента, отличной от морфологии более скоростного западного фланга СОХ.

Таким образом, сопоставление глубинных характеристик мантии с данными по рельефу базальтовой коры и поверхностными геофизическими характеристиками показывают следующее.

1. Ортогональное вклинивание рифта ЮЗИХ в СОХ сформировало на поверхности грядовый спрединговый рельеф с ориентацией, отличающейся от более древнего (старше ~40 млн. лет) на 90°, и более высокими амплитудами форм рельефа с отдельными возвышенностями, наложенными на гряды. Смена морфологии сопоставляется с возрастом разрыва западного фланга СОХ и показывает связь амплитуд рельефа с замедлением скорости спрединга.

2. Отсутствие глубинного восходящего потока под ЮЗИХ и наличие «холодного» разрыва в мантийных «горячих» линзах указывает на действие тангенциальных сил, не связанных с общемантийной конвекцией, но возможно связано с конвекцией в верхнемантийном ярусе до 1000 км. Сочленение восточной части ЮЗИХ с СОХ ~40 млн. лет назад образовало новую ортогональную рифтовую структуру с более медленными скоростями, которая является адаптацией к неоднородной кинематике

прилегающих литосферных плит.

3. Аномалии Буге вдоль профиля в полной мере отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо больший эффект верхнемантийного разуплотнения, чем для активной межплитной границы ЮЗИХ.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу. Работа выполнена при финансовой поддержке темы ГИН РАН № FMMG-2023-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. doi:10.1029/2007GC001743.
2. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054. (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>)
3. GEBCO-2014 Grid, version 20150318, (<http://www.gebco.net>)
4. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 309–448.
5. Amaru M. Global travel time tomography with 3-D reference models // *Geologica Ultraiectina*. V. 274. Mededelingen van de Faculteit Geowetenschappen Universiteit Utrecht. 2007. Dissertation thesis. 174 p. ISBN: 978-90-5744-139-4
6. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // *Tectonophysics*. 2015. V. 658. P. 14–45.
7. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodesy*. 2012. V. 86. P. 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
8. Турко Н.Н. Рельеф дна Мадагаскарской котловины // *Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. V. М.: ИОРАН, 2017. С. 249–253.

Orthogonal wedging of the SWIR rift into the MOR formed a ridge spreading topography on the seabed with an orientation 90° different from the older one. The change in morphology is compared with the age of the MOR flank rupture and with the slowing down of the spreading rate. The absence of a deep mantle upwelling under the SWIR and the presence of a "cold" gap in the mantle "hot" lenses indicates the action of tangential forces unrelated to the general mantle convection. The Bouguer anomalies along the profile reflect deep density inhomogeneities, which for intraplate volcanic structures have a much greater effect of upper mantle decompression than for the active interplate boundary of the SWIR.

**Сушевская Н.М.¹, Дубинин Е.П.², Пейве АА³,
Лейченков Г.Л.⁴, Шишкина Т.А.¹**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской академии наук ГЕОХИ РАН, г. Москва, e-mail nadsus@gmail.com; ²МГУ, Геологический факультет, Музей землеведения, Москва; ³Геологический институт РАН, ⁴Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург)

Эволюция магматизма зоны разломов Эндрю Бейн–Дю Туа и подводных поднятий западной части Индийского океана

в условиях изменяющейся геодинамической обстановки

**Sushchevskaya N.M.¹, Dubinin E.P.², Peyve A.A.³,
Leitchenkov G.L.⁴, Shishkina T.A.¹**

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, ²MGU Moscow, ³ Geological Institute, RAS, Moscow, ⁴VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg)

The magmatic evolution in Andrew Bain–Du Toit fracture zones and the seamounts of the Western Indian Ocean under changing geodynamic conditions

Ключевые слова: толеитовый магматизм, изотопия, тектоника, горячие точки, Индийский океан.

При формировании рифтового магматизма и магм, подводных поднятий, западной части Индийского океана, расположенных вблизи рифтовых зон, помимо сугубо деплетированного астеносферного источника в процесс плавления был включен и обогащенный (континентальный) источник, типичный для древней литосферы Африканского континента, присутствие которого отсутствует в современных излияниях спрединговых зон западной части Индийского океана. Образование подводных поднятий связано с влиянием Африканского супер плюма.

