



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

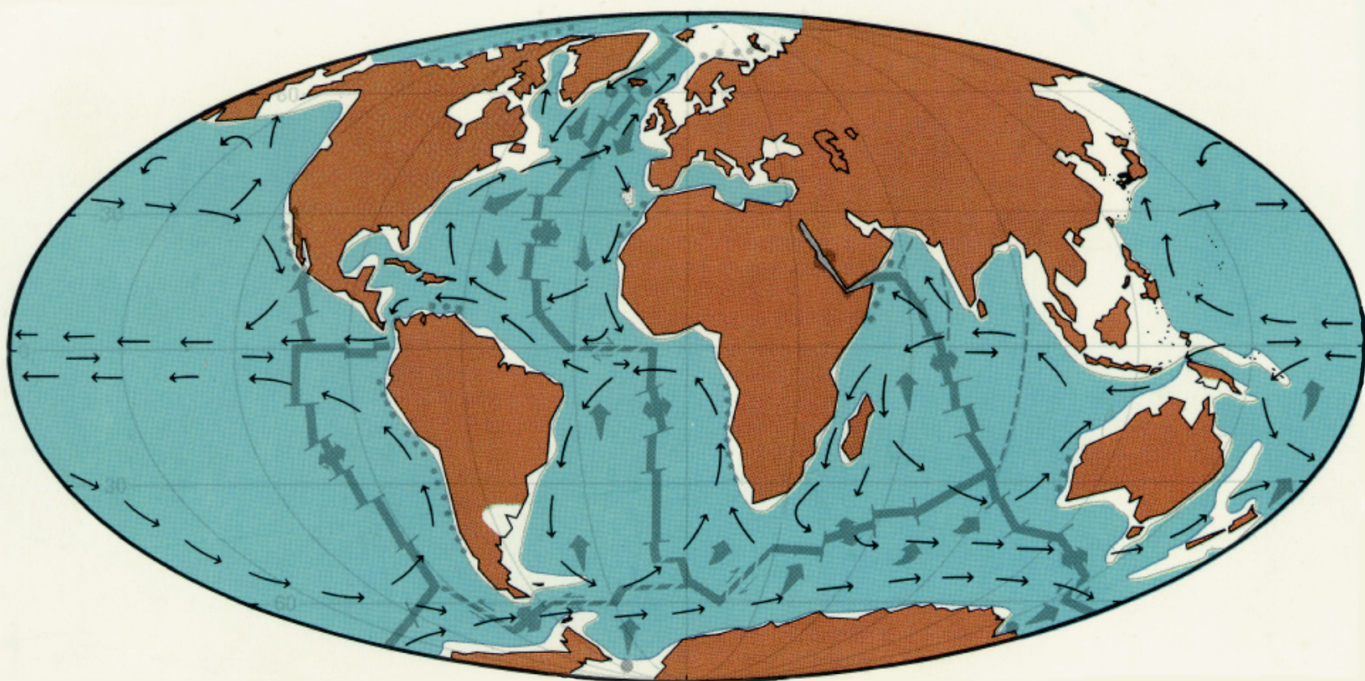


Материалы
XXVI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва
2025

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том IV



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

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 17–21 ноября 2025 г.

Том IV

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 17–21, 2025

Volume IV

Москва / Moscow
ИО РАН / IO RAS
2025

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. – М.: ИО РАН, 2025. – 268 с.

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

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

ISBN 978-5-6055274-0-4

DOI: <https://doi.ocean.ru/10.29006/978-5-6055274-0-4>

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 XXVI International Conference on Marine Geology. Vol. IV. – Moscow: IO RAS, 2025. – 268 pp.

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

Volume IV 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 978-5-6055274-0-4
ББК 26.221

© ИО РАН 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

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

<i>Аксентов К.И., Алаторцев А.В., Ким Д.В.</i> Уровни концентраций тяжелых металлов во взвеси и донных отложениях Амурского залива	15
<i>Берестов А.В., Котова Е.И.</i> Воздействие открытых горных работ на состав донных отложений в Онежском заливе Белого моря	18
<i>Глянцева Ю.С., Немировская И.А.</i> Особенности состава битумоидов в донных осадках устья Колымы	22
<i>Дорохова Е.В., Дара О.М., Сивков В.В.</i> Сорбционный потенциал донных осадков Гданьской впадины Балтийского моря	27
<i>Коробов В.Б., Лохов А.С., Алабян А.М.</i> Определение площади водосбора малых рек в системе «река–озеро–море» в задачах геоэкологии	30
<i>Костенко Д.Ф., Федоров Ю.А., Доценко И.В., Михайленко А.В.</i> Характеристика физико-химических показателей в каскадной системе «Таганрогский залив – эстуарий р. Миус»	35
<i>Кузнецов А.Н., Дергачев К.Ю., Рязанцева И.А.</i> Нефтяное загрязнение прибрежных вод в районе крушения танкеров в Керченском проливе: текущий и ретроспективный анализ	40
<i>Литвиненко И.В., Куришева А.В., Закариянова М., Моргунова И.П.</i> Состав и содержание ПАУ в донных отложениях южной части побережья озера Байкал (район г. Байкальск, п. Солзан)	45
<i>Наумов И.А.</i> Геоэкологические условия в районе залежи песка на подводном береговом склоне в Юго-Восточной Балтике	50
<i>Немировская И.А., Завьялов П.О., Медведева А.В., Коновалов Б.В., Сапожников Ф.В., Халиков И.С., Реджепова З.Ю.</i> Углеводороды в воде и донных осадках	54

Черного моря после аварийного разлива мазута в декабре 2024 г.

<i>Немировская И.А., Островская Е.В.</i> Углеводороды в воде и донных осадках дельты Волги	59
<i>Питерниекс Е.Д., Данченков А.Р., Белов Н.С.</i> Оценка влияния рекреационной нагрузки на морфодинамику склонов прибрежных дюн	64
<i>Попов С.С.</i> Содержание нефтепродуктов в почвах прибрежных территорий залива Русская гавань о. Северный (Новая Земля)	68
<i>Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А.</i> Особенности морских берегов Ростовской области	73

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

<i>Анохин В.М., Дудакова Д.С., Седышева Т.Е.</i> Результаты изучения тектонических уступов на дне Ладожского озера в 2025 г.	79
<i>Артемов О.А., Соколов С.Ю.</i> Деформации осадочного чехла и тектоника двойного трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)	84
<i>Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М.</i> Термоплотностные неоднородности и картина современных течений в мантии под океанами на основании 3D-модели современной геодинамики.	89
<i>Баранов Б.В., Цуканов Н.В., Дозорова К.А.</i> Подводные оползни, отложения перемещённого материала и контуритовые дрифты на Императорских подводных горах, северо-запад Тихого океана	94
<i>Бешок М.М., Черных А.А., Яковенко И.В.</i> К вопросу о глубинном строении хребта Альфа и Поднятия Менделеева	99
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусев А.А.</i> Новые данные о строении подводного вулканического	105

массива Эдельштейна (Курильская островная дуга) <i>Бобров А.М., Лобковский Л.И., Баранов А.А.</i> Глубинное строение мантии на основе модели глобальной геодинамики	109
<i>Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Структурная эволюция трансформного разлома Эндрю- Бейн (по данным физического моделирования)	113
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Геоморфология и неотектоника Онекотанской зоны, Курильские острова	118
<i>Борисов Д.Г., Иванова Е.В., Фрей Д.И., Левченко О.В.</i> Система эрозионных каналов в западной части разлома Вима (Центральная Атлантика)	123
<i>Валитов М.Г., Ли Н.С.</i> Особенности глубинного строения земной коры центральной котловины Японского моря	127
<i>Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В.</i> Природа источников магнитных аномалий в северном сегменте Восточно-Индийского хребта (0°–6° с.ш.)	132
<i>Габсатаров Ю.В., Лобковский Л.И., Баранов А.А.</i> Геодинамический мониторинг с использованием данных спутниковой геодезии на основе трехмерной глобальной геодинамической модели Земли	135
<i>Глазырин Е.А.</i> К влиянию подводных каньонов на сохранность пляжей (на примере подводного каньона Мзымты)	139
<i>Добролюбова К.О., Абрамова А.С.</i> Рыскание вершин клиновидных траверсных бассейнов: Галапагосский бассейн и трог Кинг	143
<i>Дорохов Д.В., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю.</i> Литолого- геоморфологические признаки придонных течений в Финском заливе	149
<i>Дубинин Е.П., Боголюбский В.А., Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Булычев А.А.</i> Тектоническое строение литосферы антарктического сектора Южной Атлантики	154
<i>Еришов А.В., Никишин А.М.</i> Механизм продольной	158

сегментации СОХ на примере хребта Гаккеля <i>Карнаух В.Н.</i> Покмарки возвышенности Северное Ямато (Японское море)	163
<i>Ковачев С.А., Крылов А.А., Либина Н.В.</i> Добротность земной коры моря Лаптевых согласно сейсмологическим данным	168
<i>Корзинин Д.В., Штрель М.Н.</i> Нелинейные свойства волн как фактор формирования песчаных валов по данным эксперимента в волновом лотке	173
<i>Кортаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А., Тихонова Н.Ф.</i> Особенности формирования побережий Чукотки и Корякского нагорья	177
<i>Крыленко В.В., Крыленко М.В.</i> Исследование форм подводного рельефа Бакальской банки (Каркинитский залив Черного моря)	181
<i>Крылов А.А., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Новиков М.А., Рукавишников Д.Д.</i> Сейсмотектонический фактор в флюидодинамических и оползневых процессах в море Лаптевых	186
<i>Левченко Д.Г.</i> Источники инфранизкочастотных (0.005– 0.5 Гц) сейсмических сигналов и особенности их регистрации на океаническом дне	189
<i>Леонтьев И.О., Корзинин Д.В.</i> Смещения береговой линии, обусловленные сезонными колебаниями волновой активности	192
<i>Либина Н.В., Ковачев С.А., Никифоров С.Л.</i> Методы геоморфометрического анализа цифровых моделей рельефа дна	196
<i>Либина Н.В., Ковачев С.А., Путанс В.А.</i> Выделение линеаментов по цифровой модели рельефа дна Каспийского моря с применением геоморфометрического анализа	201
<i>Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М.</i> Обобщение теории тектоники плит на основе 3D-модели конвекции в мантии Земли	206
<i>Любинецкий В.Л., Иваненко А.Н., Веклич И.А., Пальшин</i>	211

<i>Н.А., Городницкий А.М.</i> Магнитные аномалии трога Кинг (Северная Атлантика)	
<i>Марков А.Я.</i> Основные этапы геодинамики Южно-Курильской островной дуги	216
<i>Новиков М.А. Крылов А.А.</i> Особенности строения сейсмоактивной зоны в районе губы Буор-Хая	222
<i>Попов М.С., Борисов Д.Г., Левченко О.В., Иванова Е.В.</i> Контуритовые дрифты в зоне трансформного разлома Романш (Экваториальная Атлантика)	226
<i>Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Ковалева О.А., Буданов Л.М., Фатеев Д.С.</i> Литология современных осадков и седиментационные процессы северо-западного шельфа Берингова моря	229
<i>Сажнева А.Э., Шрейдер А.А., Ключев М.С., Бреховских А.Л., Ракитин И.Я., Кононов М.В., Евсенько Е.И.</i> Исследование свойств магнитоактивного слоя литосферы в акватории Южного океана	233
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Иваненко А.Н., Боголюбский В.А., Веклич И.А., Чамов Н.П., Добролюбов В.Н., Денисова А.П., Патина И.С., Любинецкий В.Л., Докашенко С.А., Ткачева А.А., Фомина В.В.</i> Происхождение мезоструктурного кластера трог Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике)	235
<i>Сущевская Н.М., Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В.</i> Роль Африканского мантийного плюма в генерации континентального и океанического магматизма с мезозоя до настоящего времени	239
<i>Цуканов Н.В., Ватрушкина Е.В., Лучицкая М.В., Мазуркевич К.Н.</i> Возраст, особенности состава и происхождение вулканогенных пород Верхне-Пегтымельской впадины Чукотского террейна	244
<i>Черных А.А., Яковенко И.В., Бешок М.М., Заварзина Г.А., Синица П.К., Высоколян А.М.</i> Структурно-тектоническая карта Арктического бассейна масштаба 1:2 500 000	249
<i>Чечекин А.В., Агафонов К.А., Башкатов Д.С., Марусов С.Е., Чечекин В.А.</i> „Аксолотль“: экономичный	255

мониторинг морской геофизики и защита инфраструктуры на основе волоконной интерферометрии <i>Шейков А.А., Шельтинг С.К.</i> Внешние границы аллювиальных равнин Северо-Западного шельфа Черного моря.	259
<i>Шельтинг С.К., Глебов А.Ю., Шейков А.А.</i> Палеорельеф риасовых бухт Каламитского залива и лиманов	263
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Хейдари М., Савичев А.Т., Полещук А.В., Малых М.М.</i> Совместный геологический анализ Южного Каспия и сопредельных структур: некоторые проблемы	266

CONTENTS

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

<i>Aksentov K.I., Alatorsev A.V., Kim D.V.</i> Heavy metal concentration levels in suspended matter and bottom sediments of the Amur Bay	15
<i>Berestov A.V., Kotova E.I.</i> Impact of open-pit mining on the composition of bottom sediments in the Onega Bay of the White Sea	18
<i>Glyaznetsova Yu.S., Nemirovskaya I.A.</i> Features of bitumoid composition in bottom sediments of the Kolyma mouth	22
<i>Dorokhova E.V., Dara O.M., Sivkov V.V.</i> Sorption potential of the bottom sediments of the Gdansk Deep, the Baltic Sea	27
<i>Korobov V.B., Lokhov A.S., Alabyan A.M.</i> Small rivers catchment area determination in the "river-lake-sea" system in environmental science problems	30
<i>Kostenko D.F., Fedorov Yu.A., Dotsenko I.V., Mikhailenko A.V.</i> The characteristic of physical and chemical parameters in cascade system "the Taganrog Bay – the Mius River Estuary"	35
<i>Kuznetsov A.N., Dergachev K.Yu., Ryazantseva I.A.</i> Oil pollution of coastal waters in the area of tanker accidents in the Kerch Strait: a current and retrospective analysis	40
<i>Litvinenko I.V., Kursheva A.V., Zakariyanova M., Morgunova I.P.</i> The composition and content of PAHs in the bottom sediments of the south part of the coast of Lake Baikal (near the city of Baikalsk, the settlement of Solzan)	45
<i>Naumov I.A.</i> Geoecological conditions in the area of a sand deposit on an underwater coastal slope in the South-Eastern Baltic	50
<i>Nemirovskaya I.A., Zavialov P. O., Medvedeva A.V., Konovalov B.V., Sapozhnikov F.V., Khalikov I.S., Redjepova Z.Yu.</i> Hydrocarbons in water and bottom sediments of the Black Sea after the accidental fuel oil spill in December 2024	54
<i>Nemirovskaya I.A., Ostrovskaya E.V.</i> Hydrocarbons in water	59

and bottom sediments of the Volga Delta	
<i>Piterniex E.D., Danchenkov A.R., Belov N.S.</i> Impact of recreants on coastal dune slopes morphodynamics	64
<i>Popov S.S.</i> Content of petroleum products in the soils of the coastal areas of the Russkaya Gavan bay on Severny Island (Novaya Zemlya)	68
<i>Tsygankova A.E., Bepalova L.A.</i> Features of the sea coasts of the Rostov region	73

L.P. Zonenshain Memorial Symposium “Sea Floor Geophysics and Geomorphology. Lithosphere Plate Tectonics”

<i>Anokhin V.M., Dudakova D.S., Sedysheva T.E.</i> Results of study of tectonic ledges at the bottom of Lake Ladoga in 2025	79
<i>Artemov O.A., Sokolov S.Y.</i> Sedimentary cover deformations and tectonics of the Charlie Gibbs double transform fault (North Atlantic)	84
<i>Baranov A.A., Lobkovsky L.I., Bobrov A.M.</i> Thermal density heterogeneities and the pattern of modern mantle flows beneath the oceans based on a 3D model of modern geodynamics	89
<i>Baranov B.V., Tsukanov N.V., Dozorova K.A.</i> Submarine landslides, mass transport deposits and contourite drifts on the Emperor seamounts, Northwestern Pacific	94
<i>Beshok M.M., Chernykh A.A., Yakovenko I.V.</i> Features of the deep structure of the Alpha Ridge and the Mendeleev Rise	99
<i>Blokh Y.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Dolgaya A.A., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> New data on the structure of the Edelstein underwater volcanic massif (Kuril island arc)	105
<i>Bobrov A.M., Lobkovsky L.I., Baranov A.A.</i> Deep structure of the mantle based on the global geodynamics model	109
<i>Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Structural evolution of the Andrew Bain transform fault (on the basis of physical modeling)	113

<i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Geomorfology and neotektonics of the Onekotan zone, Kurile islands	118
<i>Borisov D.G., Ivanova E.V., Frey D.I., Levchenko O.V.</i> The System of Erosional Channels in the Western Vema Fracture Zone (Central Atlantic)	123
<i>Valitov M.G., Lee N.S.</i> Features of the deep structure of the earth's crust in the central basin of the Sea of Japan	127
<i>Veklich I.A., Ivanenko A.N., Levchenko O.V.</i> The nature of the sources of magnetic anomalies in the northern segment of the Ninetyeast Ridge (0°-6° N)	132
<i>Gabsatarov Y.V., Lobkovsky L.I., Baranov A.A.</i> Geodynamic monitoring using satellite geodesy data based on a 3D global geodynamic model of the Earth	135
<i>Glazyrin E.A.</i> On the influence of underwater canyons on the safety of beaches (using the example of the Mzymta underwater canyon)	139
<i>Dobroliubova K.O., Abramova A.S.</i> Yawing of the tops of wedge-shaped traverse basins; Galapagos basin and Trough King	143
<i>Dorokhov D.V., Ryabchuk D.V., Sergeyev A.Yu.</i> Lithological and geomorphological features of bottom currents in the Gulf of Finland	149
<i>Dubinin E.P., Bogoliubskii V.A., Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Grokholsky A.L., Kokhan A.V., Bulychev A.A.</i> Tectonic structure of the lithosphere of the Antarctic sector of South Atlantic	154
<i>Ershov A.V., Nikishin A.M.</i> Mechanism of segmentation of the mid-ocean ridges: a case study of the Gakkel Ridge	158
<i>Karnaukh V.N.</i> Pockmarks of the Kita-Yamato Bank (Japan Sea)	163
<i>Kovachev S.A., Krylov A.A., Libina N.V.</i> Crustal Q -factor of the Laptev Sea on the base of seismic data	168
<i>Korzinin D.V., Shtermel M.N.</i> Nonlinear wave properties as a factor in the formation of sandbar according to the data of an experiment in a wave flume	173
<i>Korotaev V.N., Rimsky-Korsakov N.A., Tikhonova N.F.</i>	177

Features of the formation of the coasts of Chukotka and the Koryak highlands	
<i>Krylenko V.V., Krylenko M.V.</i> Study of the underwater relief forms of the Bakalskaya Bank (Karkinitzky Bay, Black Sea)	181
<i>Krylov A.A., Lobkovsky L.I., Baranov B.V., Novikov M.A., Rukavishnikova D.D.</i> Seismotectonic factor in fluid dynamic and landslide processes in the Laptev Sea	186
<i>Levchenko D.G.</i> Sources of infra-low frequency (0.005–0.5 Hz) seismic signals and features of their recording on the ocean floor	189
<i>Leont'yev I.O., Korzinin D.V.</i> Shoreline displacement due to seasonal changes in wave activity	192
<i>Libina N.V., Kovachev S.A., Nikiforov S.L.</i> Methods of geomorphometric analysis of digital models of the bottom relief	196
<i>Libina N.V., Kovachev S.A., Putans V.A.</i> Identification of lineaments based on a digital model of the Caspian Sea bottom relief using geomorphometric analysis	201
<i>Lobkovsky L.I., Baranov A.A., Bobrov A.M.</i> Generalization of the plate tectonics based on a 3D model of convection in the Earth's mantle	206
<i>Lyubinetskiy V.L., Ivanenko A.N., Veklich I.A., Palshin N.P., Gorodnitskiy A.M.</i> Magnetic anomalies of the King Trough (North Atlantic)	211
<i>Markov A.Ja.</i> Main stages of geodynamics in South Kurile Island Arc	216
<i>Novikov M.A., Krylov A.A.</i> Features of the structure of the seismically active zone in the Buor-Khay Bay area	222
<i>Popov M.S., Borisov D.G., Levchenko O.V., Ivanova E.V.</i> Contourite drifts in the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic)	226
<i>Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Kovaleva O.A., Budanov L.M., Fateev D.S.</i> Lithology and recent sediment processes of the Bering Sea north-western shelf	229
<i>Sazhneva A.E., Schreider A.A., Klyuev M.S., Brekhovskikh A.L., Rakitin I.Ya., Kononov M.V., Evsenko E.I.</i> Investigation	233

of the properties of the magnetoactive layer of the lithosphere in the waters of the Southern Ocean	
<i>Skolotnev S.G., Peyve A.A., Sokolov S.Yu., Dobrolyubova K.O., Ivanenko A.N., Bogolyubskii V.A., Veklich I.A. Chamov N.P., Dobrolyubov V.N., Denisova A.P., Patina I.S., Lyubinetskii V.L., Dokaschenko S.A., Tkacheva A.A., Fomina V.V.</i> Origin of the mesostructural cluster King's Trough (eastern flank of the MAR, North Atlantic)	235
<i>Sushchevskaya N.M., Dubinin E.P., Leitchenkov G.L., Belyatsky B.V.</i> The role of the African mantle plume in the generation of continental and oceanic magmatism from the Mesozoic to the present	239
<i>Tsukanov N.V., Vatrushkina E.V., Luchitskaya M.V., Mazurkevich K.N.</i> Age and composition and origin volcanic-tuff rocks of Upper-Pegtymel basin, Chukchy terrane	244
<i>Chernykh A.A., Yakovenko I.V., Beshok M.M., Zavarzina G.A., Sinita P.K., Vysokolyan A.M.</i> The structural and tectonic map of the Arctic basin at scale 1:2 500 000	249
<i>Chechekin A.V., Agafonov K.A., Bashkatov D.S., Marusov S.E., Chechekin V.A.</i> "Axolotl": Cost-Effective Monitoring of Marine Geophysics and Infrastructure Protection Using Fiber-Optic Interferometry	255
<i>Sheikov A.A., Shelting S.K.</i> The outer boundaries of the alluvial plains of the Northwestern shelf of the Black Sea	259
<i>Shelting S.K., Glebov A.Y., Sheikov A.A.</i> Ria coast paleorelief of the Kalamitsky Gulf and limans	263
<i>Romanko A.E., Imamverdiyev N.A., Vikentev I.V., Heidari M., Savichev A.T., Poleshchuk A.V., Malykh M.M.</i> Joint geological analysis of the South Caspian and adjacent structures: some problems	266

**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”***

Аксентов К.И., Алаторцев А.В., Ким Д.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: aksentov@poi.dvo.ru)

Уровни концентраций тяжелых металлов во взвеси и донных отложениях Амурского залива

Aksentov K.I., Alatorsev A.V., Kim D.V.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia)

Heavy metal concentration levels in suspended matter and bottom sediments of the Amur Bay

Ключевые слова: тяжелые металлы, Амурский залив, донные осадки, геохимический фон

Определены концентрации тяжелых металлов во взвеси и донных отложениях Амурского залива. Уровень концентраций во взвеси практически соответствуют уровню в донных отложениях в месте ее осаждения. Во время паводков, вызванных тайфунами, поверхностный слой почвы, грунтов и сельхоз земель смывается в Амурский залив, образуя местный геохимический фон в северной его части.

В настоящее время происходит активное освоение прибрежных зон морей и шельфа. Это связано с расположением полезных ископаемых, рекреационными ресурсами и перевалкой грузов в глобальном масштабе. При этом быстрые изменения климата зачастую оказывают негативное воздействие. Ярким примером является изменение количества тайфунов, их траекторий и интенсивности. По всему миру участились наводнения, связанные с интенсификацией тропических штормов. Но опасность представляет не только прямое катастрофическое воздействие, но и вынос токсичных веществ в морскую среду, которые могут вовлекаться в биогеохимический круговорот. Вследствие этого токсичные вещества могут попадать в пищу человека. Тем самым существует необходимость всестороннего и непрерывного изучения процессов седиментации на шельфе. Тяжелые металлы, такие как ртуть, свинец, кадмий обладают токсическими свойствами. Их изучение в донных отложениях Амурского залива начато в 1980-х годах [1–3]. В ходе этих работ выявлены участки с максимальными концентрациями, которые образованы выбросами сточных вод и плоскостным смывом с территории города Владивосток [1–3]. Целью нашего исследования показать и сопоставить уровни концентрации тяжелых металлов во взвеси, выносимой с суши после прохождения тайфунов и в донных осадках Амурского залива.

Донные отложения отбирались в различные годы в период с 2005 по 2022 гг. Пробы взвеси отобраны в 2015 г. после прохождения тайфуна «Гони», который вызвал катастрофическое наводнение на юге Приморского края. Пробы сушились в лиофильной сушилке и истирались в агатовой

ступке. Определение элементного состава проводилось методами ИСП-МС и ИСП-АЭС в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН. Определение ртути проводилось методом ААС с термическим разложением на аналитическом комплексе РА915м+ПИРО915 в лаборатории геохимии осадочных процессов ТОИ ДВО РАН. Правильность анализа проверяли по международным стандартам донных отложений.

Полученные данные по химическим элементам были обработаны факторным анализом в R-модификации. По результатам анализа выделяются три значимых фактора, которые интерпретируются как: Первый фактор – Природное поступление (ассоциация элементов Fe-V-Ti-Y-Nb-Mn) имеющая положительные нагрузки характеризуется терригенным осадконакоплением под влиянием речного стока (реки Раздольная, Амба, Барабашевка); Второй фактор – Антропогенное поступление (положительные нагрузки на ассоциацию халькофильных элементов Pb-Cu-Zn-Hg); Третий фактор – Карбонатная система (Ca-Sr) формируется за счет более морских условий в южной части залива, которая наименее подвержена гипоксии.

Распределение тяжелых металлов следующее: а. – в зоне антропогенной аномалии Fe – 4.6%; Mn – 0.028%; Zn – 150 мг/кг; Pb – 80 мг/кг; Cd – 0.8 мг/кг; Hg – 300 мкг/кг; б. – в северной части залива Fe – 5.1%; Mn – 0.034%; Zn – 103 мг/кг; Pb – 52 мг/кг; Cd – 0.3 мг/кг; Hg – 85 мкг/кг; в. – в южной части залива Fe – 3.1%; Mn – 0.021%; Zn – 74 мг/кг; Pb – 19 мг/кг; Cd – 0.1мг/кг; Hg – 25 мкг/кг. Концентрации тяжелых металлов во взвеси составили: Fe – 4.9%; Mn – 0.108%; Zn – 113 мг/кг; Pb – 30 мг/кг; Cd – 0.3 мг/кг; Hg – 70 мкг/кг.

Из представленных выше данных следует, что концентрации тяжелых металлов во взвеси практически соответствуют концентрациям в донных отложениях в месте ее осаждения, но при этом концентрации халькофильных элементов несколько повышены. Антропогенные аномалии локализованы вблизи города Владивосток. Во время паводков, вызванных тайфунами, поверхностный слой почвы, грунтов и сельхоз земель смыывается в Амурский залив, образуя местный геохимический фон в северной его части.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № № 25-27-20074, <https://rscf.ru/project/25-27-20074/> и субсидии из краевого бюджета Приморского края № 25-810-62470-2-0214-000010

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникиев В.В., Перепелица С.А., Шумилин Е.Н. Оценка влияния антропогенных и природных источников на пространственное распределение тяжелых металлов в донных отложениях залива Петра

Великого (Японское море) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1328–1339.

2. Дударев О.В., Боцул А.И., Савельева Н.И. и др. Масштабы изменчивости литолого-биогеохимических процессов в эстуарии реки Раздольная (Японское море): потоки терригенного материала и формирование донных осадков // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием речного стока. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 7–40.

3. Шулькин В.М. Металлы в экосистемах морских мелководий. Владивосток: Дальнаука, 2004. 279 с.

Heavy metal concentrations of in suspended matter and bottom sediments of the Amur Bay have been determined. The concentration level in suspended matter practically corresponds to the level in bottom sediments at the its deposition. During floods caused by typhoons, the surface layer of soil, grounds and agricultural lands is washed into the Amur Bay, forming a local geochemical background in its northern part.

Берестов А.В.¹, Котова Е.И.^{1,2}

(¹Северный (Арктический) федеральный университет имени М.В. Ломоносова, г. Архангельск, e-mail: berestov.a@edu.narfu.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Воздействие открытых горных работ на состав донных отложений в Онежском заливе Белого моря

Berestov A.V.¹, Kotova E.I.²

(¹Northern (Arctic) Federal University named M.V. Lomonosov, Arkhangelsk;

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Impact of open-pit mining on the composition of bottom sediments in the Onega Bay of the White Sea

Ключевые слова: донные отложения, Белое море, антропогенное воздействие

Исследовано содержание меди, цинка, свинца, кадмия и марганца в пробах донных отложений, отобранных в октябре 2023 г. в прибрежной части Онежского залива Белого моря вблизи проведения открытых горных работ на месторождении гранито-гнейсов Покровское. Вблизи карьера определено повышенное содержание в донных отложениях меди и марганца.

Донные отложения представляют собой многокомпонентные природные образования, аккумулирующиеся на дне водоемов. Их изучение является ключевым элементом при проведении геоэкологической оценки территории. Донные осадки служат индикатором длительного загрязнения, накапливая в своей толще тяжелые металлы, органические токсиканты и радионуклиды. Состав донных отложений при проведении геоэкологической оценки горнопромышленных районов [1–3].

Для оценки влияния открытых горных работ на состав донных отложений Онежского залива Белого моря в октябре 2023 г. были отобраны 5 проб донных отложений (рисунок). Пробоотбор производился в соответствии ГОСТ 17.1.5.01–80 [4]. Измерение массовой доли металлов производился методом АЭС-ИСП (М-МВИ-80-2008). Разложение проб производилось с использованием микроволновой печи минерализатора на валовое содержание элементов в пробе. По результатам исследования определены массовые доли меди, цинка, свинца, кадмия, марганца. Результаты измерения выполнены с учетом характеристики погрешности (расширенной неопределенности), при $P=0.95$.

Донные отложения в точках отбор представлены разными фракциями: в точке отбора № 1 – мелкий песок с примесью ила и ракушки, № 2 – мелкий песок, № 3 – средний песок, № 4 – илистый песок, № 5 – ил.

В России отсутствуют официально утвержденные нормативы предельно допустимых концентраций тяжелых металлов (ТМ) в донных отложениях. В связи с этим при оценке степени загрязненности грунтов исследователи

обычно применяют сравнительный анализ полученных данных с фоновыми значениями или кларковыми числами (средними содержаниями элементов в земной коре).

В данном исследовании для объективной оценки уровня загрязнения проводилось сопоставление концентраций ТМ в пробах, отобранных на загрязненных участках, с контрольными образцами, взятыми на фоновых территориях. В качестве фоновой точки принята точка отбора № 1 как наиболее удаленная от карьера. Выбор подтверждают наименьшие концентрации по валовому содержанию исследуемых элементов в ней.

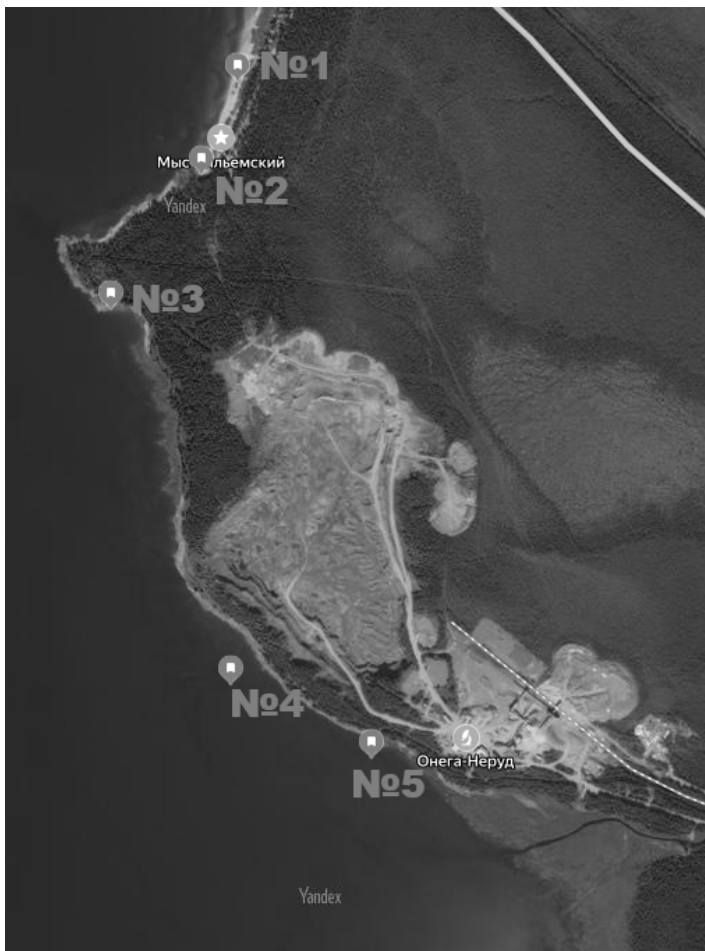


Рисунок. Схема расположения точек отбора проб донных отложений.

Таблица. Содержание элементов в донных отложениях, мг/кг.

Точка отбора	Медь	Цинк	Свинец	Кадмий	Марганец
№ 1	1	<1.0	<1.0	<1.0	11.3
№ 2	1.2	<1.0	<1.0	<1.0	10.1
№ 3	2.3	<1.0	<1.0	<1.0	33
№ 4	2.8	<1.0	<1.0	<1.0	44
№ 5	7.6	<1.0	2.7	<1.0	96

По валовому содержанию из всех определяемых элементов наибольшие концентрации получены для марганца.

Анализ донных отложений выявил существенное превышение содержания меди (в 7.6 раз) и марганца (в 8.5 раз) в точке № 5 по сравнению с фоновыми значениями (точка № 1), что свидетельствует о локальном техногенном загрязнении, связанном с деятельностью горнодобывающего предприятия. В точке отбора № 5 выявлены максимальные содержания меди (7.6 мг/кг) и марганца (96 мг/кг).

Содержание в донных отложениях цинка и кадмия во всех точках было ниже предела обнаружения.

Свинец обнаружен только в ближайшей к карьеру точке № 5 на уровне 2.7 мкг/кг. Точки отбора № 1 и № 2 по содержанию ТМ соответствуют фоновым значениям.

Данные о фракционном составе грунта свидетельствуют о том, что в районе карьера происходит отложение илистых частиц и накопление в их составе марганца и меди.

Проведенный анализ выявил значимую обратную корреляционную зависимость между расстоянием от карьера и содержанием меди ($r = -0.71$) и марганца ($r = -0.79$) в донных отложениях. Полученные коэффициенты корреляции свидетельствуют о выраженной тенденции к снижению концентраций этих металлов по мере удаления от источника загрязнения. Данный факт демонстрирует поступление меди и марганца в результате разработки карьера. Поступление данных элементов, вероятно, связано со сбросом откачанных дренажных вод с зумпфов карьерного отвода.

Проведенный корреляционный анализ выявил исключительно сильную прямую зависимость между содержанием меди и марганца в донных отложениях (коэффициент корреляции $r = 0.99$). Такая практически функциональная связь свидетельствует, во-первых, о наличии общего источника поступления - медь и марганец, поступают в водную систему в результате единого технологического процесса, характерного для горнодобывающего производства.

Во-вторых, о сходном механизме загрязнения: наиболее вероятным каналом поступления является систематический сброс дренажных вод из карьерных зумпфов, где происходит совместное выщелачивание этих

элементов из горных пород под действием атмосферных осадков и технологических вод.

Столь высокая корреляция (0.99) исключает возможность естественного происхождения такой взаимосвязи, что подтверждает антропогенный характер загрязнения.

Параллельное поведение меди и марганца в водной среде объясняется их сходными геохимическими свойствами, включая аналогичные механизмы сорбции на донных отложениях, сходную чувствительность к изменениям окислительно-восстановительного потенциала.

Обнаруженная закономерность позволяет использовать марганец как индикаторный элемент для мониторинга медного загрязнения. Это дает возможность оптимизировать систему очистки дренажных вод, учитывая совместное поведение этих элементов.

Результаты будут способствовать разработке более точных прогнозных моделей распространения загрязнения.

Данный случай представляет особый интерес для экологического мониторинга, демонстрируя характерный "техногенный дуэт" элементов-загрязнителей, поведение которых в водных системах требует особого внимания при оценке воздействия горнодобывающих предприятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Влияние деятельности горно-металлургических предприятий на химический состав донных отложений озера Имандра, Мурманская область // Биосфера. 2015. Т. 7. № 3. С. 295–314.
2. Новиков М.А., Жилин А.Ю. Характер распределения тяжелых металлов в донных отложениях Баренцева моря (по результатам статистического анализа) // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2016. № 1(29). С. 78–88.
3. Бактыбаева З.Б., Сулейманов Р.А., Ямалов С.М. и др. Оценка содержания и миграции тяжелых металлов в компонентах речных экосистем горнорудных территорий Республики Башкортостан // Гигиена и санитария. 2016. Т. 95. № 9. С. 822–827.
4. ГОСТ 17.1.5.01–80. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность. М.: Изд-во стандартов, 2002.

The composition of bottom sediments samples collected in October 2023 in the Onega Bay of the White Sea was studied. The samples were collected near the area of open-pit mining at the Pokrovskoye granite-gneiss deposit. The composition of the samples was analyzed for five elements: copper, zinc, lead, cadmium, and manganese. Significant levels of copper and manganese were found near the quarry.

Глязнецова Ю.С.¹, Немировская И.А.²

(¹Федеральный исследовательский центр «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)

Особенности состава битумоидов в донных осадках устья Колымы

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

(¹Federal Research Center “Yakutsk Science Center SB RAS, Institute of Oil and Gas Problems SB RAS, Yakutsk; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Features of bitumoid composition in bottom sediments of the Kolyma mouth

Ключевые слова: донные осадки, хлороформенный битумоид, углеводороды, алканы, полициклические ароматические углеводороды

Результаты изучения состава битумоидов, алканов и полициклических ароматических углеводородов в донных осадках устьевой области Колымы позволили установить локальное углеводородное загрязнение в припортовых акваториях. В осадках бухты Амбарчик Восточно-Сибирского моря в составе алканов доминировали терригенные соединения природного происхождения.

Устьевую область Колымы можно отнести к одной из слабоизученных акваторий Российской Федерации. Основными источниками поступления нефтяных углеводородов (УВ) в устье Колымы являются: судоходство; две нефтебазы (Нижнеколымская и в пос. Петушки); порт Зеленый мыс. С целью определения концентраций, состава и генезиса двух основных классов УВ: алифатических (АУВ) и полициклических ароматических (ПАУ), проведено их изучение в поверхностных донных осадках (ДО) устья р. Колымы и в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря (ВСМ).

Пробы поверхностных ДО (0–5 см) отбирали с помощью цилиндрической трубки в 2018 г. по правому берегу реки в протоке Каменная Колыма, морские осадки – у юго-восточного берега Колымского залива ВСМ в бухте Амбарчик (рис. 1). Оценку содержания экстрагируемых органических веществ определяли по выходу хлороформенных битумоидов (ХБ), извлекаемых холодной экстракцией хлороформом [1]. Структурно-групповой состав ХБ изучали методом ИК-Фурье спектроскопии на спектрометре “Protege 460” (“Nicolet”, США) в диапазоне волновых чисел 500–4000 см⁻¹, с разрешением 1.0 см⁻¹ и 0.5 см⁻¹. Групповой компонентный состав ХБ определяли аттестованным методом жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографией. Алканы анализировали на хромато-масс-спектрометре Agilent 6890 (США); содержание и состав ПАУ – на жидкостном хроматографе “Lab Alliance” (“Shimadzu”, Япония) методом высокоэффективной жидкостной хроматографии [2].

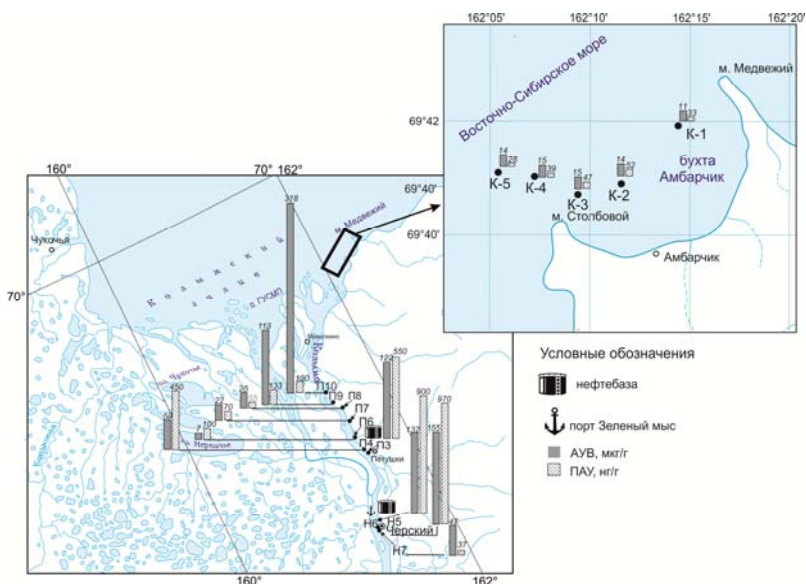


Рис. 1. Схема расположения станций в устьевой области Колымы и распределение концентраций АУВ и ПАУ в верхнем слое ДО.

ДО представлены песчанистыми и песчано-илистыми фракциями с влажностью 20.3–59.6% (таблица). Содержание органических соединений изменялось в интервалах: $C_{\text{орг}}$ – от 0.08 до 3.28%, ХБ – от 56 до 551 мкг/г, АУВ – от 7 до 318 мкг/г, а ПАУ – от 37 до 970 нг/г (таблица, рис. 1). Их распределение зависит от литотипа ДО, так как наблюдалась зависимость между концентрациями и влажностью (Вл.): $r(C_{\text{орг.}} - \text{Вл.}) = 0.55$ ($n=25$), так же, как между величинами $C_{\text{орг.}}$ и ХБ: $r=0.80$ и Вл. и АУВ $r=0.58$. Хуже зависимости между $C_{\text{орг.}}$ и АУВ – $r=0.38$, что обусловлено разной долей УВ в составе $C_{\text{орг.}}$, которая изменялась от 0.06% (бухта Амбарчик) до 5.05% у станции (ст.) Н-7. Кроме того, в ДО ст. Н-7, несмотря на довольно низкую концентрацию АУВ в пересчете на сухой осадок – 47 мкг/г (рис. 1), также установлена их максимальная доля (67.6%) в групповом составе ХБ и преобладание над смолами (25.2%) и асфальтенами (7.2%) (таблица). Повышенное содержание АУВ приурочено также к осадкам порта Зеленый мыс (ст. Н-6) и ст. П-3 в районе нефтебазы Петушки (таблица). В ДО реки и бухты Амбарчик содержание АУВ было значительно ниже: в среднем 14 мкг/г, 17–19% в составе ХБ (рис. 1, таблица).

В осадках бухты Амбарчик доля АУВ в составе $C_{\text{орг.}}$ в среднем составила 0.13%, что характерно для морских ДО [3]. Между тем, на ст. П-7 и П-3 доля АУВ в составе $C_{\text{орг.}}$ достигала 5.0 и 1.3% соответственно, что косвенно может свидетельствовать о наличии в этих осадках нефтяных УВ.

Таблица. Геохимическая характеристика ДО устьевой области Колымы.
Расположение станций на рис. 1.