Выявленные многочисленные кинематические и структурные перестройки Западной части Индийского океана и приантарктической части Южной Атлантики, хорошо выраженные в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато (рис. 1) [1, 2], должны были существенно сказаться и на характере магматизма. Особую роль в формировании Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) принадлежит зоне крупных демаркационных трансформных разломов: Дю Туа, Эндрю Бейн и Принц Эдуард, которые смещают два разновозрастных мегасегмента хребта друг относительно друга на расстояния до 1000 км и служат мощными структурными барьерами, разделяющими разные геодинамические провинции [1]. Изучение базальтов и долеритов, поднятых в 23 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, как со склона рифтовой долины, расположенной западнее южного пересечения с разломом Эндрю Бейн, так и с северо-западного борта разлома, расположенного в 60 км и 150

км от его южного пересечения [4], позволило проследить эволюцию толетового магматизма, по крайней мере, в течение 20–30 млн. лет.

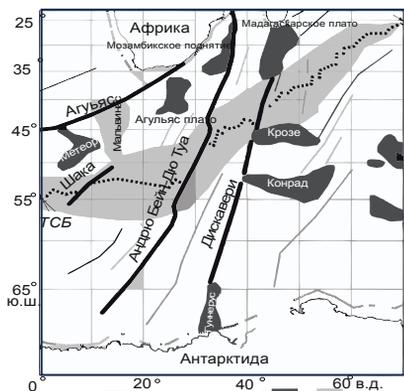


Рис.1. Структурная схема западной части Индийского океана по [3]
1-главные демаркационные разломы, 2-разломные нарушения, 3-современная зона спрединга, 4-береговая линия, 5-поднятия, 6-современные и палеоспрединовые хребты

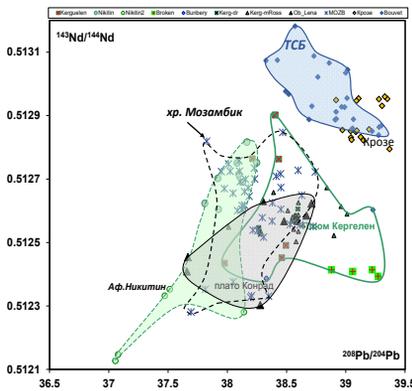


Рис.2. Изотопные различия поднятий западной части Индийского океана, связанных с плюмовым магматизмом. Построено с использованием данных работ [12,13].

Результаты петролого-геохимического исследования базальтов показали, что если в пределах рифтовой долины ЮЗИХ развиты толеиты, обогащенные Na и обедненные Fe (генетический тип Na-TOP), то в западном борту разлома Эндрю Бейн присутствуют базальты глубинного типа TOP-1 [5]. Излияние магм выявленных петрогенетических типов отражает изменение геодинамического режима, в ходе которого произошла смена условий выплавления с более глубинных и высоко температурных (в интервале давлений 20–10 кбар, средняя $T=1300^\circ\text{C}$, $F\geq 15\%$) на менее глубинные ($P=15-4$ кбар, $T=1250^\circ\text{C}$, $F\approx 10\%$). Если толеиты TOP-1 развиты преимущественно вблизи горячих точек, то малоглубинные характерны для относительно холодных областей Индийского и Атлантического океанов, таких как область экваториальных разломов, хребет Книповича, восточное окончание ЮЗИХ. Выявленные различия в первичных расплавах толеитов рифтовой долины и трансформного разлома Эндрю Бейн прослеживаются и в составах ликвидусных оливинов, которые подчеркивают, что ликвидусные оливины более раннего этапа генерации разломной зоны Эндрю Бейн, существенно обогащены Ni и обеднены Mn, что может свидетельствовать о включении в процесс плавления пироксенитового вещества. Этот компонент представляет собой либо рециклированную через глубокую мантию океаническую литосферу [6], либо фрагменты ранее образованной океанической коры, впоследствии вовлекающиеся в плавление при перескоке осей спрединга [7, 8]. Подобный процесс типичен для района тройного сочленения Буве (ТСБ), где по содержанию примесных элементов элементов в оливинах выявлена существенная неоднородность плавящегося

источника [7].

Установленная специфика в составах первичных магм и ликвидусных оливинов в районе разлома Эндрю Бейн связана со сменой геодинамического режима за последние 30 млн. лет, когда сформировалось современное положение ТСБ [9]. Можно предполагать, что в ранние этапы формирования ЮЗИХ в данном районе около 30 млн. лет генерация расплавов происходила в интервале давлений 20–10 кбар, при средней $T=1300^{\circ}\text{C}$, испытывая воздействие горячей точки Буве, влияние которой прекратилось к современному этапу развития ЮЗИХ, а условия генерации толеитов сменились на наименее глубинные ($P = 15\text{--}4$ кбар, $T=1250^{\circ}\text{C}$), типичные для относительно холодных зон медленно-спрединговых хребтов Атлантики и Индийского океана.