Ст.	Координаты	Вл., %	Сорг., %	ХБ, мкг/г	Групповой состав ХБ, %		
					УВ	Смол ы	Асф.
Н-7	68°045.463'N 161°039.153'E	25.7	0.08	61	67.6	25.2	7.2
Н-5	68°047.163'N	36.5	3.28	551	23.5	57.5	18.0
Н-6	161°022.303'E	36.2	3.05	370	41.8	57.2	1.21
П-3	68°59.572'N 161°33.211'E	20.3	0.73	180	32.6	63.8	3.6
П-4	68°59.572'N 161°33.211'E	56.4	2.45	389	Среднее для П-4 – П-10 10 17.6 73.0 9,4		
П-6	69°03.826'N 161°29.725'E	26.6	0.41	40			
П-7	69°08.367'N 161°30.389'E	33.4	1.10	122			
П-8	69°11.250'N 161°29.940'E	21.7	1.02	127			
П-9	69°12.429'N 161°26.426'E	49.5	2.18	331			
П-10	69°15.276'N 161°26.957'E	59.6	1.77	164			
К-1	69°15.276'N 161°26.957'E	31.6	1.49	56	Среднее для К-1 – К-5 18.8 70.0 11.2		
К-2		30.4	1.93	71			
К-3		38.3	1.83	76			
К-4		32.4	1.55	74			
К-5		33.1	1.02	72			

По данным ИК-Фурье спектроскопии в структурно-групповом составе ХБ осадков ст. Н-7, Н-6 и Н-5 установлено преобладание углеводородных структур над кислородсодержащими. Присутствие в спектре ДО ст. Н-7 полос поглощения ароматических структур указывало на нефтяной характер ХБ. Напротив, в осадках ст. Н-6 и П-3 кроме ароматических циклов присутствуют и кислородсодержащие соединения (карбонильные, гидроксильные и эфирные групп). Относительный коэффициент поглощения эфирных связей (D'_{1170}) в ДО ст. Н-6 увеличился в 2 раза по сравнению со ст. Н-7 и в 3 раза на ст. П-3, а для карбонильных групп (D'_{1700} и D'_{1740}) – в 2 и 4 раза соответственно. Это свидетельствует об окислительной деструкции УВ в ДО ст. Н-6 и П-3 с образованием карбоновых кислот и сложных эфиров. ИК-спектры речных осадков (ст. П-4

– П-10) и морских (ст. К-1–К-5) были однотипными и соответствовали естественному геохимическому фону ХБ донных осадков [4].

Наличие трансформированных нефтяных АУВ в осадках ст. Н-7 подтверждает также состав алканов, который характеризовался плавным распределением гомологов в высокомолекулярной области (рис. 2), что приводит к низкой величине СРІ (отношение суммы нечетных к сумме четных алканов в высокомолекулярной области) – 0.92. Только в этих осадках доминировали низкомолекулярные н-алканы ($\sum C_{12}-C_{20}/\sum C_{21}-C_{33}$) = 2.70, с небольшим максимумом при nC_{16} , указывающим на микробные процессы. Кроме того, в ДО этой станции наиболее высокое содержание изопреноидов, которые преобладали над н-алканами: $(Pr + Ph)/(C_{17} + C_{18}) = 1.63$. В остальных ДО в составе низкомолекулярных н-алканов распределение гомологов было довольно плавным, что может указывать на слабые автохтонные процессы, но в высокомолекулярной области выделялась серия нечетных гомологов $C_{25}-C_{31}$, свидетельствующих о присутствии в составе АУВ аллохтонных соединений [3, 5].

В ДО реки (ст. П-4 – П-10) и ВСМ (ст. К-1 – К-5) в составе алканов преобладали высокомолекулярные нечетные терригенные гомологи $nC_{25}-C_{31}$ (рис. 2), составляющие 92–94% от суммы идентифицированных соединений, поэтому величина СРІ повышалась до 6.7–7.9. Содержание изопреноидов было низким 3.72–2.81%, что может указывать на слабую трансформацию УВ [5].

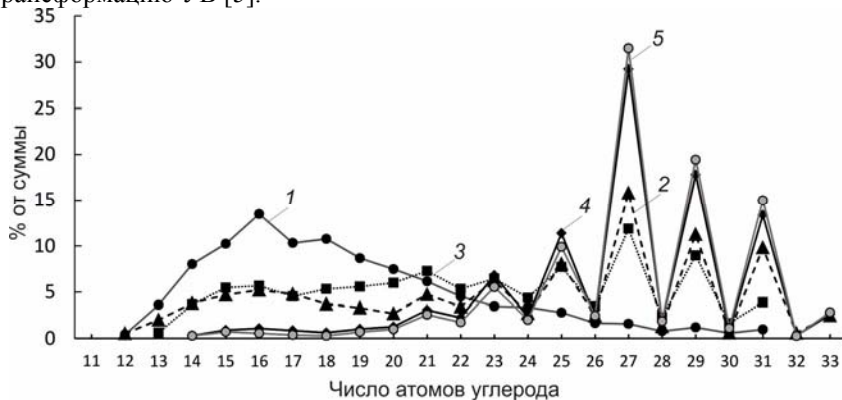


Рис. 2. Состав алканов в ДО: 1 – ст. Н-7, 2 – ст. Н-6, 3 – ст. П-3, 4 – интегральная проба П-4 – П-10, 5 – бухта Амбарчик ВСМ (К-1 – К-5)

Концентрации ПАУ, так же, как АУВ резко увеличивались в ДО порта Зеленый Мыс на станциях Н-5 и Н-6 до 900–970 нг/г (табл. 1). Пониженные величины установлены в осадках бухты Амбарчик. Как и для АУВ при низком содержании ПАУ на ст. Н-7 (37 нг/г) (рис. 1), их состав свидетельствовал о влиянии нефтяных УВ, так как наряду с фенантреном,

имеющим природное происхождение, происходило увеличение 1-метилнафталина – маркера нефтяного генезиса полиаренов [2, 5].

Резюмируя полученные данные можно заключить, что трансформация нефтяных УВ приводит к тому, что даже при высоких концентрациях АУВ в ДО в составе алканов в низкомолекулярной области фиксируются автохтонные гомологи (н-С₁₆-С₁₇), так как нефтяные УВ способствуют их образованию. Поэтому нефтяной характер алканов установлен только в отдельных пробах. Даже в порту Зеленый Мыс (ст. Н-5 и Н-6) в их составе преобладали терригенные нечетные гомологи с максимумами на н-С_{25,27}.

Выпадение нефтяных УВ при смешении речных вод с морскими, приводит к очищению вод Колымы в устьевой области. Поэтому в бухте Амбарчик в ДО не только уменьшаются концентрации АУВ и ПАУ, но изменяется состав УВ, который становится преимущественно терригенным. Следовательно, маргинальный фильтр Колымы справляется с поступающими нефтяными загрязнениями.

Результаты работы получены в рамках Госзаданий № 122011200369-1 и FMWE-2024-0020 с использованием научного оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х. Нефтезагрязнение почвогрунтов и донных отложений на территории Якутии (состав, распространение, трансформация). Якутск: Асхаан, 2010. 160 с.
2. Nemirovskaya I.A., Glyaznetsova Yu.S. The content and composition of organic compounds in the bottom sediments of the Norilsk-Pyasina water system one year after the accidental spill of diesel fuel // Marine Pollution Bulletin. 2024. V. 199. P. 115990.
3. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научн. мир, 2013. 432 с.
4. Lifshits S., Glyaznetsova Yu., Erofeevskaya L. et al. Effect of oil pollution on the ecological condition of soils and bottom sediments of the Arctic region (Yakutia) // Environ. Poll. 2021. V. 288. 117680
5. 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. № 89–90. P. 80–116.

The results of studying the composition of bitumoids, alkanes, and polycyclic aromatic hydrocarbons in the bottom sediments of the Kolyma estuary region made it possible to establish local hydrocarbon pollution in the port waters. In the sediments of Ambarchik Bay in the East Siberian Sea, the composition of alkanes was dominated by terrigenous compounds of natural origin.

Дорохова Е.В., Дара О.М., Сивков В.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: zhdorokhova@gmail.com)

Сорбционный потенциал донных осадков Гданьской впадины Балтийского моря

Dorokhova E.V., Dara O.M., Sivkov V.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Sorption potential of the bottom sediments of the Gdansk Deep, the Baltic Sea

Ключевые слова: глинистые минералы, коллоидная фракция, множественная линейная регрессия

На основе гранулометрического и минералогического анализов изучен сорбционный потенциал поверхностных осадков Гданьской впадины Балтийского моря. Выявлено два максимума сорбционного потенциала в центральной и северной части впадины, обусловленных, вероятно, влиянием р. Висла и стока Куршского залива. Основными факторами, влияющими на распределение значений сорбционной емкости осадков, являются относительное содержание смектита и содержание коллоидной фракции.

Сорбционные процессы играют ключевую роль в накоплении в донных осадках как органического вещества, так и техногенных загрязнений (например, тяжелых металлов, нефтяных углеводородов), что влияет на экологическое состояние водных экосистем. Оценка сорбционного потенциала помогает прогнозировать способность донных осадков удерживать загрязнители, что важно для предотвращения их вторичного попадания в водную среду. Кроме того, разнообразие минералов, составляющих осадки, и их физико-химические свойства влияют на сорбционную емкость, делая этот параметр ключевым для мониторинга осадков в различных природных и антропогенно измененных условиях. Цель настоящей работы – изучить пространственную изменчивость сорбционного потенциала донных осадков Гданьской впадины Балтийского моря.

Минералогический и гранулометрический анализы выполнены для 19 проб поверхностных (0–5 см) донных осадков, отобранных в Гданьской впадине Балтийского моря в экспедициях АО ИО РАН (Рисунок). Гранулометрический анализ выполнялся на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD 2300 (Shimadzu, Япония) для терригенной составляющей осадка после растворения органического углерода перекисью водорода. Минеральный состав образцов изучен с использованием метода рентгенографической порошковой дифрактометрии в Аналитической лаборатории ИО РАН на рентгеновском дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXS). Сорбционный потенциал рассчитывался по

формуле [1]:

$$E = (20III_1 + 135Sm_1 + 30Chl_1 + 10Kaol_1) \times C_1,$$

где E – сорбционный потенциал (мг-экв/г); III_1 , Sm_1 , Chl_1 и $Kaol_1$ – содержание иллита, смектита, хлорита и каолинита (отн. %); C_1 – содержание коллоидной (менее 0.001 мм) фракции в осадке (в %).

Для оценки влияния глинистых минералов и гранулометрического состава на сорбционный потенциал применен метод множественной регрессии.

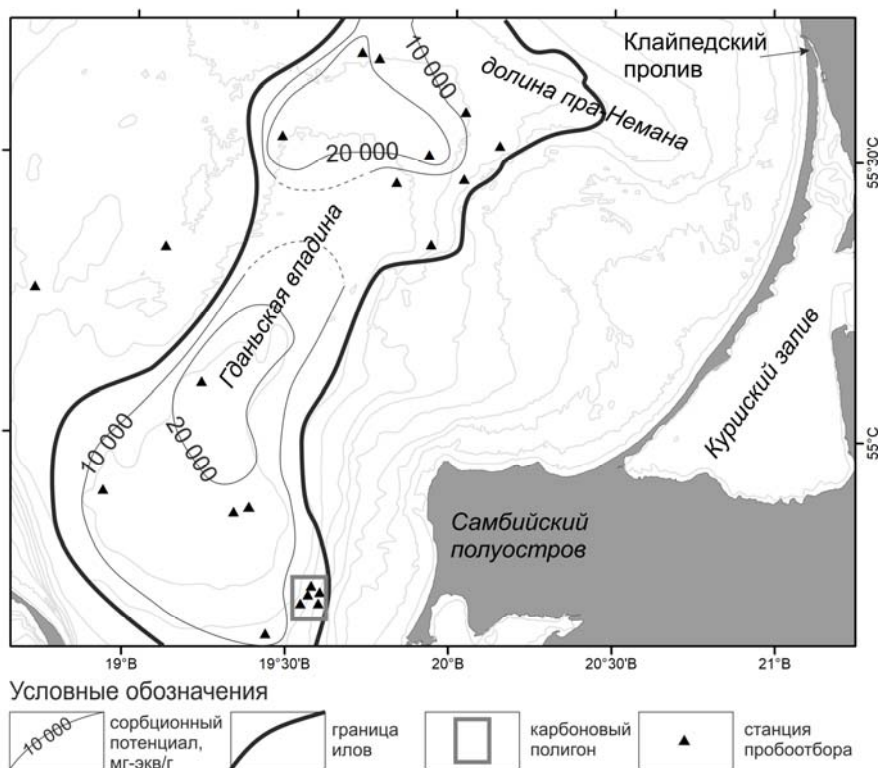


Рисунок. Сорбционный потенциал поверхностных осадков Гданьской впадины. Граница илов по [2]. Изобаты через 10 м.

Значения сорбционного потенциала осадков Гданьской впадины варьируют от 0 до 25015 мг-экв/г. Максимальные значения характерны для двух ареалов: в центральной, наиболее глубокой (100 м) части впадины и на ее северном склоне на глубинах 80–90 м. Согласно результатам множественного регрессионного анализа, основными факторами, влияющими на распределение значений сорбционного потенциала,

являются относительное содержание смектита и содержание фракции менее 1 мкм в донных осадках. Эти факторы хорошо соотносятся с максимумом сорбционного потенциала в центральной части впадины, где пелитовые илы накапливаются в ходе фоновой нефелоидной седиментации под влияние твердого стока р. Висла [2, 3]. Повышенные содержания смектита и коллоидной фракции в северной части впадины, вероятно, объясняются влиянием стока Куршского залива. В залив впадает много рек, крупнейшая из них — Неман. Возможно, взвешенное тонкодисперсное вещество распространяется через Клайпедский канал в восточном направлении по ложбине палеодолины р. Неман, формируя северный максимум сорбционного потенциала осадков.

Поверхностные осадки в районе карбового полигона характеризуются низкими значениями E , что связано с их алевритовым составом.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А.А., Левитан М.А., Шелехова Е.С. Сорбционный потенциал донных осадков Баренцева и Карского морей // Доклады Академии наук. 1997. Т. 355. № 3. С. 361–364.
2. Emelyanov E.M. Geology of the Gdansk Basin, Baltic Sea. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. 494 p.
3. Жамойда В.А., Сивков В.В., Рябчук Д.В. Литологическая карта поверхности морского дна. Масштаб 1:700 000 // Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Петров О.В. (ред.). Санкт-Петербург, 2010. С. 60–63.

The sorption potential of surface sediments in the Gdansk Deep of the Baltic Sea was studied using grain-size and mineralogical analyses. Two sorption potential maxima were identified in the central and northern parts of the deep, likely due to the influence of the Vistula River and the Curonian Lagoon. The main factors influencing the distribution of sediment sorption capacity are the smectite and the colloidal fraction content.

Коробов В.Б.¹, Лохов А.С.¹, Алабян А.М.^{2,3}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: korobov.vb@ocean.ru; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва; ³Институт водных проблем РАН, г. Москва)

Определение площади водосбора малых рек в системе «река–озеро–море» в задачах геоэкологии

Korobov V.B.¹, Lokhov A.S.¹, Alabyan A.M.^{2,3}

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow; ³Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Small rivers catchment area determination in the "river–lake–sea" system in environmental science problems

Ключевые слова: малые реки, площадь водосбора, система, загрязнение, инженерные изыскания.

Рассмотрен один из критериев отнесения водотоков к малым рекам – площадь водосбора. Показано, что в сложных природных системах «малые реки – озеро – море» при угрозе загрязнения источниками, расположенными на водосборах входящих в систему рек, она может быть существенно увеличена, что необходимо учитывать при инженерных изысканиях

Введение. Малые реки составляют подавляющую часть рек России. Они играют важную роль в формировании и функционировании всей водной сети, особенно в северных и арктических регионах [1].

К определению «малая река» применяют несколько критериев [2]: протяженность водотока, площадь водосбора, водоносность и другие характеристики. Но не все из них являются однозначными. Так у критерия протяженности, согласно которому к малым относят реки протяженностью менее 100 км без учета площади водосбора – по такому принципу они классифицированы в справочниках «Ресурсы поверхностных вод СССР» [3], встречаются серьезные исключения. Например, река Нева имеет протяженность 74 км, а ее среднегодовой расход – 2500 м³/с, такой же, как у Рейна, протяженность которого 1320 км. Существуют проблемы и с разграничением категорий по некоторым другим критериям [4].

Наиболее часто используется критерий площади водосбора, установленный еще во времена СССР [5, 6], согласно которому к малым относятся реки, площадь водосбора не менее 50 км² и не более 2000 км². Он достаточно понятен и удобен для классификации водотоков для гидрологических и гидротехнических задач.

Однако на практике встречаются ситуации, когда и он оказывается недостаточным. Происходит это в тех случаях, когда события, происходящие на других водных объектах, непосредственно влияют на

состояние данной малой реки. В особенности это актуально для тундровых территорий Арктики, характеризующейся обширной гидрографической сетью и существенными масштабами развития нефтепромышленного комплекса (рис. 1а).

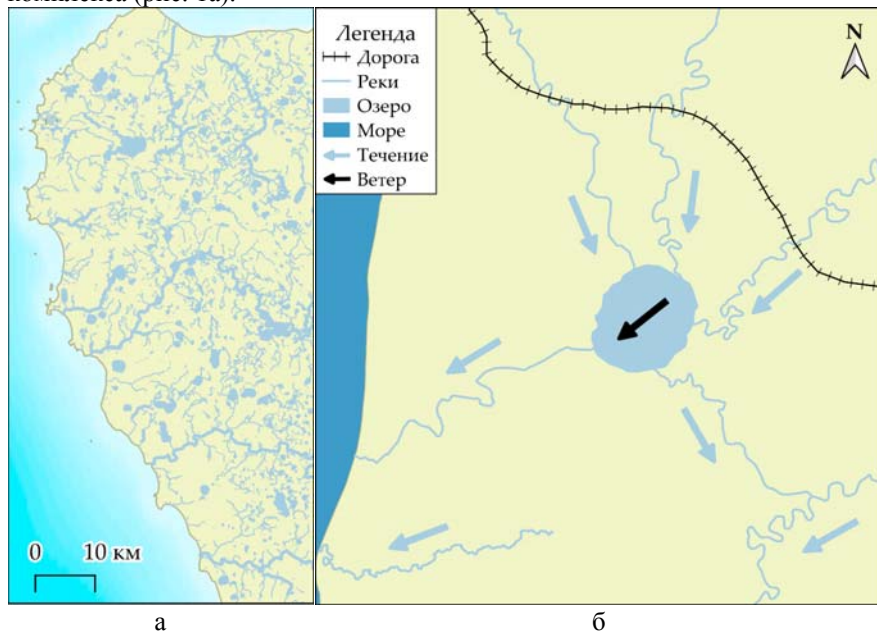


Рис 1. Фрагмент карты гидрографической сети Большеземельской тундры, Ненецкий автономный округ (а). Карта-схема модельной ситуации (б).

Модельная ситуация. Рассмотрим следующую модельную ситуацию (рис. 1б). Пусть в озеро, площадь зеркала которого равна примерно 50 км^2 , впадают три малые речки, а вытекают две, причем одна из них впадает в море. При этом впадающие реки текут на севере, а вытекающие – одна на запад и впадает в море, а другая – на юго-восток и впадает в другую реку.

Руслу впадающих в озеро рек пересекает железная дорога, по которой происходит доставка нефтепродуктов на терминал, расположенный на морском берегу (или из терминала к потребителям). Во время транспортировки при пересечении одной из рек или на территории их водосбора, происходит авария и некоторая часть нефтепродуктов попадает в водоток и течением переносится в озеро.

Во время аварии имеет место сильный шторм, скорость ветра в котором направлена с северо-востока на юго-запад, а его скорость – $20\text{--}25 \text{ м/с}$. Разлив продукта относительно небольшой, и он попадает в речку, текущую в море, загрязняя речные и морские берега и морскую акваторию.

Допустим, в месте впадения реки в море планируется размещение

промышленного объекта, например, по переработке морепродуктов. Требуется оценить, насколько этот участок безопасен с точки зрения экологического влияния на него опасных объектов, расположенных в их зонах воздействия.

Результаты и обсуждение. Для решения этой задачи необходимо на различных стадиях проектирования выполнить инженерные изыскания. Согласно требованиям к инженерно-экологическим изысканиям, необходимо изучить характер, интенсивность и историю использования территории, опасные природные и природно-антропогенные процессы, сведения об источниках загрязнения, на основании чего составить общую характеристику экологического состояния объекта [7].

Возникает вопрос: как определять площадь водосбора для малой реки, в устье которой предполагается построить предприятие, особенно в случаях, если непосредственно с озера в нее попадает небольшая часть воды, допустим, порядка 10%, относительно ее расходу в устьевом створе, что не противоречит определению водосбора [6]?

Время достижения нефтепродуктами истока реки можно в первом приближении оценить по дрейфовому коэффициенту, где скорость движения нефтяного пятна равна, по данным наблюдений, 2–4% от скорости ветра [8], в некоторых других работах можно встретить значения в 5% и 7% для различных случаев. Рассчитаем приближенное время движения нефтяного пятна (таблица).

Таблица. Приближенный расчет времени движения нефтяного пятна при помощи дрейфового коэффициента.

Скорость ветра, $v_{\text{в}}$, м/с	Дрейфовый коэфф., k	Скорость пятна, $v_{\text{п}}$, м/с	Расстояние, км	Время, часы
10	0.02	0.2	6	3:20
	0.05	0.5		8:20
25	0.02	0.5		1:20
	0.05	1.25		3:20

Использованный метод чувствителен даже к небольшим изменениям дрейфового коэффициента, и пригоден для грубой оценки времени движения пятна. При выбранном модельном сценарии со скоростью ветра 25 м/с и расстоянием 6 км, через 1–3 часа значительная часть нефтяного пятна попадет в реку и с большой вероятностью загрязнит воды моря и какую-то часть морского побережья.

Поскольку загрязнение может произойти в результате аварии на площади водосбора любой из трех впадающих в озеро рек, следует необходимость все их суммировать с площадью водосбора данной реки. При этом наличие второй реки, вытекающей из этого же озера и

забирающего часть стока от впадающих рек, при такой ситуации значения не имеет, поскольку загрязнению она не подвергается.