Геохимические характеристики обогащенных толеитов разлома Эндрю Бейн, включая данные по изотопам Sr, Nd, Pb, близки к обогащенным магмам поднятий Индийского океана – Крозе, Марион, Буве, но отличаются от поднятий Конрад, Аф. Никитина, базальтов Маскаренского хребта (рис.2). Образование данных поднятий связано с проявлением плюмового магматизма на ранних этапах раскрытия западной части Индийского океана и Южной Атлантики. Проявленный в толеитах разломной зоны Эндрю Бейн, ТСБ обогащенный источник типа НМУ отражает, главным образом, примесь древней континентальной Гондванской мантии, возможно с примесью источника с характеристиками EM-II (мантия с повышенным отношением Rb/Sr). Подводные поднятия возможно образовывались под влиянием Африканского супер-плюма, начиная с мезозойского времени, когда он проявился в виде плюма Кару-Мод, приведшему к расколу Гондваны около 183 млн. лет назад [10], а в дальнейшем соучаствовал в формировании горячих точек южной Атлантики и западной части Индийского океана [11]. При формировании рифтового магматизма, а также магм подводных поднятий, расположенных вблизи рифтовых зон, помимо сугубо деплетированного астеносферного источника в процесс плавления был включены фрагменты древней литосферы Африканского континента, которые отсутствуют в современных излияниях спрединговых зон западной части Индийского океана.

Работа выполнена при поддержке темы Государственного задания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сушевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника 2013. № 3. С. 3–30.
2. Müller C.O., Jokat W. The initial Gondwana break-up: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // Tectonophysics. 2019. V. 750. P. 301–328.

3. Кохан А.В., Е.П. Дубинин, Сушевская Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. № 4. С. 3–24.
4. Пейве А.А, Сколотнев С.Г. Особенности составов базальтов западной части разлома Эндрю Бейн Юго-Западно-Индийского хребта // ДАН. 2017 Т. 477. № 4. С. 441–447.
5. Сушевская Н.М., Щербаков В.Д, Пейве А.А и др. Формирование океанической коры в пределах района разломной зоны Эндрю Бейн Юго-Западного Индийского хребта (по данным петролого-геохимического изучения) // Геохимия. 2024. № 1.
6. Hofmann A.W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements // Treatise on geochemistry. Elsevier, 2003. V. 2. P. 61–101.
7. Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика) // Геохимия. 2003. № 1. С. 3–24.
8. Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М. и др. Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1633–1648 .
9. Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о земле 1999/ Т. 1. № 5. С. 423–435.
10. Duncan R.A., Hooper P.R., Rehacek J. et al. The timing and duration of the Karoo igneous event, Southern Gondwana // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 18127–18138.
11. Сушевская Н.М., Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде // Геохимия. 2022. Т. 67. № 6. С. 1–22.
12. Bretona T., François N., Sylvainichat et al. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot // Earth Planet. Sci. Letters. 2013. V. 376. P. 126–136.
13. Сушевская Н.М., Левченко О.В., Беляцкий Б.В. К вопросу о магматизме и природе поднятия Афанасия Никитина в свете находки циркона с возрастом около трех млрд. лет // Океанология. 2022. № 1. С. 1–16.

In the western part of the Indian Ocean depleted asthenospheric source and an enriched (continental) source, typical for the ancient lithosphere of the African continent, defined during the of rift and seamount magma formation. The origin of hot spots is associated with the influence of the African super plume.

Съедин В.Т.¹, Плетнев С.П.¹, Седышева Т.Е.²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, e-mail:sedin@poi.dvo.ru; ²ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия)

Геологические этапы эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)

S'edin V.T.¹, S.P. Pletnev¹, Sedysheva T.E.²

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, ²VNIIOceanologia, St. Petersburg)

Geological Stages of the evolution of the guyots of the Magellan seamounts (Pacific Ocean)

Ключевые слова: вулканические комплексы, тектоно-магматические этапы, палеогеографические этапы, Магеллановы горы

Выделяется 5 крупных возрастных комплексов для гайотов Магеллановых гор: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел – ~160–140 (?) млн. лет); 2 – раннемеловой (поздний баррем (?) – апт-альбский – ~127–96 млн. лет); 3 – позднемеловой (позднесенонан (?) – турон-раннекампанский – ~95–76 млн. лет); 4 – позднемеловой (позднекампан–маастрихтский – ~74.5–66.0 млн. лет); 5 – кайнозойский – 66–0 млн. лет.

Магеллановы горы расположены в южной части северо-западного сектора Тихого океана. В их изучении активное участие, кроме России, принимают Япония, Китай, Южная Корея и США. В нашей стране наиболее значительная роль в их изучении принадлежит АО «Южморгеология».

Известно, что гайоты сложены разновозрастными образованиями [1–4]. Однако, их детальная характеристика обычно отсутствуют.