В результате подлежащая учету площадь водосбора малой реки может увеличиться в несколько раз и существенно превысить критерий 2000 км². Ситуация может усугубиться при попадании загрязненных вод в море, особенно при наличии приливной осушки [9] и выраженных колебаний уровней и течений [10], а при совпадении направления вдоль береговых течений и ветра может попасть в устья соседних рек и с приливом подняться вверх по течению на несколько километров [11]. Тем самым площадь учитываемого для изысканий водосбора еще увеличится.

Заключение. В сложных системах «малые реки – озеро – море» в случаях аварийных ситуаций могут возникать условия, благоприятствующие распространению загрязнения на обширные акватории. В некоторых случаях площадь водосбора малой реки, попадающей в зону воздействия, может превысить верхний критерий. При производстве инженерно-экологических изысканий в приливных устьях малых рек, входящих в эту систему, данное обстоятельство необходимо принимать во внимание при планировании работ.

Финансирование. Работа выполнена по теме Государственного задания Института океанологии им. П.П. Шишова РАН FMWE-2024-0020 «Осадкообразование в современном и древнем океане – рассеянное осадочное вещество и донные отложения как геологические архивы изменения климата и природных систем ключевых районов Мирового океана, морей России и пограничной области море–суша».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И. Реки и озера Советского Союза. СПб.: Гидрометеорологическое издательство, 1971. 104 с.
2. Ткачев Б.П., Булатов В.И. Малые реки: современное состояние и экологические проблемы. Новосибирск: ГПНТБ СО РАН. Серия Экология. Вып. 64. 114 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.15. Вып. 3. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 423 с.
4. Косицкий А.Г. К проблеме выделения малых рек. // Малые реки: современное состояние, актуальные проблемы. – Тольятти: ИЭВБ РАН, 2001. – 108 с.
5. Энциклопедический словарь географических терминов. М.: Советская энциклопедия, 1968. 435 с.
6. ГОСТ 19179-73. Гидрология суши. Термины и определения. М.: Госстандарт СССР, 1988. 34 с.
7. СП 502.1325800.2021. Инженерно-экологические изыскания для строительства. Общие правила производства работ. М.: 2021. 141 с.

8. Кормак Д. Борьба с загрязнением моря нефтью и химическими веществами. «Транспорт», 1989. 365 с.
9. Лохов А.С., Мискевич И.В. Моделирование поведения разлитой нефти в зонах приливной осушки морей западного сектора Российской Арктики // Проблемы региональной экологии. 2019. № 1. С. 56–64.
10. Мискевич И.В., Коробов В.Б., Алабян А.М. Специфика инженерно-экологических изысканий в приливных устьях малых рек западного сектора Российской Арктики // Инженерные изыскания. 2018. Т. XII. № 3–4. С. 50–61.
11. Котова Е.И., Коробов В.Б., Шевченко В.П. Экологические проблемы Российской Арктики. Архангельск: КИРА, 2024. 228 с.

One of the criteria for classifying watercourses as small rivers is considered –the catchment area. It is shown that in complex natural systems "small rivers – lake – sea", when there is a threat of pollution from sources located on the catchments of the rivers within the system, the catchment area can be significantly increased. This must be taken into account during engineering surveys.

**Костенко Д.Ф., Федоров Ю.А., Доценко И.В.,
Михайленко А.В.**

(Институт наук о Земле, Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail: solodko@sfedu.ru)

**Характеристика физико-химических показателей в
каскадной системе «Таганрогский залив – эстуарий р.
Миус»**

**Kostenko D.F., Fedorov Yu.A., Dotsenko I.V.,
Mikhailenko A.V.**

(Institute of Earth Sciences, Southern Federal University, Rostov-on-Don)

**The characteristic of physical and chemical parameters in
cascade system "the Taganrog Bay – the Mius River Estuary"**

Ключевые слова: каскадная система, физико-химические показатели, река Миус, Миусский лиман, мониторинг

Исследован гидрохимический режим каскадной системы «река Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив», подверженной значительным антропогенным изменениям из-за гидротехнических преобразований в XX веке. На основе экспедиционных данных 2024 г. проанализированы ключевые гидрохимические параметры: минерализация, электропроводность, содержание кислорода и pH. Выявлены пространственные закономерности изменения характеристик водной среды, обусловленные как природными факторами, так и антропогенным воздействием. Полученные результаты имеют практическое значение для управления водными ресурсами региона.

Каскадные водные системы, объединяющие речные, озерные, эстуарные и морские акватории, представляют собой динамичные природно-техногенные комплексы, где происходят сложные процессы трансформации водных масс, обмена веществом и энергией. Изучение таких систем имеет важное значение для понимания гидрологических, гидрохимических, экологических и геоморфологических процессов, особенно в условиях антропогенного воздействия и климатических изменений.

Одной из характерных систем такого типа является континуум «река Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив», формирующий единую природно-антропогенную структуру с постепенным переходом от пресноводных речных условий к солоноватоводной среде Азовского моря. Данная система расположена в пределах Приазовской равнины – геоморфологически обособленного района Причерноморской низменности, что определяет ее уникальные гидрологические и ландшафтные особенности [1, 4–6].

Река Миус играет ключевую роль в формировании водного баланса лимана, а его гидрологические характеристики (малый уклон, извилистость

русла, относительно небольшие глубины, наличие искусственных водоемов) оказывают влияние на седиментационные и биохимические процессы в нижележащих звеньях системы. Миусский лиман, в свою очередь, служит зоной смешения речных и морских вод, где происходят важные изменения физико-химических параметров водной среды.

Во второй половине XX века Миусский лиман стал объектом масштабных гидротехнических преобразований, направленных на повышение его рыбохозяйственной значимости. В 1963 г. был разработан комплексный проект мелиорации, предусматривавший создание на его акватории рыбоводно-товарного и нерестово-выростного хозяйства с плановым выпуском молоди ценных видов рыб. Реализация проекта, выполненного Ростовским отделением института «ГипроРыбПроект», завершилась в 1972 г. строительством гидротехнического комплекса (рисунки 1, 2), коренным образом изменившего гидрологический режим водоема [2]. Ключевыми элементами проекта стали:

- земляная плотина с бетонным водосбросным сооружением, обеспечивающим миграцию рыбы на нерест из Таганрогского залива в лиман;
- преобразование лимана в практически замкнутое водохранилище с солоноватоводным режимом;
- сезонное регулирование стока – после пропуска весеннего паводка водосброс перекрывался до конца мая для аккумуляции воды с целью орошения.

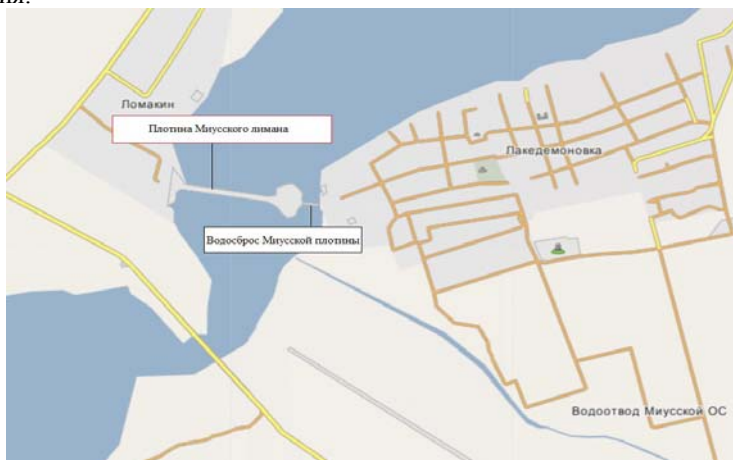


Рис. 1. Карта-схема плотины и водосброса Миусского лимана (создано по данным «<https://wikimapia.org/>»)



Рис. 2. Водосброс на Миусском лимане
(фото авторов)

Данные мероприятия привели к формированию водного объекта с контролируемым гидрологическим режимом, что существенно изменило его экосистемные функции и потенциал для рыборазведения.

В рамках экспедиционных работ в летний период 2024 г. было продолжено изучение основных физико-химических параметров системы «р. Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив», которые были представлены в работах [4–6]. Это позволило дополнить современные данные о пространственно-временной изменчивости гидрохимического режима этой транзитной области. Отбор проб производился на 9 станциях наблюдения (мониторинга) с описанием метеорологической обстановки, определением минерализации, температуры воды, pH, электропроводности и степени насыщения воды кислородом (рис. 3).



Рис. 3. Карта-схема района исследования по профилю «река Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив»
(создано по данным «<https://yandex.ru/maps/>»)

Во время экспедиционных исследований влажность воздуха уменьшалась вниз по течению, достигая минимума у Таганрогского залива (28%), температура воздуха изменялась от +25°C до +30°C с восточным направлением ветра на всех пунктах с порывами до 16–17 м/с.

Минерализация вод в нижнем течении реки Миус (станции № 1 и № 2) изменялась в пределах 1697–1704 мг/дм³. На станции 8, расположенной в зоне смешения вод Миусского лимана и Таганрогского залива, величина резко возрастает, достигая максимальных значений (3755 мг/дм³). Полученные результаты оказались значительно ниже экспериментальных данных 2020 г., когда значения варьировались от 2200 до 9480 мг/дм³ [4–6].

Электропроводность демонстрирует устойчивую тенденцию к росту по всему исследуемому континууму. В реке Миус значения увеличиваются с 1120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ в верхнем течении (с. Покровское) до 1448 $\mu\text{S}/\text{cm}$ в районе с. Николаевка, что объясняется естественным накоплением растворенных веществ по мере движения водного потока. Наиболее резкий скачок значений наблюдается в Миусском лимане, где показатели возрастают от 1778 $\mu\text{S}/\text{cm}$ у с. Золотарево до 2906 $\mu\text{S}/\text{cm}$ в районе х. Ломакин. Такая динамика обусловлена комплексом факторов: эффектом застойных явлений выше плотины водохранилища, интенсивным испарением при высоких летних температурах (до +30°C) и сильном восточном ветре (порывы до 17 м/с), а также возможным подтоком грунтовых вод. Максимальные значения электропроводности (4050–5007 $\mu\text{S}/\text{cm}$) зафиксированы в Таганрогском заливе, где проявляется влияние морских вод.

Степень насыщения воды кислородом имеет более сложную пространственную динамику. В устье р. Миус (68.3–66.5%) содержание кислорода относительно понижено, что может быть связано с антропогенной нагрузкой и замедленным течением. В верхнем бьефе лимана отмечается локальный максимум (86.9% у с. Золотарево), вероятно вызванный ветровым перемешиванием и продукцией кислорода водной растительностью. Однако ниже по течению в лимане значения снижаются до 77.9%, что коррелирует с ростом минерализации и ухудшением условий аэрации. В Таганрогском заливе происходит восстановление кислородного режима (87.5–88.2%) благодаря активному водообмену с донскими водами и открытой акваторией Азовского моря.

Показатель pH демонстрирует относительно стабильные значения по профилю всей исследуемой системы, оставаясь в пределах слабощелочной реакции (7.13–7.54). Полученные данные оказались ниже, полученных в период экспедиции 2006 г., где в поверхностном слое воды по профилю «река Дон – Керченское предпроливье Азовского моря» водородный показатель в среднем составил 8.26 при продолжительном шторме [3], а также экспедиции 2020 г., где показатель pH по континууму «река Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив» изменялся от 7.68 до 8.67 [4–6].

Полученные результаты имеют важное значение для понимания процессов трансформации водных масс в условиях антропогенного воздействия, поведения форм нахождения и миграции потенциально токсичных элементов и могут быть использованы при разработке мер по рациональному использованию и охране водных ресурсов региона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00038, <https://rscf.ru/project/24-17-00038/> в Южном федеральном университете.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безуглова О.С., Приваленко В.В., Остробородько Н.П. Биогеохимическая характеристика почв побережья Таганрогского залива // Экосистемные исследования Азовского моря и побережья. Т. IV / Под. ред. Г.Г. Матишова, Ю.А. Жданова, Н.В. Лебедева, Ю.А. Федорова и др. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. С. 12–28.
2. Кренева С. В., Кренева К.В. Деграция биоценоза Миусского лимана // Морские биологические исследования: достижения и перспективы: сб. материалов Всерос. научно-практ. конф., приуроченной к 145-летию Севастопольской биологической станции: Севастополь, 19–24 сентября 2016 г. Т. 2. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2016. С. 327–330.
3. Михайленко А. В., Федоров Ю.А., Доценко И.В. Тяжелые металлы в компонентах ландшафта Азовского моря. Таганрог: Южный федеральный университет, 2018. 214 с.
4. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Дмитрик Л.Ю. и др. Геохимия железа в системе река Миус – Миусский лиман – Таганрогский залив Азовского моря // Астраханский вестник экологического образования. 2020. № 5(59). С. 172–181.
5. Федоров Ю.А., Гарькуша Д.Н., Чепурная В.И. и др. Кадмий в воде по континууму эстуарий Р. Миус – Таганрогский залив Азовского моря // Географический вестник. 2021. № 3(58). С. 115–129.
6. Федоров Ю.А., Костенко Д.Ф., Доценко И.В., Чепурная В.И. Особенности распределения содержания миграционных форм меди в воде по разрезу "Эстуарий реки Миус – Таганрогский залив Азовского моря" // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2022. № 1. С. 36–49. DOI 10.17308/geo.2022.1/9084.

The hydrochemical regime of «the Mius River – the Miussky Estuary – the Taganrog Bay» cascade system, which has undergone significant anthropogenic changes due to hydraulic engineering in the 20th century, has been studied. Using data from the 2024 expedition, key hydrochemical parameters such as mineralization, electrical conductivity, oxygen content, and pH were analyzed. Spatial patterns of changes in aquatic environmental characteristics caused by both natural and anthropogenic factors have been identified. These results are of practical significance for water resource management in the region.

Кузнецов А.Н.¹, Дергачев К.Ю.^{1,2}, Рязанцева И.А.²

(¹Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail: ankuznecov@sfedu.ru; ²Гидрохимический институт, г. Ростов-на-Дону)

Нефтяное загрязнение прибрежных вод в районе крушения танкеров в Керченском проливе: текущий и ретроспективный анализ

Kuznetsov A.N.¹, Dergachev K.Yu.^{1,2}, Ryazantseva I.A.²

(¹Southern Federal University, Rostov-on-Don; ²Hydrochemical Institute, Rostov-on-Don)

Oil pollution of coastal waters in the area of tanker accidents in the Kerch Strait: a current and retrospective analysis

Ключевые слова: Черное море, Керченский пролив, прибрежные воды, нефтяное загрязнение.

Рассмотрены результаты 18-летних наблюдений содержания углеводов в прибрежных водах Черного моря и Керченского пролива в районе крушения танкеров в 2007 и 2024 гг. Показана значительная вариабельность концентраций как в первые месяцы и годы после разливов мазута, так и на временном отрезке между ними.

15 декабря 2024 г. в шторм в Керченском проливе потерпели крушение танкеры «Волгонефть-212» и «Волгонефть-239». По оценкам, в море попало от 2.4 до 3.8 тыс. т мазута М-100. Загрязнению подверглись сотни километров черноморского побережья. Сильнее всего пострадала береговая линия Темрюкского и особенно Анапского районов [1]. Для данного региона это уже вторая нефтяная катастрофа. Первая произошла в ноябре 2007 г., тогда при аналогичных обстоятельствах из танкера «Волгонефть-139» вылилось около 1.3 тыс. т мазута М-100, загрязнению подверглись преимущественно берега Керченского пролива [2–4]. Эти разливы – далеко не единственные источники нефтяного загрязнения акватории. Через черноморские и азовские порты России ежегодно отгружается более 150 млн. т нефти и нефтепродуктов, в т.ч. две трети – через торговый порт г. Новороссийска. Судовые операции нередко становятся причинами утечек. Кроме того, важными источниками загрязнения являются промышленные и коммунально-бытовые сточные воды, плоскостной смыв, атмосферные выпадения. О высоком уровне нефтяного загрязнения акватории свидетельствуют результаты исследований, приведенные в работах [5–7].

Настоящая работа посвящена анализу результатов многолетних наблюдений за уровнем нефтяного загрязнения прибрежных вод Черного моря и Керченского пролива в районе крушения танкеров. Исследования 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., а также в январе и мае

– июне 2025 г. и включали отбор проб воды с берега, сбор и описание нефтяных агрегатов и сликов, обнаруженных на побережье. В общей сложности за 18-летний период наблюдений отобрано и проанализировано 275 проб морской воды и 190 образцов нефтяных агрегатов и сликов. Анализ проб воды выполнялся инфракрасным спектрофотометрическим (ИК), а с 2019 г. – и флуориметрическим (ФЛ) методами [8, 9]. Первый из них является классическим методом, широко применяемым в сети Росгидромета, с его помощью непосредственно измеряется концентрация преимущественно алифатических углеводородов (УВ). Второй – более чувствительный метод, позволяющий эффективно определять содержание УВ при значительной доле в их составе аренов, люминесцирующих в ультрафиолетовом свете. Результаты изучения нефтяных агрегатов и сликов рассмотрены в статье [10] и в настоящей работе используются лишь для сравнительных целей.

Полученные данные свидетельствуют о достаточно высоком уровне и значительных флуктуациях концентраций УВ в прибрежных водах рассматриваемой акватории, что может быть обусловлено как природными, так и антропогенными факторами (таблица). В частности, за 18 лет наблюдений динамика содержания УВ в воде и грузооборота торговых портов демонстрирует довольно тесную корреляцию с их минимумом в 2012–2013 гг. и тенденцией к увеличению в последующем. Кроме того, прослеживается некоторая связь с годовыми суммами атмосферных осадков, обеспечивающих смыв загрязняющих веществ с водосбора, и другими гидрометеорологическими факторами. Максимальный для рассматриваемой акватории уровень загрязнения был отмечен в июле 2019 г. в Новороссийской бухте и по времени совпал с разгерметизацией автоцистерны с мазутом в морском порту г. Новороссийска и последовавшей за ней чередой ливней. Обратим внимание, что осредненные концентрации УВ, приводимые для рассматриваемых районов за период 2007–2023 гг. в ежегодниках Государственного океанографического института [11], заметно ниже наблюдавшихся нами значений, хотя общая тенденция их снижения к 2012 г. и последующего роста данными ГОИН подтверждается. Эти различия могут объясняться тем, что в нашем исследовании пробы воды отбирались с берега, где концентрации загрязняющих веществ обычно выше.

Высокие содержания УВ, кратно превышающие ПДК, ожидаемо фиксировались в районах аварийных разливов мазута в первые недели после кораблекрушений (декабрь 2007 г., январь 2025 г.), а также в течение двух – трех теплых сезонов, последовавших за катастрофой 2007 г. Этот эффект мог быть вызван летней активизацией деструкции мазута, многочисленные следы которого, несмотря на очистные мероприятия, сохранились на ряде труднодоступных для техники участков побережья. В то же время, в летний сезон 2025 г. такого роста концентраций

зафиксировать не удалось. Наоборот, на всем протяжении района исследований отмечался один из самых низких за 18 лет уровней содержания УВ, что может быть связано с разными причинами. В их числе – более масштабные работы по сбору и вывозу мазута с побережья города-курорта Анапа, оказавшегося в эпицентре загрязнения в 2024–2025 гг., по сравнению с побережьем Керченского пролива в 2007–2008 гг., хозяйственная и в особенности рекреационная освоенность которого намного ниже. Свою роль могли сыграть и различия геоморфологических и литологических условий побережий. В 2007 г. вследствие миграции мазута преимущественно в пределах небольшой акватории пролива с изрезанными берегами большая его часть была выброшена на косы в первые же дни после разлива. Вследствие высокой адгезии мазут плотно покрыл блоки известняка Тузлинской дамбы и берегозащитных бонов косы Чушка, на многие годы превратившись в источник вторичного загрязнения воды. В то же время, в 2024–2025 гг. значительная часть разлившегося мазута перед тем, как была выброшена на Анапскую пересыпь, на протяжении нескольких недель мигрировала в Черном море, теряя те немногие водорастворимые компоненты, которые содержит мазут. Кроме того, в отличие от скальных блоков Тузлинской дамбы, подвижные песчаные отложения Анапской пересыпи могли сыграть роль «фильтра» для воды и «якоря» для мазута, фиксируя его сгустки, смешивавшиеся с песком, в т.ч. в толще пляжа. Ранее мы уже обращали внимание на то, что песчаные отложения сорбируют и ограничивают дальнейшую миграцию тяжелых нефтяных компонентов значительно эффективнее, чем илистые [12]. Также обратим внимание на особенности гидрометеорологических условий во время отбора проб в конце мая – начале июня 2025 г. и в предшествующие две недели. Более прохладная, по сравнению с климатической нормой, погода, вероятно, еще не позволила следам мазута, сохраняющимся на побережье и на дне у берега, прогреться и начать активно разлагаться с выделением водорастворимых соединений. А преобладание слабых, неустойчивых ветров, в отдельные дни прерывавшееся умеренными ветрами юго-западного и западного направлений, создавало условия для ослабления и отдаления от берега Основного черноморского течения, распространения прибрежных вод в сторону открытого моря и снижения концентрации поллютантов у берега.

В целом, можно заключить, что для прибрежных вод северо-восточного побережья Черного моря, на протяжении многих лет подвергающихся хроническому нефтяному загрязнению, произошедшие в 2007 и 2024 гг. аварийные разливы мазута, содержащего мало водорастворимых компонентов, не привели к резкому увеличению концентраций УВ по сравнению со сложившимся за два десятилетия фоном. Тем не менее, сохранение достаточно «свежего» мазута, смешанного с песком и потерявшего плавучесть, на надводной и подводной поверхности пляжей и

в их толще, а также на скальных поверхностях клифов, волноприбойных террас и берегозащитных сооружений на ближайшие два – три года создает угрозу вторичного загрязнения морской воды продуктами распада.

Таблица. Содержание УВ (мкг/л) в прибрежных водах и следы нефтяного загрязнения на берегу, 2007–2025 гг.