В настоящее время на основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплекса: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел – ~160–140 (?) млн. лет); 2 – раннемеловой (поздний баррем (?) – апт-альбский – ~127–96 млн. лет); 3 – позднемеловой (позднесенонан (?) – турон-раннекампанский – ~95–76 млн. лет); 4 – позднемеловой (позднекампан–маастрихтский – ~74.5–66.0 млн. лет); 5 – кайнозойский – 66–0 млн. лет. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание или пьедестал, основное тело, небольшие наложенные структуры 2-го порядка) [5]. В основу этого разделения положены многочисленные (71 датировка) определения изотопного возраста, полученные нами К-Аг методом в одной лаборатории (аналитик В.А.

Лебедев, ИГЕМ РАН), а также опубликованные данные. Всего в настоящей работе использованы 122 датировки по 12 гайотам в диапазоне 15–129 млн. лет – (78 определений – К-Аг метод и 44 определения – ^{39}Ar - ^{40}Ar метод).

Позднеюрско–раннемеловой (1-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам, поднятых с гайотов Магеллановых гор. Его выделение основывается на общей геологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1–3, 5–8 и др.]. В скв. 801С (котловина Пигафетта), расположенной несколько северо-восточнее Магеллановых гор, вскрыт щелочной силл позднеюрского (157.4 ± 0.5 млн. лет) и толеитовые базальты среднеюрского (166.8 ± 4.5 млн. лет) возраста [9]. Этот факт позволяет уверенно говорить о проявлении щелочного магматизма в позднеюрское время в данном районе. Наиболее древние осадочные породы имеют аптский (125–120 млн. лет) возраст [5, 10]. Вероятно, в позднеюрско-раннемеловое время на рубеже юры и мела (около 150 млн. лет) и были сформированы основания (пьедесталы) до 4500–4000 м) гайотов Магеллановых гор.

Раннемеловой – позднебаррем(?) – апт-альбский (2-ой комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам, и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 129–96 млн. лет (баррем – ранний апт – ранний сеноман) в количестве 39 датировок имеются для 7-и гайотов. Они получены как К-Аг (12 датировок), так и Аг-Аг (27 датировок) методом. Наиболее древние определения (от 129.0 ± 2.0 до 117 ± 0.9 млн. лет) получены Аг-Аг методом для гайотов Кесада, Коцебу, Говорова и Ита-Май-Тай [11, 12]. В скв. 800А и 802 вскрыты базальтовые силлы соответственно позднебарремского (126.1 ± 0.7 и 126.1 ± 0.9 млн. лет) и позднеаптского (114.6 ± 3.2 млн. лет) возрастов [9]. Кроме этого, в нескольких скважинах (скв. 585; 800А; 801С) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 300 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт–альбского возраста [2, 5, 13]. Известно, что в апт–альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [5, 10]. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в раннемеловое (127–96 млн. лет) время район Магеллановых гор и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять для гайотов Магеллановых гор раннемеловой (позднебаррем(?)) – апт – альбский) возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап.

Позднемеловой – поздний сеноман (?) – турон – раннекампанский (3-ий комплекс) возрастной вулканический комплекс также выделяется на

основании многих датировок радиоизотопного возраста и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95–76 млн. лет (поздний сеноман – ранний кампан) в количестве 44 датировки имеются для 9 из 11 гайотов. Они получены как K-Ar (29 датировок), так и Ar-Ar (15 датировок) методом [11, 12]. Ar-Ar определения располагаются в интервале 95.6–85.8 млн. лет (поздний сеноман – турон – коньяк). Датировки, полученные K-Ar методом, имеются для 7-ми гайотов, и располагаются в интервале 95.6–76.0 млн. лет (поздний сеноман – ранний кампан). В скв. 802 ODP разбурены сеноман(?) – коньяк – позднекампанские вулканокластические турбидиты, формирование толщи которых совпадает по времени с 3-им и 4-м вулканическими комплексами. В позднемеловое (позднесеноман-турон-раннекампанское – 95–76 млн. лет) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма, а их вершинные части выходили на поверхность, о чем свидетельствует наличие красноцветно измененных базальтов и находки малакофауны в осадочных отложениях этого возраста [5, 10]. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой – поздний сеноман(?) – турон – раннекампанский возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы этого комплекса, наряду с образованиями 2-го (раннемелового) комплекса формируют основное тело гайотов – от глубин 4000–3500 м до их современных вершин.

Позднемеловой – позднекампан-маастрихский (4-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах Сайпан и Пигафетта. Определения в интервале 74.5–66 млн/ лет (поздний кампан – маастрихт) в количестве 21 датировок имеются для 8 из 11 гайотов. Они получены главным образом K-Ar методом и только одно определение (гайот Федорова) получено Ar-Ar методом. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585, 802), разбурены кампан – маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [2, 3, 13]. Это свидетельствует о проявлении активного вулканизма в самом конце позднемелового (позднекампан – маастрихт) времени на гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в самом позднем мелу гайоты Магеллановых гор, после незначительного перерыва в раннекампанское время, вновь стали областью активного вулканизма. Все это позволяет выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой позднекампан-маастрихтский возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап. Однако интенсивность позднекампан-маастрихтского вулканизма (4-ый комплекс, 21 датировка), похоже, была значительно слабее по отношению к магматизму позднесеноман – турон –

раннекампанского (3-ий комплекс, 44 датировки). В маастрихте на основных телах гайотов начали формироваться небольшие наложенные вулканические структуры 2-го порядка [5, 14].

Кайнозойский вулканический комплекс (5-ый комплекс, комплекс кайнозойской активизации) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор. Определения (18 датировок) отвечающие кайнозойскому времени (65–15 млн. лет, ранний палеоцен-средний миоцен) имеются для 6 из 12 гайотов. Подавляющее большинство определений получены К-Аг методом, и только одно (19.9 ± 0.8 млн. лет) – Аг-Аг методом [11]. При этом на гайоте Говорова имеется 9 датировок отвечающих кайнозойскому времени, на гайоте Коцебу и Альба – две, а на остальных трех гайотах (Гордина, Вулканолог, Паллада) – по одной. Самое «молодое» определение, отвечающее среднемиоценовому времени (15.0 ± 2.0 млн. лет), получено для гайота Альба [2, 5]. Мы полагаем, что кайнозойский возрастной вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50–60 млн. лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует, скорее всего, процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие наложенные структуры 2-го порядка, обычно приуроченные к их платообразной поверхности [5, 14]. Согласно работе [14] на всех гайотах Магеллановых гор обнаружены многочисленные локальные «осложняющие» вулканические постройки в виде конусов и куполов. Имеющиеся данные для пород гайотов Магеллановых гор, а также анализ обширного материала по горам, хребтам и островам Тихого океана [15] и Филиппинского моря, позволяют разделить крупный кайнозойский (порядка 50–60 млн. лет) тектоно-магматический этап в эволюции этих структур на 3 более мелких этапа: 1 – поздний палеоцен – среднеэоценовый; 2 – позднеолигоцен – раннемиоценовый; 3 – среднемиоцен – позднемиоценовый (плиоцен – плейстоценовый?). Кайнозойский тектоно-магматический этап отражает этап кайнозойской активизации в эволюции гайотов Магеллановых гор.

Палеогеографические этапы осадконакопления установлены нами на основе изучения осадочных пород гайотов Магеллановых гор. Судя по стратиграфическому разрезу осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени [2, 10]. То есть, к этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться, но и на них возникли нормальные морские условия для роста и образования рифовых биогермов. Выделяется 5 палеогеографических этапа развития гайотах Магеллановых гор, каждый из них соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор. Отчетливо выделяются 2 регрессивных цикла: **1-ый (апт – среднеальбский)** и **3-ий (турон – раннекампанский)**; а также 3 трансгрессивных цикла: **2-ой**

(позднеальб – сеноманский); 4-ый (позднекампан – маастрихтский) и 5-ый (кайнозойский) этапы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
3. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
4. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103–126.
5. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Влад-к: Дальнаука, 2020, 200 с.
6. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т.1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2003. 350 с.
7. Голубева Э.Д. Толейтовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
8. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Влад-ок: Дальнаука, 2009. 132 с.
9. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 129. P. 389-404.
10. Плетнев С.П. Основные типы осадочных пород апт-сеноманского возраст на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан). // Тихоок. Геол. 2019. Т. 38. № 5. С. 45–55.
11. Перетяжко И. С и др., Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом Океане на протяжении 100 миллионов лет // Геол. и геоф. 2023. Т. 64. № 1. С. 3–33.
12. Koppers A.P. et. al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53–68.
13. Initial Reports of the DSDP. 1985. V. 89. 998 p.
14. Мельников и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2016. Т. 35. № 6. С. 38–46.
15. Cloud V., Bonneville A. Ages of Seamounts, islands and plateaus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000). // <http://www.ufp.geos>.

We have been identified five age volcanic units: 1 – Late Jurassic– Early Cretaceous (earliest Cretaceous – ~160–140 (?) Ma); 2 - Early Cretaceous (Late Barremian (?)– Aptian –Albian – ~127–96 Ma); 3 – Late Cretaceous (Late Cenomanian (?) – Turonian – Early Campanian – ~95–76 Ma); 4 – Late Cretaceous (Late Campanian – Maastrichtian – ~74.5–66.0 Ma); 5 – Cenozoic – 66–0 Ma.