Район	Керченский прол.		Анапский район		Новороссийский р-н	
Метод анализа	ИК	ФЛ	ИК	ФЛ	ИК	ФЛ
лето 2007	–		–		390–740 608 (6)	–
					▲▲●	
зима 2007	190–220 200 (4)	–	–		–	
	▲▲▲▲					
лето 2008, 2009, 2010	210–600 359 (18)	–	220–490 355 (4)	–	140–1050 328 (28)	–
	▲▲▲●		▲		●●▲	
зима 2011	15–2100 307 (8)	–	20–50 35 (2)	–	0–130 47 (11)	–
	●●●●		○		●▲	
лето 2011	0–410 80 (10)	–	0–100 67 (3)	–	20–130 68 (16)	–
	●●●●		▲		●▲	
лето 2012, 2013	0–320 56 (11)	–	40–60 50 (4)	–	0–50 14 (15)	–
	●●●		●		●▲	
лето 2014, 2016	40–140 91 (10)	–	0–190 95 (2)	–	0–170 82 (12)	–
	●●▲		○		●▲	
лето 2019	10–40 20 (4)	27–38 33 (2)	–		700–8780 4552 (5)	34–169 102 (2)
	●●				●▲	
лето 2021, 2023	150–250 190 (5)	8–36 15 (5)	170 (1)	11 (1)	130–250 144 (10)	5–47 19 (10)
	●▲		○		●▲	
зима 2025	–		235–622 429 (2)	–	–	
			▲▲▲▲▲			
лето 2025	12–32 24 (5)	4–20 9 (4)	33–55 42 (5)	4–12 8 (4)	12–46 28 (5)	8–11 10 (3)
	▲▲●		▲▲▲▲●		▲●	

Примечания: в числителе – диапазон концентраций, в знаменателе – среднее значение, в скобках – количество проб; наличие нефтяных агрегатов и сликов на берегу: ○ – визуально отсутствуют; ▲ или ● – встречаются единично; ▲▲ или ●● – встречаются редко; ▲▲▲ или ●●● – встречаются часто; ▲▲▲▲ или ●●●● – видны повсюду; ▲ – «свежие» слики, ● – выветрелые агрегаты и слики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Клещенко А.В., Кулыгин В.В., Бердников С.В. Аварии и последствия танкерной перевозки мазута (Керченский пролив – 2007 г., г. Анапа – 2024 г.). Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2025. 152 с.

2. Оценка загрязнения морской среды Керченского пролива и прилегающих акваторий морей в результате аварийного разлива нефтепродуктов 11 ноября 2007 г. по данным математического моделирования, регулярного мониторинга и эпизодических наблюдений. М.: ГОИН, 2009. 71 с.
3. Кузнецов А.Н., Федоров Ю.А., Заграничный К.А. О результатах трехлетнего мониторинга разлива мазута в Керченском проливе // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. № 4. С. 90–95.
4. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И., Савицкий Р.М. Воздействие на среду и биоту аварийного разлива нефтепродуктов в Керченском проливе в ноябре 2007 г. // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 3. С. 259–273.
5. 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.
6. 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.
7. 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. Том 49. № 1. С. 142–162.
8. ПНД Ф 14.1:2.4.168–2000. Методика измерений массовой концентрации нефтепродуктов в питьевых, природных и очищенных сточных водах методом ИК-спектрофотометрии с применением концентратометров серии КН. М.: ООО «ПЭП СИБЭКОПРИБОР», 2012. 23 с.
9. ПНД Ф 14.1:2.4.128–98. Методика измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах природных, питьевых, сточных вод флуориметрическим методом на анализаторе жидкости «Флюорат-02». М.: ООО «Люмэкс-маркетинг», 2012. 25 с.
10. Kuznetsov A.N., Fattal P. Modelling fuel oil transformation on geographically different seacoasts and assessing their self-cleansing capacity. Environmental Science and Pollution Research. 2024. 31(19): 28178–28197.
11. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодники, 2006–2023 / Под ред. А.Н. Коршенко. М.: Наука, 2007–2024.
12. Федоров Ю.А., Страдомская А.Г., Кузнецов А.Н. Закономерности трансформации нефтяного загрязнения в водотоках по данным многолетних наблюдений // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 3. С. 327–337.

The results of 18 years of observations on changes in hydrocarbon content in the coastal waters of the Black Sea and the Kerch Strait in the area of the 2007 and 2024 tanker accidents are considered. Significant variability in concentrations is shown, both in the first months and years following the fuel oil spills and over the period between them.

**Литвиненко И.В.^{1,2}, Куршева А.В.¹, Закариянова М.²,
Моргунова И.П.¹**

(¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: i.litvinenko@vniio.ru;

²СПбГУ, Институт Наук о Земле, г. Санкт-Петербург)

**Состав и содержание ПАУ в донных отложениях южной
части побережья озера Байкал (район г. Байкальск, п.
Солзан)**

**Litvinenko I.V.^{1,2}, Kursheva A.V.¹, Zakariyanova M.²,
Morgunova I.P.¹**

(¹FSBI “VNIIOkeangeologia”, Saint-Petersburg; ²SPbSU, Institute of Earth Sciences,
Saint-Petersburg)

**The composition and content of PAHs in the bottom sediments
of the south part of the coast of Lake Baikal (near the city of
Baikalsk, the settlement of Solzan)**

Ключевые слова: донные осадки, полициклические ароматические углеводороды, углеводородные молекулярные маркеры, побережье озера Байкал

В донных отложениях прибрежной зоны г. Байкальск и п. Солзан изучался состав и содержание ПАУ, а также производилась оценка критериев качества осадков для жизнедеятельности биоты (ERL, ERM) и общая токсичность полиаренов (TEQ). Определены районы с наибольшей антропогенной нагрузкой. Установлено отсутствие в настоящий момент острого токсического влияния ПАУ на бентосные организмы. Выявлена доминирующая роль ПАУ пирогенного генезиса.

Озеро Байкал представляет собой уникальный глубоководный пресный водоем с высоким разнообразием эндемичной флоры и фауны, требующий экологического контроля. При этом прибрежные экосистемы озера подвержены постоянной антропогенной нагрузке, поскольку именно здесь расположены урбанизированные территории. Так, например, в южной части Байкала прибрежная зона на протяжении десятков лет испытывала антропогенную нагрузку вследствие функционирования Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК). С ежегодным ростом внутреннего туризма увеличивается водная и прибрежная транспортная нагрузка на регион, что неизбежно связано с ухудшением состояния экосистемы озера.

Среди загрязняющих веществ особое место занимают полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), токсичность и канцерогенность которых в сочетании с природным происхождением и широким распространением делают их изучение весьма актуальным, особенно с точки зрения наличия в объектах окружающей среды углеводородов (УВ) нефтяного ряда [1, 2].

Важнейшим аспектом экологического контроля для любой акватории является уровень загрязненности водной толщи, как одного из основных элементов экосистемы. Вместе с тем ПАУ обладают высокими гидрофобными свойствами и, соответственно, низкой растворимостью в воде. Основная часть полиаренов находится в сорбированном состоянии на взвешенных частицах, которые переносят их в донные осадки. Именно поэтому последние являются истинным индикатором загрязненности.

Традиционно при оценке уровня загрязнения используется группа из 16 приоритетных ПАУ [3]. Однако, согласно исследованиям [4, 5], этот список следует расширить, включив в него и другие голаядерные и алкилированные полиарены, токсичность которых ранее не принималась во внимание из-за их естественного происхождения и/или широкого распространения в окружающей среде.

Наряду с этим важно учитывать разный вклад индивидуальных соединений в общую токсичность ПАУ (TEQ – toxic equivalent) [6], а также критерии качества осадков для жизнедеятельности биоты, отражающие пороговые уровни содержания индивидуальных соединений в отложениях, ниже которых их токсичность возможна с вероятностью не более 10% (ERL – effect range low) и не более 50% (ERM – effect range medium) [7, 8].

Материалом исследования послужили пробы донных отложений, отобранные летом 2024 г. при помощи ручного пробоотборника «Робур-Ил» в прибрежной зоне г. Байкальск и поселка Солзан (рис. 1). Интервалы вертикального отбора по колонке были определены в соответствии со сменой литологического состава изучаемых отложений (преимущественно пески с незначительной примесью подповерхностных песчанистых илов). Общее количество проб составило 11 образцов, отобранных на 7 станциях.

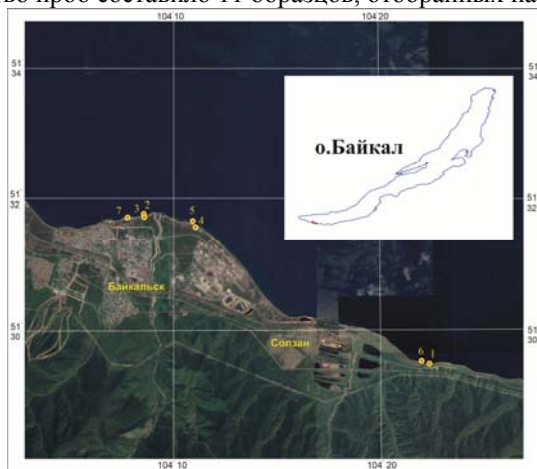


Рис. 1. Карта-схема отбора проб донных осадков

Изучение ПАУ в осадках осуществлялось по комплексной схеме [9], включающей выделение ароматической фракции и ее анализ методом ГХ-МС с использованием системы Agilent Technologies 5973/6850, снабженной квадрупольным масс-детектором. Идентификация индивидуальных соединений проводилась путем сравнения масс-спектров со стандартными образцами, с библиотечными базами NIST и WILEY.

Из приоритетного перечня соединений ПАУ [3] в исследованных пробах донных отложений были количественно определены следующие соединения (интервалы значений, нг/г): Флуорен (0.18÷1.40), Фенантрен (8.6÷54.6), Антрацен (0.5÷4.0), Флуорантен (3.2÷60.3), Пирен (2.1÷47.6), Бенз(а)антрацен (0.2÷19.5), Хризен (0.4÷13.1), Бенз(б)флуорантен (0.4÷18.2), Бенз(к)флуорантен (0.4÷21.8), Бенз(е)пирен (0.5÷15.2), Бенз(а)пирен (0.5÷15.2), Перилен (0.2÷3.8), Индено(1,2,3-сd)пирен (0.7÷10.6), Бенз(г, h, i)перилен (0.8÷10.7) и Дибенз(а, h)антрацен (0.6÷1.1). Полученные величины в целом не превышают концентраций, установленных ранее для района изучения [10].

Определение общей токсичности ПАУ (фактор TEQ) свидетельствует, что наибольшую нагрузку испытывают отложения, отобранные на ст. 1 и ст. 3 (рис. 2). Данные станции находятся в непосредственной близости от стоянки катеров с моторными двигателями, района гаражей (ст. 1) и зоны туристическо-рекреационного типа с мангалами и пляжем (ст. 3). При этом содержания в подповерхностных отложениях выше, что, вероятно, связано с более мелкодисперсными осадками, обладающими высокой сорбционной емкостью. Наименьшие концентрации ПАУ выявлены на ст. 6 и ст. 7, локализованных в крайних точках (на наибольшем удалении) от населенных пунктов.

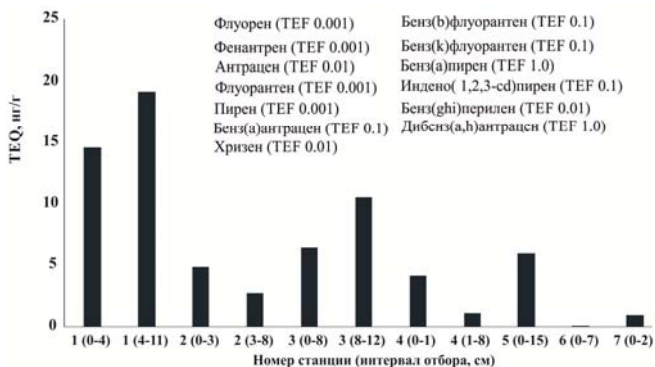


Рис. 2. Суммарный токсический эквивалент (TEQ) индивидуальных соединений ПАУ по отношению к бенз(а)пирену, нг/г.

Примечание: *TEQ = $\sum (C_i \text{TEF}_i)$, где C_i – концентрация индивидуального соединения, TEF_i токсический эквивалентный фактор соответствующего индивидуального соединения [6].

Критерии качества осадков (ERM и ERL) для жизнедеятельности биоты,

обитающей в них, на данный момент не превышают 10% вероятности влияния токсинов (таблица). При этом, несмотря на то, что анализ воздействия ПАУ на бентосные сообщества не позволяет говорить о значимых угрозах загрязнения, отдельные факторы указывают на наличие техногенной нагрузки. Так, в большинстве отложений выявлен 1-метилфлуорен, образующийся во время циклизации 2,3-диметилбифенила и являющийся маркером выхлопов дизельных двигателей. Присутствие неустойчивого изомера 2-метилантрацена свидетельствует о поступлении свежих нефтяных УВ в осадок и процессах их биodeградации, а производные пирена (2-, 4-, 1-метилпирены) отражают содержание продуктов пиролитического происхождения.

Таблица. Критерии загрязнения донных отложений, нг/г.

№ пп	Соединение	Уровень		Уровень в донных осадках	
		ERL	ERM	мин.	макс.
1	Флуорен	19	540	0.2	1.4
2	Фенантрен	240	1500	8.6	54.6
3	Антрацен	85.3	1100	0.5	4.0
4	Флуорантен	600	5100	3.2	60.3
5	Пирен	665	2600	2.1	47.6
6	Бенз(а)антрацен	261	1600	0.2	19.5
7	Хризен	384	2800	0.4	13.1
8	Бенз(а)пирен	430	1600	0.4	13.7
9	Дибенз (а, h) антрацен	63.4	260	0.6	1.1

Полученные данные находятся в полном соответствии с дифференциацией источников ПАУ по соотношениям изомерных соединений – «кинетических» к «термодинамическим», согласно значениям которых $(Фл/(Фл+Пир)=0.5\div0.6; \text{BaA}/(\text{BaA}+Хр)=0.3\div0.6; \text{И}(1,2,3\text{-cd})\text{Пир}/(\text{И}(1,2,3\text{-cd})\text{Пир}+\text{Б}(g,h,i)\text{Пер})=0.4\div0.5; \text{Б}(e)\text{Пир}/\text{Б}(a)\text{Пир}=1.1\div2.7$ в изученных отложениях доминируют пирогенные источники - сжигание древесины, угля, нефти и нефтепродуктов [11]. Соотношение неизомерных ПАУ $(\text{Б}(a)\text{Пир}/(\text{Б}(a)\text{Пир}+Хр)=0.0\div0.6; \text{Б}(a)\text{Пир}/\text{Б}(g,h,i)\text{Пер}=0.5\div1.3)$ и отношение голоядерных полиаренов к их метилированным производным $(Ф/(\text{Ф}+\text{МФ})=0.4\div0.6)$ также отражают преимущественно пирогенные источники полиаренов, такие как продукты сжигания угля, дизельного топлива/бензина.

Таким образом, современное состояние изученной зоны побережья свидетельствует, с одной стороны, об отсутствии острого токсического влияния ПАУ в донных отложениях на бентосные организмы (уровень <ERL), с другой стороны, наличие постоянной антропогенной нагрузки в виде пиролитических источников полиаренов требует дальнейшего пристального внимания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. AMAP. Assessment 2007: Oil and gas activities in the Arctic – Effects and potential effects // Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP): Oslo, Norway. 2010. 277p.
2. Honda, Suzuki. Toxicities of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons for Aquatic Animals // J Environ Res Public Health. 2020. V. 17(4). 1363 p.
3. U.S. EPA. Predicting Toxicity to Amphipods from Sediment Chemistry. National Center for Environmental Assessment, Washington, 2005. DC. EPA/600/R-04/030.
4. Keith L.H. The source of U.S. EPA's sixteen PAH priority pollutants // Polycycl. Aromat. Compd. 2015. № 35. P. 147–160.
5. Richter-Brockmann S., Achten C. Analysis and toxicity of 59 PAH in petrogenic and pyrogenic environmental samples including dibenzopyrenes, 7H-benzo[c]fluorene, 5-methylchrysene and 1-methylpyrene // Chemosphere. 2018. № 200. P. 495–503.
6. Nisbet C., LaGoy P. Toxic Equivalency Factors (TEFs) for Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) // Regulatory Toxic. Pharmacol. 1992. № 16. P. 290–300.
7. Long E.R., MacDonald D.D., Smith S.L., Calder F.D. Incidence of adverse biological effects within ranges of chemical concentrations in marine and estuarine sediments // Environ. Manag. 1995. №19(1). P. 81–97.
8. MacDonald D.D., Ingersoll C.G., Smorong D.E., Lindscoog R.A. Development and Applications of Sediment Quality Criteria for Managing Contaminated Sediment in British Columbia. MacDonald Environ. Scienc. Ltd. & US Geological Survey. 2003. 112p.
9. Morgunova I.P., Kursheva A.V., Petrova V.I. et al. Natural and anthropogenic organic matter inputs to intertidal deposits of the urbanized Arctic region: A multi-proxy approach // Marine Chemistry. 2021. № 234. 104001.
10. Халиков И.С., Макаренко А. А, Левшин Д.Г. и др. Новые данные о содержании полициклических ароматических углеводородов в донных отложениях прибрежной зоны озера Байкал // Экологическая химия. 2021. № 30(3). С. 117–128.
11. Халиков И.С. Оценка возможности диагностики источников загрязнения атмосферного воздуха полициклическими ароматическими углеводородами по их компонентному составу. Тамбов: Изд-во: Юконф. 2024. 80 с.

The composition and content of PAHs were studied in the bottom sediments of the coastal zone of Baikal and Solzan, as well as the assessment of precipitation quality criteria for biota activity (ERL, ERM) and the general toxicity of polyarenes (TEQ). The dominant role of PAHs of pyrogenic genesis has been revealed. The areas with the greatest anthropogenic load have been identified. The absence of acute toxic effects of PAHs on benthic organisms has been established at the moment.

Наумов И.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Email: naumov202001@mail.ru)

Геоэкологические условия в районе залежи песка на подводном береговом склоне в Юго-Восточной Балтике **Naumov I.A.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Geoeological conditions in the area of a sand deposit on an underwater coastal slope in the South-Eastern Baltic

Ключевые слова: донные осадки, гранулометрический состав, химический состав, тяжелые металлы, подводная добыча.

Проведено комплексное исследование поверхностных осадков прибрежной зоны Самбийского полуострова методами ситового анализа и рентгенофлуоресцентной спектроскопии. Донные отложения представлены в основном среднезернистыми кварцевыми песками. Концентрации тяжёлых металлов существенно ниже фоновых. Наблюдается наличие потенциала района для подводной добычи песка.

Гранулометрический и химический состав донных осадков определяет геоэкологические условия морской среды, в том числе, степень загрязнения. Мелкие фракции обладают большой удельной поверхностью и способны адсорбировать поллютанты, включая тяжёлые металлы, способствуя их накоплению в донных отложениях. Анализ химического состава осадков позволяет выявлять наличие токсичных элементов, оценивать их происхождение (природное или техногенное) и прогнозировать влияние на экосистему [1]. Особое внимание уделяется тяжёлым металлам (свинец, кадмий, цинк, хром и др.), поскольку их накопление представляет угрозу для бентоса и здоровья человека.

Пляжи Калининградской области испытывают дефицит песчаного материала [2], в связи с чем планируется намыв песчаного пляжа у курорта г. Светлогорск с использованием материала подводной залежи песка (глубина $\approx 24\text{--}28$ м) [3]. Однако добыча способна привести к перераспределению осадков и мобилизации тяжелых металлов. Соответственно, требуется предварительная оценка геоэкологических условий выделенного района, в пределах которого изучены гранулометрический и химический состав донных осадков, с целью рассмотреть целесообразность и перспективы намыва строительного песка.

Исследование проводилось в 2021–2023 гг. на подводном береговом склоне Юго-Восточной Балтики у побережья Калининградской области (рис. 1). Всего отобрано 29 проб поверхностных осадков (навески ~ 100 г) на глубинах до 30 м в пределах выделенного перспективного участка. Пробы высушивались до постоянной массы.

Среднезернистые пески хорошо сортированы ($\sigma \approx 1.3-2$). В районах, где распространены тонкозернистые или грубозернистые пески, степень сортировки ухудшается ($\sigma > 3$), что может свидетельствовать о вкладе нескольких источников осадконакопления.

Геохимический анализ показал преобладание кремнезема ($>80\%$) в составе осадков, что соответствует кварцевому типу песка. В отдельных точках фиксировались повышенные содержания кальция (до 50000 ppm), вероятно, связанные с биогенным происхождением (раковины моллюсков). Также данные значения могут указывать на мергели, слагающие дочетвертичные палеогеновые породы в южной части выделенного района [4]. Концентрации тяжёлых металлов оказались низкими: максимальные уровни Zn ~45 ppm, Cd ~35 ppm, Pb ~14 ppm; остальные (Co, As, Ni, Cu, Hg) находились на уровне нескольких ppm или ниже. Полученные значения тяжёлых металлов существенно ниже фоновых и нормативных (ПДК) уровней [5], что свидетельствует о благоприятной экологической обстановке в донных отложениях (рис. 2).

Класс	Cu/Fe	Zn/Fe	Co/Fe	Ni/Fe	Cr/Fe	Cd/Fe	Pb/Fe	As/Fe
1	< 9	< 20	< 3	< 10	< 23	< 0,1	< 6	< 5
2	9-14	20-32	3-5	10-15	23-30	0,1-0,2	6-16	5-7
3	14-20	32-40	5-14	15-21	30-41	0,2-0,4	16-31	7-48
4	20-92	40-100	14-62	21-110	41-137	0,4-1,7	31-93	48-180
5	> 92	> 100	> 62	> 110	> 137	> 1,7	> 93	> 180

Рис. 2. Региональная шкала загрязнения донных осадков, основанная на усредненных содержаниях тяжелых металлов, нормализованных по содержанию Fe [5]

Полученные результаты коррелируют с литодинамической спецификой прибрежной зоны Юго-Восточной Балтики: преобладание хорошо отсортированных среднезернистых кварцевых песков в районе глубин 24–28 м указывает на устойчивый режим перераспределения наносов с доминированием гидродинамической сортировки. Локальные поля тонко- и грубозернистого материала с худшей сортировкой ($\sigma > 3$) маркируют участки смешанного осадконакопления, где вероятен вклад штормовых событий и точечных источников материала. Низкие концентрации тяжёлых металлов и отсутствие превышений условно-нормативных уровней при нормализации к Fe указывают, что химический фактор риска для намыва пляжей минимален; при этом отмеченная тенденция к несколько более высоким уровням ТМ на северной и южной периферии контура подчёркивает необходимость корректного пространственного зонирования добычи.