**Шайхуллина А.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П.,
Булычев А.А.**

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: anzhela.shaikhullina@gmail.com)

**Структурное районирование северо-восточного сектора
Индийского океана по геофизическим данным
Shaikhullina A.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P.,
Bulychev A.A.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

**Structural zoning of northeastern part of the Indian Ocean by
geophysical data**

Ключевые слова: Индийский океан, структурное районирование, гравитационные аномалии, магнитные аномалии, точка тройного соединения

Исследование глубинного строения коры и развития тектоносферы северо-восточного сектора Индийского океана остается до настоящего времени актуальной задачей. По результатам анализа потенциальных полей, с привлечением дополнительной геофизической информации, а также кластерного анализа составлена структурная схема исследуемого региона.

Северо-восточная часть акватории Индийского океана включает разнообразные по истории возникновения структуры. Эволюция и развитие региона остается до настоящего времени актуальной задачей. Модели реконструкции плит предполагают начало формирования сектора во время отделения Индии от Антарктиды в раннемеловое время (хрон M0–M9n ~ около 133 млн. лет назад). В этом бассейне предполагается наличие точки тройного соединения, динамика развития и местоположение, которой мало изучены [2].

В настоящем исследовании использовались глобальные модели потенциальных полей, а именно аномалии силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 по гридам аномалий силы тяжести в свободном воздухе [4] и батиметрическому гриду [6], а также аномальное магнитное поле EMAG2v3 [3]. Кроме этого, использовались результаты идентификации магнитных аномалий по глобальным моделям [5], а также по профильным магнитным исследованиям [2].

Разложение потенциальных полей на высокочастотные и низкочастотные компоненты, а также качественный анализ аномальных особенностей, рассчитанных гридов, с использованием результатов идентификации магнитных аномалий, позволило выделить области, имеющие различное строение и историю развития тектоносферы. Исследуемая область отличается сложным сочетанием особенностей

рельефа дна и характера аномальных полей и их частотных компонент. Стоит отметить, что анализ выполнялся как визуально отдельно для каждого поля и его компонент, так и с помощью технологии кластерного анализа с использованием разных наборов входных гридов по нескольким алгоритмам [1]. В конечном итоге на основании всех полученных результатов, сформирована итоговая структурная схема северо-восточной части Индийского океана по геофизическим данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чепиго Л.С. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022610137 GravMagInv, 10 января 2022 (<https://fips.ru/EGD/3802bc21-d68a-427b-b34d-66c0d1054271>).
2. Desa M.A., Ismaiel M., Suresh Y., Krishna K.S. Oblique strike-slip motion off the Southeastern Continental Margin of India: Implication for the separation of Sri Lanka from India // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 156. P. 111–121.
3. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. NOAA National Centers for Environmental Information. 2017: URL:<https://doi.org/10.7289/V5H70CVX>. Accessed [30/08/2023].
4. Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67. Doi:10.1126/science.1258213. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>, URL:<http://topex.ucsd.edu>.
5. Seton M., Whittaker J., Wessel P., Müller R. D., DeMets C., Merkouriev S., Cande S., Gaina C., Eagles G., Granot R., Stock J., Wright N., Williams S. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 5. № 4. P. 1629–1641. Doi:10.1002/2013GC005176.
6. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. V. 277. P. 1956–1962. Doi:10.1126/science.277.5334.1956.

The study of the deep structure of the crust and the development of the tectonosphere of the northeastern sector of the Indian Ocean remains an urgent task to this day. Based on the results of the analysis of potential fields, with the involvement of additional geophysical information, as well as cluster analysis, a structural diagram of the region under study was compiled.

**Шрейдер А. А., Бреховских А. Л., Сажнева А.Э.,
Клюев М.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: aschr@ocean.ru,
alexex@ocean.ru)

**Кинематика океанической коры котловины Амундсена
(Евразийский бассейн) в кайнозое**

Schreider A. A., Brehovskih A. L., Sazhneva A.E., Klyuev M.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Kinematics of the oceanic crust of the Amundsen Basin
(Eurasian Basin) in the Cenozoic**

Ключевые слова: Арктика, котловина Амундсена, кинематика и эволюция литосферы

Комплексная геолого-геофизическая характеристика особенностей строения рельефа дна, параметров седиментации и поверхности акустического фундамента (по имеющемуся данным) позволяет количественно оценить параметры кинематики развития котловины Амундсена в кайнозое.