С практической точки зрения ключевым остаётся не столько химический, сколько физический импакт: повышение мутности, вторичная ресуспензия тонкодисперсной фракции и кратковременная деградация местообитаний бентоса в зоне разработки. Для снижения рисков целесообразны: поэтапная, «мозаичная» (ротационная) добыча с нерушимыми буферными полосами; ограничение интенсивности забора (контроль объёма/сутки) и глубины выемки для сохранения устойчивости уклонов; выбор технологической схемы с минимальной утечкой пульпы и обязательным контролем мутности по трассе факела. Дополнительно рекомендуется сезонное ограничение работ в периоды нереста и массовой вегетации макрофитов, а также установление санитарно-защитных расстояний до инженерной инфраструктуры и ООПТ.

Таким образом, исследованный участок характеризуется преобладанием хорошо отсортированных среднезернистых кварцевых песков при низких концентрациях тяжёлых металлов; превышений условно-нормативных уровней не выявлено. Полученные данные свидетельствуют о геоэкологической приемлемости района для подводной добычи песка при условии соблюдения мер предосторожности и внедрения операционного контроля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев Г.Н. Основы геоэкологии. М.: КноРус, 2013. 350 с.
2. Атлас волнений и ветра Балтийского моря. Таллин: ГУ Гидрометслужбы при Совете министров СССР, 1965.
3. «Намыв пляжа и защитные сооружения в Светлогорске оценили примерно в 12 млрд. рублей». КГД.ру [Электронный ресурс] // КГД.ру. - URL: <https://kgd.ru/news/society/item/99282-namyv-plyazha-i-zashhitnye-sooruzheniya-v-svetlogorske-ocenili-primerno-v-12-mlrd-rublej>.
4. Жамойда В.А. и др. Литологическая карта поверхности морского дна. Масштаб 1:700 000 // Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Ред. О.В. Петров, М.А. Спиридонов. СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2010. С. 60–63.
5. Крек А.В. Геоэкологические особенности распределения тяжелых металлов в донных осадках Юго-Восточной части Балтийского моря. Дис. ...к.г.н. Калининград, 2022. 179 с.

A comprehensive study of surface sediments in the coastal zone of the Sambian Peninsula was conducted using sieve analysis and X-ray fluorescence spectroscopy. The bottom sediments are primarily composed of medium-grained quartz sand. Heavy metal concentrations are significantly lower than background levels. Potential for underwater sand mining is evident in the area.

**Немировская И.А., Завьялов П.О., Медведева А.В.,
Коновалов Б.В., Сапожников Ф.В., Халиков И.С.,
Реджепова З.Ю.**

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

**Углеводороды в воде и донных осадках Черного моря после
аварийного разлива мазута в декабре 2024 г.**

**Nemirovskaya I.A., Zavialov P.O., Medvedeva A.V.,
Konovalov B.V., Sapozhnikov F.V., Khalikov I.S.,
Redjepova Z.Yu.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Hydrocarbons in water and bottom sediments of the Black Sea
after the accidental fuel oil spill in December 2024**

Ключевые слова: аварийный разлив, хлороформенный битумоид, углеводороды (алифатические и полициклические ароматические), взвесь, донные осадки, Керченский пролив, Анапа.

После аварии танкеров в Керченском проливе 15 декабря 2024 г. наиболее высокие концентрации углеводородов (УВ) установлены в акватории Анапы. Состав УВ уже через 2.5 месяца после аварии не соответствовал составу мазута из-за механической трансформации на берегу и в воде и очищающего действия бактерий. В результате уменьшилось количество низкомолекулярных алканов и полиаренов. При этом индекс токсичности полициклических ароматических УВ в осадках в районе Анапы уменьшился с марта к апрелю 2025 г. с 0.33 до 0.07 ng/g.

15 декабря 2024 г. у южного створа Керченского пролива в районе мыса Такиль в условиях сильного шторма почти одновременно потерпели крушение два танкера – «Волгонефть-212» (ВН-212) и «Волгонефть-239» (ВН-212). На момент аварии на борту двух судов находилось более 9 тысяч т мазута. Значительная часть этого топлива (от 2.4 до 4.5 тыс. т) в результате аварии попала в воду. Эта авария коренным образом отличалась от разлива мазута в ноябре 2007 г. в акватории Тамани, когда наиболее загрязненным оказалась северная часть пролива и побережье Азовского моря. В 2024 г. крушение танкеров произошло на выходе из Керченского пролива. Первые, наиболее объемные выбросы нефтепродуктов затонувших танкеров были подхвачены мезомасштабным антициклоническим вихрем северо-восточной части Черного моря, выбросившим загрязнение на пляжи Анапы [1]. После чего, подхваченные Основным Черноморским Течением, они были перенесены на пляжи Крыма. Уже к середине января 2025 г мазутом оказались загрязнены не менее 54 км береговой линии Краснодарского края (от пос. Веселовка Темрюкского района до станицы Благовещенской вблизи Анапы), а также отдельные участки побережья Крыма в районах Керчи, Феодосии, Севастополя, Алушты,

Судака [1]. Цель данной работы – на основании натурных исследований установить загрязненность прибрежного района Черного моря после аварийного разлива, а также определить степень трансформации мазута в воде, донных осадках и на пляже.

Схема отбора проб в разных экспедициях приведена на рис. 1

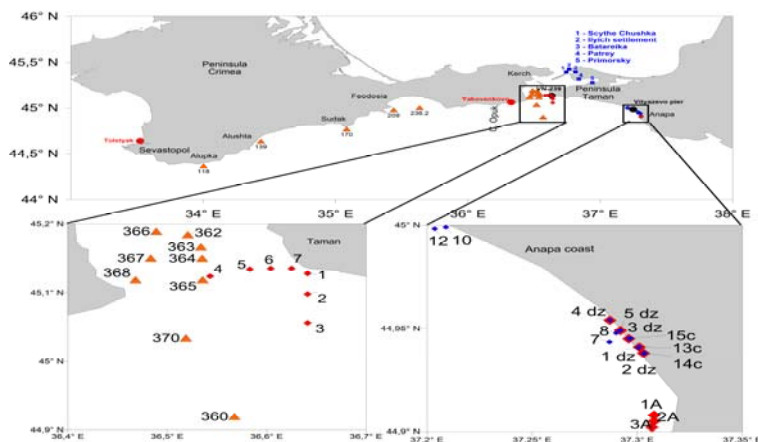


Рис. 1. Схема отбора проб: в экспедиции ИО РАН – ромбы (красные март, синие апрель), мазута и замазученного песка (красные кружки), донных осадков в Таманском заливе (синие квадраты), в рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (красные треугольники), цифры возле точек – номера станций.

Комплекс аналитических исследований включал: изучение структурно-группового состава мазута и мазуто-песчаной смеси хлороформенных битумоидов (ХБ) и их фракций с помощью жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографии [2, 3]. Мальтеновую часть разделяли на углеводороды (УВ), бензольные и спиртобензольные смолы. При анализе органических соединений во взвеси и донных осадках выделяли липиды, концентрацию которых (до колоночной хроматографии на силикагели) и алифатических углеводородов – АУВ (после колоночной хроматографии) определяли ИК-методом, алканы – газохроматографическим методом, суммарную концентрацию полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) – флуоресцентным методом; а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ), подробности методических процедур описаны [2, 3].

Изучение состава ХБ показало, что, несмотря на низкие зимние температуры, уже в январе 2025 г. произошло уменьшение содержания УВ, а в их составе низкомолекулярных алканов. УВ – наименее устойчивые соединения по сравнению с другими компонентами ХБ, они легко

испаряются (выветриваются) и как оказалось из полученных данных, разлагаются микроорганизмами даже при температурах 3–4°C. Поэтому в составе алканов из донных осадков на станциях в районе Анапы отсутствовали гомологи до $n\text{-C}_{15}$. Уже в марте 2015 г. в низкомолекулярной области спектра появлялись максимумы $n\text{-C}_{16}$ и $n\text{-C}_{18}$ характерные для алканов, разложившихся под действием микроорганизмов. В составе ПАУ доминировал фенантрен, а доля нафталинов уменьшалась до 15.5%, в апреле нафталины не обнаружены. В районе Норильска через год после разлива дизельного топлива также исчезли n -алканы до $n\text{-C}_{15}$ [3]. Напротив, смолы и асфальтены малодоступны биodeградации, процесс их метаболизма идет медленно, иногда десятки лет. Примечательно, что даже через 8 лет после аварии танкера «Эксон Валдез» возле берегов Аляски, в донных осадках наименее выветренной оказалась асфальтеновая фракция битумоидов [4].

Во взвеси придонной морской воды наиболее высокие концентрации АУВ приурочены не к Керченскому проливу, где произошел разлив, а к району Анапы.

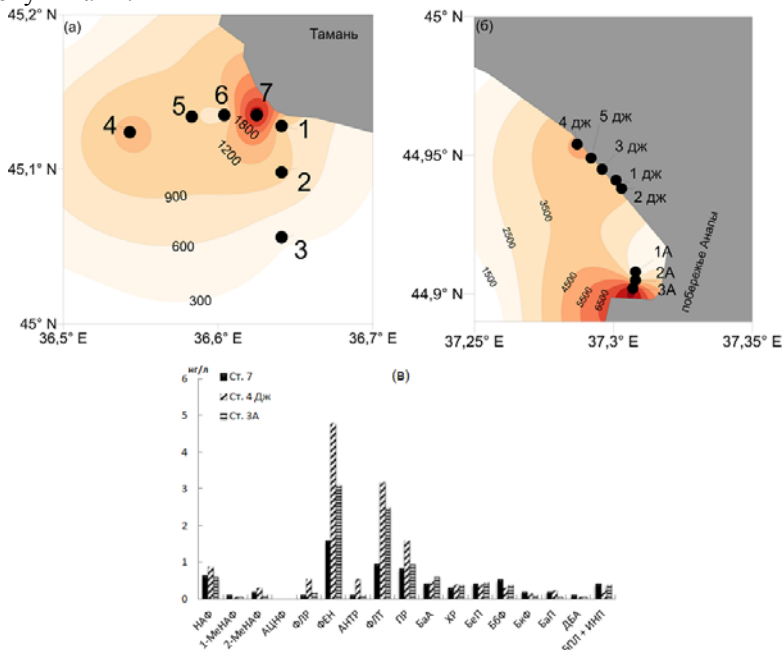


Рис. 2. Распределение ПАУ (нг/л) во взвеси придонных вод в Керченском проливе (а) и в акватории Анапы (б) и состав ПАУ в придонной взвеси на отдельных станциях (в).

Тем не менее, в Керченском проливе концентрации АУВ и особенно

ПАУ превышали средние величины в поверхностных водах, полученных в 2020–2023 гг. Особенно это характерно для ПАУ, их концентрации были в среднем в 6.4 раза выше, чем в марте 2023 г. (до 9159 нг/л). Столь высокие величины обусловлены тем, что в мальтеновой фракции разлившегося мазута доля насыщенных УВ была ниже, чем ароматических. Наиболее высокое содержание ПАУ так же, как и АУВ, было приурочено к ст. 7 в Керченском проливе и к ст. 3А в акватории Анапы (рис. 2).

Если учесть, что в районе Анапы воды характеризовались низкими концентрациями взвеси (в среднем 1.26 мг/л), по сравнению с Керченским проливом (в среднем 3.51 мг/л), то в пересчете на взвесь среднее содержание АУВ (93.6 мкг/мг) было в 4 раза выше, чем в Керченском проливе (24.2 мкг/мг). Для ПАУ разница в концентрациях в пересчете на взвесь в районе Анапы (3777 нг/мг) была практически в 10 раз выше, чем в Керченском проливе (335 нг/мг).

Обычно аккумулятивное загрязнение нефтяных загрязняющих веществ, происходящее в донных осадках, определяется их гранулометрическим составом и концентрациями в них органического вещества [2, 3]. Прибрежные донные осадки имеют грубодисперсный состав, отличаются низкой влажностью и низким содержанием $C_{орг}$. Поэтому наиболее высокие концентрации АУВ были установлены в илистых осадках Керченского пролива (в марте в среднем 71, а в апреле 53 мкг/г), а не песчанистых осадках с примесью ракушечника в акватории Анапы (в среднем в марте – 31, в апреле 23 мкг/г). Для ПАУ разница в концентрациях была значительно меньше: в среднем в марте 114 и в апреле 101 нг/г соответственно. Один из показателей загрязненности осадков – повышенное количество АУВ в составе органического вещества. Доля АУВ в составе $C_{орг}$, в незагрязненных осадках обычно <1% [2].

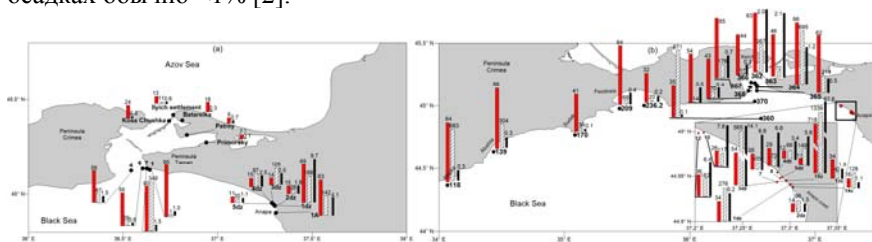


Рис. 3. Распределение АУВ, мкг/г (красные столбцы), ПАУ, нг/г (заштрихованные столбцы) и % АУВ в составе $C_{орг}$ (черные столбцы) в поверхностном слое донных осадков в марте (а) и апреле (б) 2025 г.

Действительно, в районе Таманского залива содержание АУВ в составе $C_{орг}$ изменялось в интервале 0.14–0.79% (в среднем 0.46%), а в донных осадках юго-восточной части Керченского пролива повышалась в марте в среднем до 1.15%, а в акватории Анапы в среднем 3.63%, с максимальной

величиной 9.69 %. (рис. 3). При этом происходил рост концентраций АУВ относительно фоновых (для АУВ 10 мкг/г в песчаных и 50 мкг/г в илистых осадках), что, несомненно, обусловлено нефтяным загрязнением. Последнее подтверждают маркеры в составе АУВ и ПАУ.

Тем не менее, согласно канадским критериям качества, только на ст. 7 в Керченском проливе содержание 2-метилнафталина (36.2 нг/г) превышало допустимый уровень (20.2 нг/г) в донных осадках. В остальных пробах для всех индивидуальных полиаренов их содержание было значительно ниже уровня вероятных негативных последствий особенно в апреле 2025 г. Кроме того и их разложение в донных осадках в акватории Анапы привело к снижению уровня токсичности полиаренов с марта по апрель от 0.33 to 0.07 ng/g.

Работа выполнена в рамках Госзадания FMWE2024-0020

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Клещенко А.В., Кулыгин В.В., Бердников С.В. Аварии и последствия танкерной перевозки мазута. Ростов на Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2025. 152 с.
2. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
3. Nemirovskaya I.A., Glyaznetsova Yu.S. The content and composition of organic compounds in the bottom sediments of the Norilsk-Pyasina water system one year after the accidental spill of diesel fuel // Mar. Poll. Bull. 2024. V. 199. 115990. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2023.115990>.
4. Page D.S., Boehm P.D., Douglas G.S. et al. Pyrogenic polycyclic aromatic hydrocarbons in sediment human activity: a case study in Prince William Sound // Mar. Poll. Bull. 1999. V. 38. № 4. P. 247–260.

The results of the study of the consequences of the ecological disaster in the Black Sea associated with the accident of the tankers Volgoneft-212 and Volgoneft-239 on December 15, 2024 showed that 3.5 months after the accident, despite the oil nature of hydrocarbons (aliphatic and polycyclic aromatic) on the beaches, in the suspension of bottom waters and bottom sediments, it does not correspond to the composition of the spilled fuel oil. As a result of the tanker accident, the water area around Anapa was polluted to the greatest extent. The decrease in hydrocarbons is due to their mechanical transformation and the cleansing action of bacteria. Degradation of PAHs in bottom sediments caused a decrease in toxicity indices from March to April. Concentrations of individual PAHs in bottom sediments already in April 2025 do not exceed Canadian permissible levels.

Немировская И.А.¹, Островская Е.В.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: nemir@ocean.ru

²Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ, Москва)

Углеводороды в воде и донных осадках дельты Волги

Nemirovskaya I.A., Osrovskaya E.V.

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation, Moscow)

Hydrocarbons in water and bottom sediments of the Volga Delta

Ключевые слова: углеводороды (алифатические и полициклические ароматические), взвесь, донные осадки, Волга, Каспий.

Проведено исследование углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) во взвеси поверхностных вод и в донных осадках в нижней зоне в районе Астраханского государственного биосферного заповедника: и устьевом взморье дельты р. Волги в период половодья в мае 2021 г. Установлено доминирование природных процессов над антропогенными в этом районе.

Нефтяные углеводороды в течение последних десятилетий оставались приоритетными загрязняющими веществами аквасистем Нижней Волги и Каспийского моря [4]. По данным Росгидромета [3] в 2019–2023 гг. по сравнению с предыдущим многолетним периодом качество воды р. Волга ниже г. Астрахань улучшилось от «грязной» до «загрязненной», но концентрация УВ в водах этого района превышала еще ПДК (50 мкг/л). Поэтому оценка уровня и динамики загрязнения устьевого участка реки представляет несомненную актуальность. Цель данной работы: провести анализ распределения концентраций алифатических (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) во взвешенном веществе и донных осадках фонового района Астраханского государственного биосферного заповедника (АГБЗ) в нижней зоне и на устьевом взморье дельты р. Волги в период половодья (май 2021 г.) для определения их происхождения (природного и антропогенного).

Пробы воды и донных осадков для определения концентраций органических веществ отбирали на устьевом участке рукава Старая Волга с высокими скоростями течения и относительно однородным распределением гидрохимических параметров от мелководной распресненной части устьевого взморья Каспийского моря вплоть до о. Малый Жемчужный.

При анализе органических соединений во взвеси и донных осадках выделяли липиды, концентрации которых (до колоночной хроматографии на силикагели) и АУВ (после колоночной хроматографии) определяли ИК-методом, алканы – газохроматографическим методом, суммарную концентрацию полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) – флуоресцентным методом; а их состав – методом высокоэффективной

жидкостной хроматографии (ВЭЖХ), подробности методических процедур описаны [2, 5].

Полученные данные показали, что содержание АУВ во взвеси поверхностных вод изменялись от 20 до 50 мкг/л, уменьшаясь к морским водам (рис. 1). Их средняя концентрация в рукаве Старая Волга была выше (35 мкг/л), чем в мористой части (29 мкг/л). Тем не менее, в пересчете на взвесь средняя концентрация АУВ в речной части была ниже (6.7 мкг/мг), чем в мористой – 10.3 мкг/мг, из-за уменьшения количества самой взвеси в Каспийской воде.

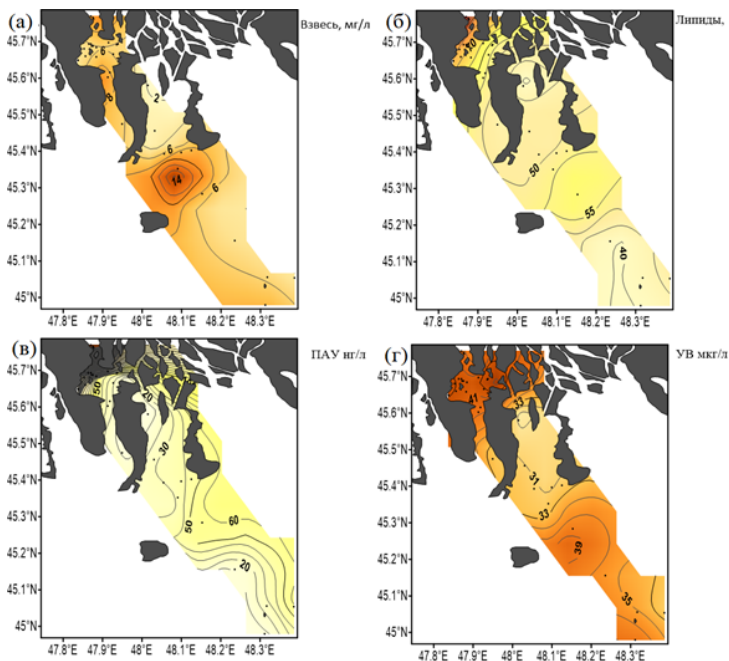


Рис. 1. Распределение взвеси (а), липидов (б), ПАУ (в) и алифатических УВ (г) в поверхностных водах.

Уменьшение количества взвеси при переходе от рукава реки (в среднем 8.58 мг/л) к мористой части разреза (в среднем 4.64 мг/л) происходит при смешении пресных вод с солеными. Полученные результаты согласуются с данными 2016 г., где в поверхностной взвеси Нижней Волги среднее содержание АУВ составило 32 мкг/л, в пересчете на взвесь – 6 мкг/мг [5]. Концентрация $C_{орг}$ во взвеси также изменялись в большом диапазоне: в рукаве Старая Волга в 10.5 раз (при средней 98.6 мкг/л), а в мористой части в 9 раз (при средней 109 мкг/л). Примечательно, что в противоположность

взвеси и АУВ среднее содержание $C_{орг}$ в мористой части было немного выше по сравнению с рекой. Возможно, из-за терригенного минерального состава взвешенного вещества

В составе алканов на всех станциях устьевое участка преобладали высокомолекулярные гомологи, так как соотношение $L/H (\sum(C_{12-24})/\sum(C_{25-35})) > 1$. В высокомолекулярной области доминировали нечетные терригенные алканы $C_{27}-C_{31}$ (рис. 2). Увеличение $n-C_{29}$ обусловлено разложением древесной растительности, а C_{31} – травянистых растений. Однако среди низкомолекулярных алканов выделялся пик фитопланктона $n-C_{17}$. Величина СРІ изменялась в сравнительно узком интервале: 1.33–1.60, что в целом характерно для алканов взвеси [2].

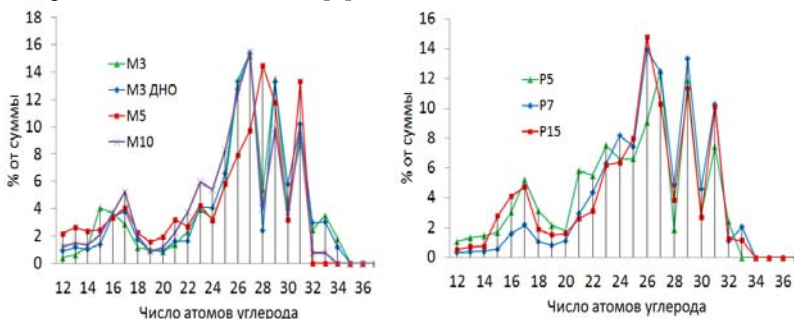


Рис. 2. Состав алканов во взвеси на отдельных станциях.

При этом в поверхностном и придонном слоях воды состав алканов на ст. М3 различался только в низкомолекулярной области, где в поверхностном слое максимум приурочен к $n-C_{15}$, а в придонном – к $n-C_{17}$, но основной их источник – фитопланктон.

Концентрации ПАУ изменялись в диапазоне 0–376 нг/л, и были значительно ниже, чем АУВ, из-за меньшего их содержания в природных объектах и в нефтях. В отдельных речных пробах их величины были ниже предела обнаружения флуоресцентным методом. Тем не менее, между концентрациями АУВ и ПАУ отмечалась значимая корреляция: $r=0.40$, $n=36$, $P=0.95$. Лучшее соотношение между распределением липидов и АУВ ($r=0.68$), а. слабее – в распределении других изучаемых параметров, в частности, между взвесью и $C_{орг}$ – $r=0.13$, между взвесью и АУВ связь отсутствует ($r=-0.11$). Это может указывать на поступление этих соединений из разных источников.

В песчаных донных осадках с влажностью в основном $< 40\%$ и содержанием $C_{орг}$ в основном $< 0.1\%$, концентрации АУВ колебались в интервале 20–41 мкг/г, а ПАУ – 0–64 нг/г. Исключение установлено в илистом осадке возле о. Жемчужный где концентрация $C_{орг}$ повышалась до 3.29%, однако содержание АУВ (34 мкг/г) оставалось довольно низким, а ПАУ не обнаружены. В илистом осадке станции М10 концентрация АУВ

(64 мкг/г) была существенно ниже, чем в илах волжских водохранилищ (328 мкг/г) [5]. Тем не менее, даже минимальная концентрация АУВ была выше фоновое уровня для песчаных отложений, т.к. осадки считаются загрязненными при превышении содержания АУВ 10 мкг/г, а илистые – 50 мкг/г [7]. Кроме того, в 7-ми из 10-ти проб концентрации АУВ, превышало 1% в составе $C_{орг}$, что обычно связывают с нефтяным загрязнением [2].

Таким образом, если во взвеси поверхностных вод установлены концентрации АУВ не превышающие ПДК для нефтяных АУВ, то загрязненность осадков углеводородами в 2021 г. была выше, чем на Дамчикском и Обжоровском участках АГБЗ в 2015 г. и в песчаных отложениях Волжского бассейна и Северного Каспия. Однако эти величины оказались ниже, чем в илистых отложениях рукавов западной части Волжской дельты в начале 2000-х гг. и малопроточных ериках Волго-Ахтубинской поймы (до 125 мкг/г) [1].

Природный, биогенный состав АУВ подтверждает не только состав алканов, имеющий смешанный генезис с автохтонно-аллохтонным распределением гомологов, но и состав ПАУ, в котором доминирует фенантрен. Известно, что ПАУ обладают канцерогенными и мутагенными свойствами, различающимися для индивидуальных соединений по силе их негативного воздействия на окружающую среду. Попадая в донные осадки, полиарены связываются микрочастицами и растворенным органическим веществом и аккумулируются в донных отложениях, являющихся местом их депонирования. На основании концентраций ПАУ был вычислен фактор TEQ, который отражает токсичность индивидуальных полиаренов по отношению к бенз(а)пирену, принятому за эталон – международный эквивалентный фактор токсичности который равен единице [6]. Все остальные соединения имеют свой индивидуальный токсический эквивалент, рассчитанный по отношению к эталону. В изученных нами осадках значения TEQ очень низкие: 0–0.58 нг/г. Кроме того содержание индивидуальных полиаренов не достигают допустимого уровня концентраций установленных канадскими критериями качества морских донных осадков.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН FMWE-2024-0020.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колокольцев С.Н., Островская Е.В., Колмыков Е.В. Качество водной среды водотоков Волго-Ахтубинской поймы в районе Центрально-Астраханского газоконденсатного месторождения // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2016. № 1. С. 40–48.
2. Немировская И.А. Нефть в океане. Загрязнение и природные потоки. М.: Научный мир, 2013. 432 с.
3. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской

Федерации за 2023 год / Ответственный редактор: д.г.н., проф. Г.М. Черногаева. Росгидромет, 2024. 215 с.

4. Проблемы загрязнения устьевой области Волги / под ред. Е.В. Островской. Астрахань: Изд. Сорокин Р.В., 2021. 328 с.

5. Ostrovskaya E.V., Nemirovskaya I.A. Hydrocarbons in the Suspended Particulate Matter and Bottom Sediments of the Caspian Sea: A Review of Studies in 2006–2021 // *Pure and Applied Geophysics*. 2025 June 7, Springer Nature Switzerland AG <https://doi.org/10.1007/s00024-025-03759-2>

6. Samburova V., Zielinska B., Khlystov A. Do 16 polycyclic aromatic hydrocarbons represent PAH air toxicity? // *Toxics*. 2017. № 5. P. 1–16.

7. Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M. R. et al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // *Mar. Pollut. Bull.* 2004. V. 48. P. 44–60.

A study was conducted of hydrocarbons (aliphatic – AHC and polycyclic aromatic – PAH) in suspended matter of surface waters and in bottom sediments in the area of the Astrakhan State Biosphere Reserve: in the lower zone and estuarine seaside of the Volga River delta during the flood period in May 2021. The dominance of natural processes over anthropogenic ones was established.

Питерниекс Е.Д.^{1,2}, Данченков А.Р.^{1,2}, Белов Н.С.²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, piterniex.ed@atlantic.ocean.ru;

²Балтийский Федеральный университет им. И. Канта, bdekaterina@stud.kantiana.ru)

Оценка влияния рекреационной нагрузки на морфодинамику склонов прибрежных дюн

Piterniex E.D.^{1,2}, Danchenkov A.R.^{1,2}, Belov N.S.²

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

Impact of recreants on coastal dune slopes morphodynamics

Ключевые слова: прибрежная дюна, ходьба по склонам, морфодинамика, наземное лазерное сканирование, разница влажности, вектор геометрической трансформации рельефа

Представлены результаты обработки экспериментальных серий контролируемого влияния отдыхающих на естественные склоны прибрежных дюн. Воздействие ходьбы человека на песчаные склоны вызывает цепочки морфодинамических процессов, приводящих к разрушению поверхности песка и активации механизмов его миграции.

Введение

Одним из наиболее распространенных видов антропогенного воздействия на прибрежные ландшафты является использование дюн отдыхающими [1]. Ходьба человека по песчаным склонам запускает серию морфодинамических процессов, приводящих к активации и перераспределению материала. При этом количественные закономерности развития этих процессов остаются недостаточно изученными, что затрудняет разработку научно обоснованных мер управления рекреационной нагрузкой. Цель работы: оценка изменения морфологии оголенных склонов прибрежных дюн при прохождении людей.

Объект исследования

Экспериментальные исследования проводились на естественных склонах прибрежных дюн пос. Малиновка Калининградской области в 2023–2025 гг. [2]. Объекты исследования – склоны высотой 7–10 м с углами наклона от 7.8° до 47.0° (рисунок).

Материалы и методы

Методика включала контролируемые серии спусков (от 1 до 40 проходов) с последующим мониторингом методом наземного лазерного сканирования [3]. Для каждого эксперимента определялась начальная влажность M_0 и влажность после воздействия M_i весовым методом в соответствии с [4]. Навеска 200 г высушивалась при 120°C. Для определения значений проб малой влажности использовался увеличенный объем навески до 0.5 кг. Погрешность лабораторных весов составила

$\pm 0.005\%$. Морфодинамические изменения оценивались через построение цифровых моделей рельефа [5] с дискретизацией 0.05 м.



Рисунок. Расположение объекта исследования и его вид по состоянию на 23.08.2023

Результаты

Изменения влажности. Одним из основных процессов, возникающих при ходьбе человека по склонам, является формирование разницы между начальной M_0 и конечной M_i влажностью M_a . Проведены экспериментальные серии, которые показали, что разница влажности варьируют от 0.2% до 2.1% при среднем значении 1.0% на глубине 0–7 см (табл. 1). При этом максимальная разница влажности 2.1% была зафиксирована при 40 проходах, что подтверждает прогрессивный характер процесса.

Таблица. Основные параметры экспериментальных исследований.

Параметр	Мин.	Макс.	Среднее	Количество
Разница влажности M_a , %	0.2	2.1	1.0	40 экспер.
Начальная влажность M_0 , %	0.3	10.7	1.7	40 экспер.
Вектор трансформации рельефа Q , м ³ /м	0.50	3.50	1.46	21 экспер.
Угол склона, градусы	7.8	47.0	25.4	21 экспер.

Установлена эмпирическая зависимость влажности песка от количества проходов [2] (формула 1):

$$M_i = M_0 + 0.6 * \ln(1 + i) \quad (1)$$

где M_i – влажность после i проходов (%), M_0 - начальная влажность (%), i – количество проходов.

Физический механизм формирования подобной разницы M_a заключается в перемешивании слоев песка различной влажности при воздействии стопы. Это приводит к вовлечению более влажного материала из нижних

горизонтов в поверхностный слой.

Морфодинамические процессы. Морфодинамические процессы, протекающие при ходьбе человека по склонам, характеризуется геометрическим вектором трансформации рельефа Q , представляющим объем перемещенного песчаного материала ($\text{м}^3/\text{м}$). Анализ результатов показал диапазон Q от 0.50 до 3.50 $\text{м}^3/\text{м}$ при среднем значении 1.46 $\text{м}^3/\text{м}$ (см. таблицу).

Максимальный объем трансформации рельефа 3.5 $\text{м}^3/\text{м}$ зафиксирован при 9 проходах на крутом склоне с углом 46.4° , минимальный 0.50 $\text{м}^3/\text{м}$ – при 6 проходах на пологом склоне с углом 7.8° . Установлено, что крутые склоны ($\geq 7.8^\circ$) характеризуются большими объемами перемещения материала (в 2.5 раза) по сравнению с пологими склонами ($\leq 46.4^\circ$).

Эмпирическая модель геометрического вектора трансформации рельефа описывается формулой 2 [2]:

$$Q = 0.036 * \ln(1 + i) + 0.062 * M_0 + 0.042 * \alpha + 1.045 * D_{50} \quad (2)$$

где i – количество проходов, M_0 – начальная влажность (%), α – уклон песчаного склона, градусы; D_{50} – медианный диаметр частиц (мм).

Процессы естественного высыхания песка. Анализ 5 экспериментов показал, что скорость естественного высыхания песка составляет 0.8% в час. Процесс высыхания сопровождается осыпанием стенок следа и формированием естественного угла склона.

Гранулометрические изменения. Ходьба человека по склонам вызывает изменения гранулометрического состава слоя песка на глубине 0–7 см. Медианный диаметр песка D_{50} увеличивается на 10–30 мкм после воздействия стопы, что указывает на перемешивание частиц в следе. Одновременно с этим снижается степень сортировки материала, что свидетельствует о равномерном распределении изначально слоистой структуры эоловых отложений. До воздействия для склона характерен поверхностный слой более тонкого песка.

Обсуждение

Экологические последствия. Зоны нарушенного песка, формирующиеся в результате ходьбы человека, представляют собой потенциальные очаги дефляции. Переходы от состояния песка в следе после нажатия ступни к состоянию в процессе его высыхания формируют более сухие участки, которые отличаются от естественных на 0.3–2.1%. Такие зоны негативно влияют на жизнеспособность псаммофитной растительности [6].

Заключение

Полученные результаты показывают, что рекреационное использование склонов дюн вызывает процессы, морфодинамический потенциал которых сопоставим в локальном масштабе с дефляцией и штормовой эрозией. Предложенная эмпирическая модель (формула 2) позволяет прогнозировать морфодинамические изменения при различной интенсивности воздействия.

Результаты важны для управления рекреационным природопользованием в прибрежных зонах и планирования мероприятий по защите дюн от деградации в условиях возрастающего туристического потока на побережье Балтийского моря.

Благодарности. Результаты исследований, связанные с разработкой модели, получены в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025). Полевые материалы исследований получены за счет гранта РНФ (№ 23-77-01039).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hesp P., Schmutz P., Martinez M.M. et al. The effect on coastal vegetation of trampling on a parabolic dune // *Aeolian Research*. 2010. V. 2(2–3). P. 105–111.
2. Данченков А.Р., Питерниекс Е.Д., Белов Н.С. Механическое антропогенное воздействие на естественные склоны прибрежных дюн // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2025 (In press).
3. Belov N.S., Danchenkov A.R., Volkova I.I., Shaplygina T.V. (). Impact of Recreants on the Destruction of Aeolian Complexes: Vistula (Baltic) Spit, Kaliningrad Region // *SDGs in the European Region*. Cham: Springer International Publishing, 2023. P. 1–24.
4. Danchenkov A.R., Belov N.S. Morphological changes in the beach-foredune system caused by a series of storms. Terrestrial laser scanning evaluation // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2019. V. 19(4). 4.
5. Blott S.J., Pye K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth surface processes and Landforms*. 2001. V. 26(11). P. 1237–1248.
6. Данченков А.Р., Питерниекс Е.Д., Белов Н.С. Динамика развития прибрежной котловины выдувания (Вислинская коса, Юго-Восточная Балтика) // *Вестник геонаук*. 2025. № 7(367). С. 16–27.

The results of processing experimental data on the controlled impact of vacationers on the natural slopes of coastal dunes are presented. The impact of human walking on sandy slopes triggers chains of morphodynamic processes that lead to the destruction of the sand surface and the activation of sand migration mechanisms.

Попов С.С.

(Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаврова УрО РАН, г. Архангельск, e-mail: sergey.sergeevich20@gmail.com)

Содержание нефтепродуктов в почвах прибрежных территорий залива Русская гавань о. Северный (Новая Земля)

Popov S.S.

(N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk)

Content of petroleum products in the soils of the coastal areas of the Russkaya Gavan bay on Severny Island (Novaya Zemlya)

Ключевые слова: Новая Земля, почвенный покров, нефтепродукты.

В работе приведены физико-химические характеристики почвенных разрезов, данные о концентрации нефтепродуктов и выполнена оценка уровня их содержания в прибрежных почвах залива Русская гавань о. Северный архипелага Новая Земля.

На сегодняшний день арктические территории являются перспективными для стремительно развивающейся нефтегазовой промышленности Российской Федерации, о чем свидетельствуют намерения по освоению углеводородного потенциала континентального шельфа арктических морей, обозначенные в энергетической стратегии Российской Федерации на период до 2035 г. [1]. В совокупности с глобальными климатическими изменениями (потепление в высоких широтах), промышленное освоение Арктики становится более привлекательным и одновременно представляет потенциальную угрозу возникновения новых источников загрязнения (углеводородного, в частности), которые могут оказать негативное воздействие на функционирование нетронутых ранее арктических экосистем, которые являются чрезвычайно уязвимыми, а их нарушение часто необратимо [2–6]. Основную угрозу загрязнения нефтепродуктами (НП) представляют источники техногенного характера. Почвенный покров является ключевым компонентом наземных экосистем, качество которого отражает состояние биогеоценозов в целом. В связи с этим необходимо установить существующие концентрации нефтепродуктов в почвах, чтобы оценить последствия от освоения человеком исследуемых территорий в прошлом и оценить экологическое состояние наземных экосистем, в случае проявления негативного воздействия на них в будущем.

Целью данной работы является установление концентраций НП и оценка уровня их содержания в почвах некоторых островов архипелага Новая Земля (НЗ).

Исследования почвенного покрова в полевых условиях, а также отбор образцов проводили летом в 2024 г. в ходе экспедиции по проекту «Арктический Плавающий Университет», которые были организованы Северным (Арктическим) федеральным университетом им. М.В. Ломоносова и ФГБУ Северным управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Отбор проб проводили на территории о. Северный архипелага НЗ (рис. 1).

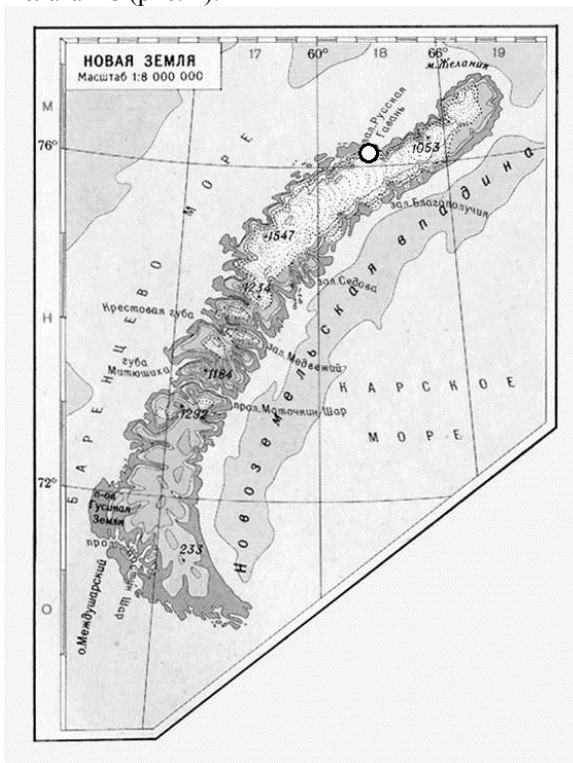


Рис. 1. Расположение участков исследования на о. Северный Новой Земли (источник: <https://proza.ru/2025/01/04/1335>).

Всего было заложено 5 пробных площадей, на которых отобраны пробы из 12 почвенных горизонтов. На каждой пробной площади закладывали почвенный профиль до материнской породы. Пробы почвы отбирались согласно ГОСТ 17.4.4.02-2017. Типы почв устанавливались в соответствии с «Классификация и диагностика почв России» [7].

В исследуемых почвах определяли актуальную кислотность согласно ГОСТ 26423-85. Степень кислотности почв определяли в соответствии с оценочной шкалой по величине pH водной вытяжки [8].

Определение нефтепродуктов в почвах проводили методом люминесцентного анализа на приборе «Флюорат-02-3М» («Люмэкс», Россия) в соответствии с ПНД Ф 16.1.21-98. В зависимости от диапазона измерений, в котором находится полученный результат, его характеристика погрешности измерений для доверительной вероятности $P=0.95$ имеет следующие значения: от 5 до 250 мг/кг включительно – 34%; свыше 250 до 20 000 мг/кг включительно – 25% (ПНД Ф 16.1:2.21-98, 2012).

Степень загрязнения почв НП оценивали, сопоставляя их средневзвешенные концентрации с пороговыми уровнями концентраций нефти и НП, установленными в документе «Порядок определения размеров ущерба от загрязнения земель химическими веществами», утвержденным в 1993 г. Для почв, загрязненных нефтью и НП, градация по их концентрации выглядит следующим образом: допустимое содержание – менее 1000 мг/кг; низкое – 1000–2000 мг/кг; среднее – 2000–3000 мг/кг; высокое – 3000–5000 мг/кг; очень высокое – более 5000 мг/кг [9].

В исследованных почвах определены принадлежность генетических горизонтов и физико-химические характеристики (таблица).

Таблица. Характеристика исследуемых почвенных профилей

Номер почвенного разреза	Глубина, см	Обозначение горизонта	Общее содержание углерода, %	Общее содержание азота, %	pH _(H2O)
Русская гавань 1	0–2	O	7.71	0.51	7.04
	2–20	Bg	3.05	0.30	6.95
Русская гавань 2	0–4	O	12.46	0.58	7.03
	4–12	АН	4.84	0.38	7.33
	12–26	Cgh	3.14	0.31	7.35
Русская гавань 3	0–4	O	7.38	0.55	7.24
	4–13	Bg	1.31	0.16	7.50
	13–25	G	1.37	0.17	7.81
Русская гавань 4	0–4	O	11.38	0.86	7.02
	4–18	G	2.64	0.21	7.50
Русская гавань 5	0–4	O	13.90	0.80	6.92
	4–18	G	1.97	0.12	7.51

В соответствии с классификационным статусом [7] отобранные почвы в районе залива Русская гавань (НЗ) являются литоземом грубогумусовым глееватым. Глубина заложенных профилей не превышает 26 см, а число горизонтов варьирует от двух до трех.

Максимальные значения общего углерода (7.7–13.9%) наблюдаются в верхних органогенных горизонтах, минимальные значения (1.3–3.1%) – в минеральных и глеевых горизонтах. Это свидетельствует о его связи с

генетической принадлежностью горизонта.

Почвы характеризуются как нейтральные и слабощелочные (рН 6.95–7.81). Это может быть связано с карбонатным составом почвообразующих пород или морским влиянием. Кислотность с глубиной показывает тенденцию к снижению в пределах почвенного профиля, за исключением разреза 1.

Содержание НП для 83% образцов почв не превышает 300 мг/кг, что в соответствии с оценочной шкалой позволяет определить степень загрязненности НП образцов почв как допустимую (минимальное значение 106 мг/кг, максимальное – 990 мг/кг). Аномально высокие значения в нижних горизонтах 3 и 5 разрезов (572 и 990 мг/кг) для данного региона являются высокими значениями, и, вероятно, имеют техногенное происхождение и могут быть связаны с деятельностью человека в период освоения данной территории. Высокие концентрации НП в разрезе 5, оцениваются как допустимый уровень загрязнения. Наибольшие концентрации НП обнаруживаются в нижних горизонтах.