По опубликованным сейсмическим данным, несущих в пункте сейсмического зондирования сведения одновременно о рельефе дна, мощности осадков и поверхности акустического фундамента проведено одно из первых систематических изучений эволюции океанической коры в котловине Амундсена (Евразийский бассейн) с учетом современных данных о возрасте. Это позволило уточнить известные из литературы сведения о развитии котловины Амундсена в кайнозое. Получилось, что мощности осадочных пород в пределах коры с возрастом более 35 млн. лет испытывают значительные вариации в пределах от значений в сотни метров до 3–5 км. Различия в распределении питающих провинций и скорости поступления осадочного материала вдоль континентальной окраины Сибири обусловили такой результат. Одновременно акустический фундамент погружался от величин примерно 4 км (возрасте литосферы около 8 млн. лет) до 7 км (возрасте более 50 млн. лет). Это соответствует общепланетарной закономерности заглубления океанической коры во времени.

Настоящая работа выполнена в рамках Государственного задания № FMWE-2021-0004.

The integrated geological and geophysical characterization of the features of the bottom relief structure, sedimentation parameters and acoustic basement surface (according to the available data) allows us to quantitatively estimate the parameters of the kinematics of the Amundsen Basin development in the Cenozoic.

**Romanko A.E.¹, Imamverdiyev N.A.², Vikentev I.V.³,
Rashidi B.⁴, Heidari M.⁵, Savichev A.T.¹, Dubensky A.S.¹,
Ermolaev B.V.¹, Poleshchuk A.V.¹**

(¹Geological Institute RAS, Moscow, a-romanko@ya.ru; ²Baku State University, Baku, Azerbaijan; ³Institute of geology of ore deposits RAS, Moscow; ⁴Satrap Resources, Perth, Australia, ⁵Karand Sadr Jahan Mines and Mineral Industries, Mashhad, Iran)

On a tectonics, magmatism and hydrocarbons (HC, oil-gas) of the South Caspian Sea basin and adjacent structures, Middle East: some problems and constraints

**Романько А.Е.¹, Имамвердиев Н.А.², Викентьев И.В.³,
Рашиди Б.⁴, Хейдари М.⁵, Савичев А.Т.¹, Дубенский А.С.¹,
Ермолаев Б.В.¹, Полещук А.В.¹**

(¹Геологический институт РАН, г. Москва; ²Бакинский Государственный Университет, г. Баку, Республика Азербайджан; ³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, ⁴Satrap Resources (Satrap Resources), г. Перт, Австралия, ⁵Каранд Садр Яхан Маинз (Karand Sadr Jahan Mines and Mineral Industries Company), г. Мешхед, Иран)

К тектонике, магматизму и углеводородам (УВ) Южного Каспия и смежных структур, Ближний Восток: некоторые проблемы и ограничения

Keywords: South Caspian Sea basin and adjacent structures, Middle East, tectonic-magmatic-hydrocarbons (oil-gas) peculiarities, specific tectonic-magmatic regime, some problems and constraints

Joint analysis of tectonics, magmatism, metallogeny, and hydrocarbons (HC – oil-gas) for the South Caspian basin and adjacent structures (Alpine time mainly) is important for economics and science. Different anomalies and degassing here are of interest too.

South Caspian Sea basin and adjacent structures in the Middle East are of great importance, surely. We discuss some new and previous data on notable problems of tectonics, magmatism, metallogeny (Alpine time mainly), **hydrocarbons** (HC or oil-gas), and events correlation. Specific **anomalous** deep regime and degassing of CH₄, H₂ etc. due to a giant African superPlume activity in this really outstanding region are noted too. Such points discussed as follows:

1. Alpine North-Eastern (NE) tectonic zoning exists in this region up to Present (Q4). Anomalous long-lived African superPlume activity (by High resolution tomography of Bull, McNamara and Ritsema, 2009 etc.) strongly influences on regional tectonics, related magmatism and fluid regime, and even controls them sometimes (Fig.). Known delamination of lithosphere root in Anatolia, Turkey (Keskin, 1994) probably relates to this superPlume too. Also, there are different **anomalies** in this region on gravity, hydrocarbons (HC),

degassing etc.

2. Miocene – Recent (N1-Q) **intraplate** magmatism with: different subalkaline-alkaline rocks directly relates to superPlume mentioned. There are data about Sr, Ca etc. input in upper younger Caspian Sea **sediments** from the lower older magmatites. Such magmatic trend exists as: Quaternary carbonatites, Hanneshin, Helmand block (Afghanistan) – Ca-rich volcanites with CaO up to 34.8% – trachyandesites with CaO = 7.2%.

3. Oligocene-Recent (Pg3-Q) calc-alkaline **subduction-related** rocks are as antipodes to mentioned intraplate rocks (intrusive, extrusive and volcanoclastic ones). Relation with African superplume is not formally necessary, but there are our data about **warmer** calc-alkaline rocks here, ex., warm melt inclusions in them with T crystallization as **1180°C** (Romanko et al., 2019 etc.).

4. Decreasing of **earthquakes** activity from South to the Middle Caspian Sea, at least (Khain, Bogdanov, 2003 etc.). Also, V. Khain stressed HC (oil-gas) resources decreasing from Persian Gulf to North Caspian Sea.

4. Lesser order HC **zoning (west to east: oil - gas)** in the South- Middle Caspian Sea exists. It is strange – is Great Caucasus a barrier for HC in lesser order?

5. There is unusual regional tectonic - HC correlation in Iraq - South Caspian: more compression and oil in the **west** of region versus less compression and gas in the east of region up to the **east** Turkmenistan with, however, non-deep sea conditions (transitional facies) here. But HC zoning is not quite clear.

6. **Other HC north-south (N-S) zoning** is as follows: HC in the old rocks - since Devonian up to Paleogene (D-Pg) – **North** Caspian Sea vs. HC in Triassic-Jurassic, Paleogene rocks in the **Middle** Caspian Sea, and in Low Pliocene (N2) rocks - **South** Caspian Sea. It could be in agreement with northeastern (NE) superplume activity decreasing. Fairly rare coal – HC coexisting could be also in agreement with a long strong degassing in this warm region. Preliminary proposed that the age of many Caspian Sea HC fields and simply deposits is similar young – ca. Quaternary? despite regularly older HC-bearing layers to the north, as said above. Also, giant HC resources in **Saudi Arabia** – Caspian region could be related with this hot regime. (Such chemical data exist as: ca 700:1 for NonOrganic carbon vs Organic one by Prof. Rudenko et al., Chemical Faculty, MSU). HC localizations are in agreement with a regional general geology. Deep H₂ plus C from sediments give CH₄ in a sedimentary cover. Also, deep CO₂ and CH₄ could help in HC formation or maturation. Surely, the oil genesis is **traditional – organic** one, no any doubts about it despite renew of HC detail genesis discussion.

7. There is a good correlation as detailed HC structural map - HC maximum. It is in agreement with a young concrete HC localization despite the different age of host rocks. Important that: Mud volcanoes (using also 2016 data and consultation of known specialist V. Kholodov) – HC – Salt – (flora?) etc. in the Caspian Sea region is the very **one system**.

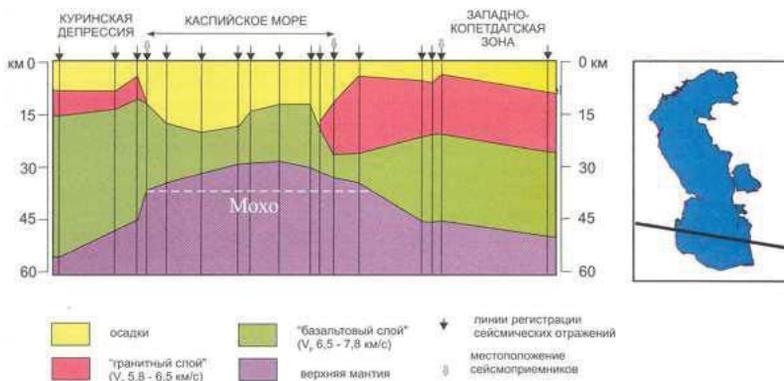


Figure. South Caspian important mantle anomaly. West to East =left to right, after Jackson, 1992, with adding by Astafiev et al., 2017.

We are very grateful to a known Iranian trio - A. Houshmandzadeh, M.A.A. Nogole-Sadat† and E.L. Romanko†; also to M. Rodkin, D. Astafiev, A. Kouzin, B. Golubov†, V. Slavinsky, N. Koronovsky† and M. Goncharov† et al.; G. Gogonenkov et al., Yu. Volozh et al., M. Antipov, V. Kholodov†, V. Trifonov, A. Kasimov, V. Prokofiev and V. Naumov's team, A. Gernis, V. Yarmolyuk, V. Volkov†, P. Christie, H. Posamentier. Many our cordial thanks to many geo-colleagues for productive consultations, hot discussions and different help.

This work was made due to the State program of the Geological Institute RAS.

Комплексный анализ аномальных тектоники и магматизма (альпийское время в основном), углеводородов (УВ), металлогении Южного Каспия и некоторых смежных структур представляется исключительно продуктивным в экономическом и научном смысле. Сочетание различных аномалий и дегазация также весьма важны.

Научное издание
Сборник

ISBN 978-5-6051054-2-8

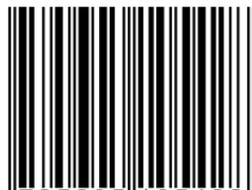
DOI: 10.29006/978-5-6051054-2-8-2023

Геология морей и океанов
Материалы XXV Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии.

Том III.

Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
2023. – 228 с.

ISBN 978-5-6051054-2-8



9 785605 105428 >

ISBN 978-5-6051054-2-8