Результаты анализа почв на содержание НП в исследованных образцах и их распределение по горизонтам представлено на рис. 2.

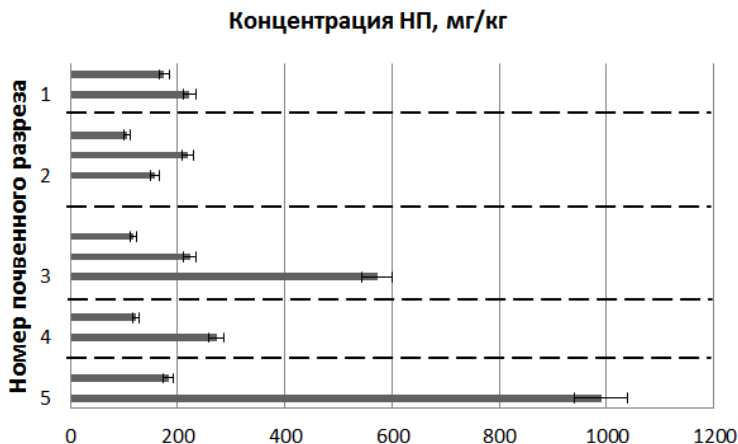


Рис. 2. Распределение НП по горизонтам почв залива Русская Гавань

Содержание НП в исследуемых почвах не превышает допустимого уровня загрязнения, однако встречаются участки с высокими концентрациями НП. Полученные результаты подтверждают необходимость проведения мониторинговых исследований Арктических территорий, которые позволят оценить уровни имеющихся загрязнений с целью предотвращения их возникновения в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Энергетическая стратегия Российской Федерации на период до 2035 года утверждена распоряжением Правительства РФ от 09.06.2020 № 1523-р. [электронный ресурс]. Информационно-правовой портал Гарант.ру. 2020. Режим доступа: <https://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/74148810/> (просмотрено 9.10.2024).
- 2 АМАР. Assessment 2007: Oil and Gas Activities in the Arctic – Effects and Potential Effects; Arctic Monitoring and Assessment Programme: Oslo, Norway. 2010. V. 1.
- 3 Игнатьева И.А. Проблемы правового обеспечения охраны окружающей среды в условиях развития энергетики в Арктической зоне Российской Федерации // Бизнес, менеджмент и право. 2013. № 2. С. 60–65.
- 4 Helle I., Mäkinen J., Nevalainen M. et al. Impacts of oil spills on Arctic marine ecosystems: A quantitative and probabilistic risk assessment perspective // Environmental Science & Technology. 2020. V. 54. № 4. P. 2112–2121.
- 5 Trubitsina O.P., Bashkin V.N. Geocological and Geopolitical Risks for the Oil and Gas Industry in the Arctic: Challenges and threats. Environmental Pollution // Springer Nature. 2022. V. 29. 156 p.
- 6 Шевчук А.В. Проблемы оценки и ликвидации накопленного экологического ущерба на загрязненных островах архипелага Земля Франца-Иосифа в период 2011–2017 годов. М.: Издательский дом «Белый ветер», 2023. 160 с.
- 7 Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
- 8 Агрохимические показатели почвы и зачем мы их определяем: кислотность (pH) [электронный ресурс]. Режим доступа : <https://www.agroplem.ru/base/agrokhimicheskie-pokazateli-pochvy-i-zachemy-ikh-opredelyaem-kislotnost-ph/> (просмотрено 02.09.2025).
- 9 Порядок определения размеров ущерба от загрязнения земель химическими веществами утвержден Минприроды России от 27 декабря 1993 г. N 04-25/61-5678. 33 с.

The paper presents the physico-chemical characteristics of soil sections, data on the concentration of petroleum products, and an assessment of their content in the coastal soils of the Russian Harbor bay on Severny Island of the Novaya Zemlya archipelago.

Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону,

e-mail: aitsyganкова@yandex.ru; bespalowaliudmila@yandex.ru)

Особенности морских берегов Ростовской области

Tsyganкова А.Е., Bepalova Л.А.

(Southern Federal University, Rostov-on-Don)

Features of the sea coasts of the Rostov region

Ключевые слова: абразия, мониторинг, берегозащита, ущерб, Таганрогский залив.

Цель исследований заключается в обобщении результатов работ кафедры океанологии Южного федерального университета и Южного научного центра РАН, проводившихся на участках побережья Ростовской области. Дан критический анализ современного состояния существующих берегозащитных сооружений и сделан прогноз ущерба социально-экономическим объектам от воздействия ОБП.

Для Таганрогского залива характерно широкое развитие опасных береговых процессов (ОБП), обусловленное комплексом факторов, главными из которых является геолого-геоморфологическое строение берегов и экстремальные колебания уровня вместе со штормовым воздействием волн в период нагонов. Цель настоящего исследования заключается в оценке современного состояния берегов, опасных процессов и социально-экономических последствий их проявления в пределах морского побережья Ростовской области. Исследования береговой зоны проводятся с применением как традиционных геолого-геоморфологических методов натурных наблюдений, так и картографических методик с использованием беспилотных летательных аппаратов.

Район детальных исследований береговой линии Таганрогского залива в пределах Ростовской области протягивается на 199.1 км и включает берега северного побережья Таганрогского залива от с. Весело-Вознесенки до дельты Дона (Неклиновский район) и южного – от дельты Дона до с. Порт-Катон (Азовский район) (рис. 1).

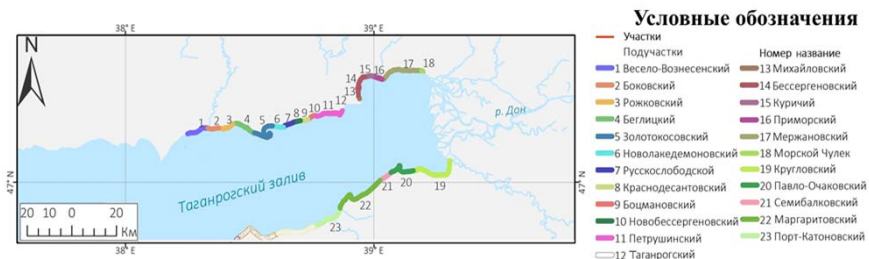


Рис. 1. Береговые участки Таганрогского залива в пределах Ростовской области

На основе комплексных исследований прибрежных территорий Таганрогского залива воздействия различных природных факторов, как постоянных во времени (геологическое строение, высота берегового обрыва), так и изменяющихся (динамики уровня, волнения, ветрового режима) оценена степень проявления ОБП [2].

По интенсивности проявления ОБП были выделены периоды среднемноголетнего (1980–2024 гг.), интенсивного (2013–2014 гг.) и слабого их проявления (2018–2020 гг.).

По активности проявления ОБП берега были подразделены на 4 типа: I тип – с очень высокой с (> 4 м/год), II тип – с высокой (2–4 м/год), III тип – со средней (1–2 м/год), IV тип – со слабой скоростью (< 1 м/год) скоростью отступления берегов. В пределах этих типов подтипы берегов, определялись по преобладающим экзогенными геологическим процессам (абразионные, абразионно-оползневые, аккумулятивные) (рисунки 2–3).

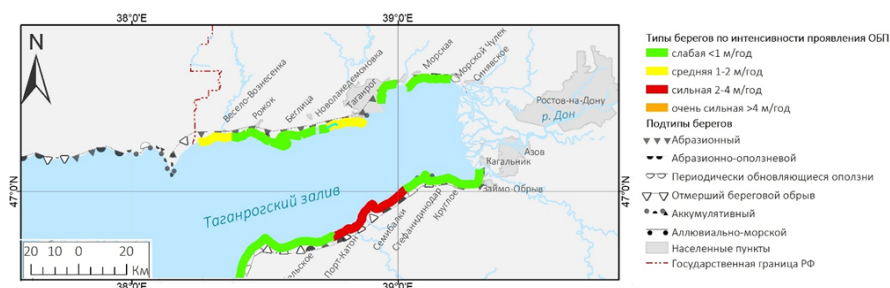


Рис. 2. Районирование берегов Таганрогского залива по степени интенсивности проявления ОБП за период 1980–2024 гг.

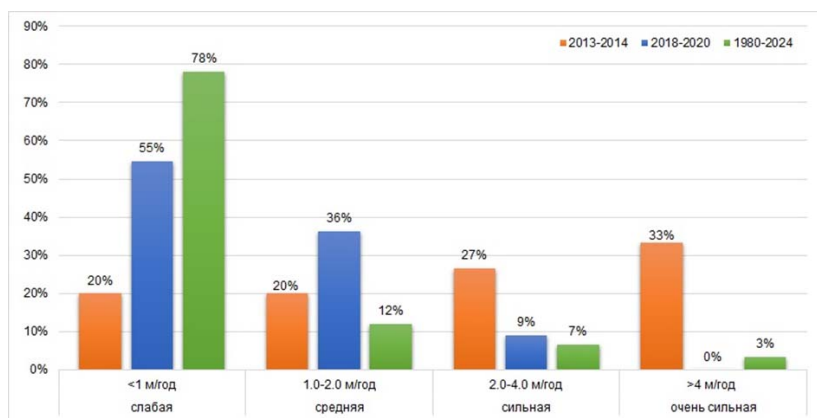


Рис. 3. Типы берегов по интенсивности проявления ОБП по выделенным периодам

Установлено, что за период 1980–2020 гг. типы берегов по интенсивности проявления ОБП можно разделить на 3 группы [3]:

- активные (переходные), которые могут переходить из одного типа в другой при интенсификации или ослаблении гидродинамической активности;

- стабильно размывающиеся берега, которые имеют относительно высокие скорости проявления ОБП и при этом не меняют свой тип при изменении внешних факторов в многолетнем аспекте;

- пассивные – берега, которые никогда не меняют своего типа ОБП, в основном это берега со слабой скоростью проявления ОБП.

В результате анализа многолетних данных (1980–2024 гг.) установлена цикличность проявления ОБП и возможность перехода участков берега из одного типа ОБП в другой.

В связи с этим ОБП представляют собой серьёзную проблему при интенсивном заселении и освоении морских побережий, поэтому необходимы берегозащитные сооружения для защиты пляжей и берегов от размыва. Кроме этого, на побережье Таганрогского залива в Ростовской области находится г. Таганрог и 56 населенных пунктов, где отмечается максимальная плотность населения в Ростовской области: в Неклиновском районе – 613 чел./км², в Азовском – 120 чел./км² при средней плотности населения для Ростовской области – 40 чел./км². В Приазовском регионе сконцентрирована мощная сфера промышленного производства и АПК, эта территория является одной из основных рекреационных зон области. Таким образом, ценность прибрежных территорий уменьшается в ряду: городские территории, рекреационные, сельские поселения, сельхозугодия, неиспользуемые земли.

В соответствии с этим существующие берегозащитные сооружения на побережье Таганрогского залива сосредоточены в основном на северном берегу. Протяженность защищенной береговой полосы составляет 19,8 м из них: 19,5 км – Северотаганрогский район (Неклиновский район и г. Таганрог) и 0,3 км Южнотаганрогский район (Азовский район) [4].

Оценка современного состояния и эффективности существующих берегозащитных сооружений, расположенных на северном и южном побережьях Таганрогского залива, выполнена на основе результатов натурных обследований сотрудниками кафедры океанологии ЮФУ в 2023 г.

Берегозащитные сооружения выполнены из разного строительного материала и в большинстве своем находятся в аварийном состоянии. Отдельные сооружения разного типа создавались в разное время и в данный момент часть из них полностью разрушена. Как правило, разрушению подвержены вертикальные бетонные стенки, создававшиеся с целью защиты от абразии, подпора оползневых и обвальных склонов. Неэффективность такого способа защиты многократно доказана практикой берегоукрепления на побережьях Азовского моря.

По результатам обследования берегозащитных сооружений установлено, что 25% берегоукреплений относятся к аварийным и около 50% ограниченно работоспособные. Их физический износ составляет 40–90%.

Оценка современного состояния и эффективности работы существующих берегозащитных сооружений показала, что при решении проблемы защиты берегов весьма эффективно создание свободных пляжей. Этот метод обеспечивает значительное снижение материалоемкости, трудоёмкости и стоимости работ, кроме того, искусственное образование пляжей полностью исключает низовой размыв и восполняет вдольбереговой поток наносов.

Для защиты промышленных объектов и жилого фонда города Таганрога прежде всего необходимо создание единой схемы берегозащиты, предусматривающей демонтаж или консервацию неэффективных берегозащитных сооружений, создание каменно-набросных берм у основания склона и создание искусственных пляжей. Для предотвращения абразионных и оползневых процессов необходимо провести комплекс мероприятий, включающих выполаживание склона, создание каменно-набросной бермы в целях предотвращения абразии. Для рекреационного использования побережья целесообразна засыпка бермы галечно-гравийным материалом.

Применяемые пассивные способы защиты берегов (жесткие конструкции) – как правило, это бетонные преграды, создаваемые с целью разрушения прибойных волн и стабилизации основания коренного берега – совершенно неэффективны. Кроме того, использование громоздких железобетонных конструкций ограничивает возможность рекреационного использования побережья.

В связи с этим основное стратегическое направление защиты берегов Таганрогского залива в настоящее время должно быть ориентировано на создание и восстановление волногасящих пляжей по всей длине абразионных и коренных берегов и отдельных прикорневых участков кос, обеспечивающих не только защиту берега от абразии, но и дополнительные ресурсы для рекреационных целей. В качестве перспективных способов берегозащиты, с учетом положительного мирового опыта, целесообразно использовать комбинированный способ защиты, сочетающий искусственный пляж с наносодерживающими сооружениями, а также свободные галечно-песчаные пляжи.

Была проведена оценка социально-экономических последствий проявления абразионных и оползневых процессов в береговой зоне Таганрогского залива и сделан расчет прогнозируемого ущерба социально-экономическим объектам на 20-летний период по каждому участку побережья.

По результатам расчетов в перспективе на два ближайших десятилетия, море может разрушить почти 200 га земель (или 0.002% территории

Ростовской области), что сопоставимо с площадью европейского княжества Монако. Так, Неклиновский район может лишиться 111 га земель различного хозяйственного использования, Азовский район – более 88 га [5].

Таким образом, величина прогнозируемого суммарного ущерба социально-экономическим объектам (землям, строениям, инфраструктуре и пр.) береговой зоны Азовского моря в пределах Ростовской области от последствий воздействия абразионных процессов может составить 148.7 млн. руб., из которых более 95% составит ущерб землям населенных пунктов с расположенными на них объектами капитального строительства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспалова Л.А., Пешков В.М., Ивлиева О.В. и др. Состояние берегов Таганрогского залива Азовского моря на современном этапе // Вопросы географии / Сборник. Т. 160: Береговая зона морей России в XXI веке / Отв. ред. В.М. Котляков, С.А. Огородов. М.: Медиа-ПРЕСС, 2025. С. 249–283.
2. Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А. Интенсивность проявления береговых процессов Азовского моря за 1980–2020 гг. // Экология. Экономика. Информатика / Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2022. Вып. 7. С. 132–138.
3. Цыганкова А.Е., Беспалова Л.А., Магаева А.А. и др. Активные, пассивные и стабильные берега Азовского моря // Экология. Экономика. Информатика / Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2021. Т. 1. № 6. С. 178–184.
4. Беспалова Л.А., Беспалова Е.В., Цыганкова А.Е. и др. Современные проблемы берегозащиты Таганрога // Наука Юга России. 2024. Т. 20. № 3. С. 26–36.
5. Опасные абразионные и оползневые процессы в береговой зоне Азовского моря и социально-экономические последствия их проявлений: [монография] / Бердников С.В., Беспалова Л.А., Хаванский А.Д., Хорошев О.А., Магаева А.А., Мисиров С.А., Меринова Ю.Ю., Кулыгин В.В., Цыганкова А.Е., Иошпа А.Р., Сорокина В.В., Лихтанская Н.В., Булышева Н.И. / отв. ред. С.В. Бердников. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2022. 288 с.

The aim of the research is to summarize the results of work conducted by the Department of Oceanology of the Southern Federal University and the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences on coastal areas of the Rostov Region. A critical analysis of the current state of existing coastal protection structures is provided and forecast of damage to socio-economic assets from the impact of hazardous coastal processes is presented.

**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”***

Анохин В.М.^{1, 2, 3}, Дудакова Д.С.¹, Седышева Т.Е.⁴

(¹Институт озероведения РАН СПб ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru; ²Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург; ³Ленинградский государственный университет им. А.С. Пушкина, г. Санкт-Петербург; ⁴ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург)

Результаты изучения тектонических уступов на дне Ладожского озера в 2025 г.

Anokhin V.M.^{1, 2, 3}, Dudakova D.S.¹, Sedysheva T.E.⁴

(¹Institute of Lake Science of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg; ²A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, St. Petersburg; ³A.S. Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg; ⁴Federal State Budgetary Institution “VNIIOkeangeologia”)

Results of study of tectonic ledges at the bottom of Lake Ladoga in 2025

Ключевые слова: Ладожское озеро, эхолотирование, локация бокового обзора, уступы, морфология.

В 2025 г. авторами отработаны несколько полигонов эхолотно-сонарных профилей и донной фотовидеосъемки на участках Питкяранта-2 и Валаам-2, где были обнаружены новые субвертикальные уступы в коренных породах. Полученные 3D модели были сопоставлены с подводными фотографиями этих уступов, в результате чего сделаны выводы об особенностях их морфологии.

Введение. В течение полевого сезона 2025 г. Институтом Озероведения РАН СПб ФИЦ РАН в сотрудничестве с другими организациями (в частности, с ФГБУ «ВНИИОкеангеология») были продолжены геолого-геоморфологические и ландшафтные исследования дна и берегов Ладожского озера [1, 2, 4–6]. В частности, было проведено эхолотирование, локация бокового обзора и донная фотовидеосъемка на участках Питкяранта-2 и Валаам-2, где в коренных породах были обнаружены новые субвертикальные уступы предположительно тектонического происхождения.

Объекты и методики. В процессе изучения дна Ладожского озера в период 2019–2024 гг. с помощью телеуправляемых подводных аппаратов ТНПА «Limnoscout» [4, 5], в северной части Ладоги были обнаружены 7 прямолинейных субвертикальных уступов в коренных породах высотой от первых десятков до 100 м (рис. 1) [1, 2, 4, 6]. Эти уступы пространственно совпали с выделяемыми в этих же районах тектоническими разломами, поэтому они были признаны поверхностными выражениями тектонических сбросов [1, 3, 6].

В 2025 г. эхолотирование в комплексе с ЛБО и фотовидеосъемкой было проведено на 2-х новых участках – Питкяранта-2 и Валаам-2. На основе

цифровых данных с эхолота были построены профили и 3D модели дна в районах уступов.



Рис. 1. Положение тектонических уступов в северной части Ладожского озера на схеме разломно-блоковой тектоники дна Ладожского озера [3]: 1 –Питкяранта, 2 – Хийденселькя, 3 – Виролуото, 4 – Мустасаари, 5 – Путсаари, 6 – Валаам, 7 – Войссинойнсаари, 8 – Питкяранта-2, 9 – Валаам-2

Результаты и обсуждение. Обнаруженный в коренных породах дна северной части Ладоги уступ «Питкяранта-2 (рис. 2), в отличие от всех ранее обнаруженных уступов, имеющих северо-западное простирание, имеет субмеридиональное простирание и состоит из 2-х ступеней, падающих на запад. Относительная высота ступеней – примерно по 40 м. Как на 3D модели, так и на профиле уступы имеют падение около 70° , тогда, как на донных фотографиях можно видеть, что углы падения здесь близки к вертикальным.

Севернее о. Валаам, в районе подводного склона с простиранием $5-10^\circ$ в ходе эхолотного промера и донной фотовидеосъемки была обнаружена группа относительно прямолинейных уступов в коренных породах (рис. 3). Полученные данные позволили выделить в этой группе два субпараллельных уступа с простираниями $5-10^\circ$, с падениями на ЗСЗ, соединенных уступом-перемычкой с простиранием около 100° и падением на ЮЮЗ. На 3D модели видно, что западный уступ имеет структурное продолжение по простиранию на ЮЮЗ в виде линейной возвышенности. Там же можно видеть, что восточный уступ, так же, как и уступ-перемычка имеют структурные продолжения в виде прямолинейных долин, врезанных в возвышенное плато. Конфигурация и форма всех этих линейных объектов говорит о том, что здесь мы видим, скорее всего, фрагмент взаимно ортогональной сети разломов существенно сбросового характера.

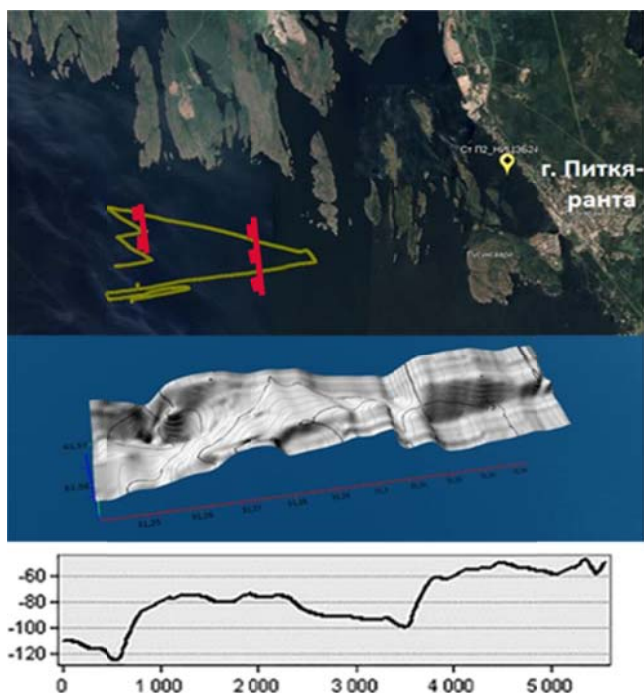


Рис. 2. Две ступени уступа Питкяранта-2. На схеме сверху: желтые линии – эхолотные профили, красные зубчатые отрезки – линии уступов с указанием направления падения. Ниже – 3D модель того же участка. Внизу – профиль дна на том же участке, цифры на осях – метры.

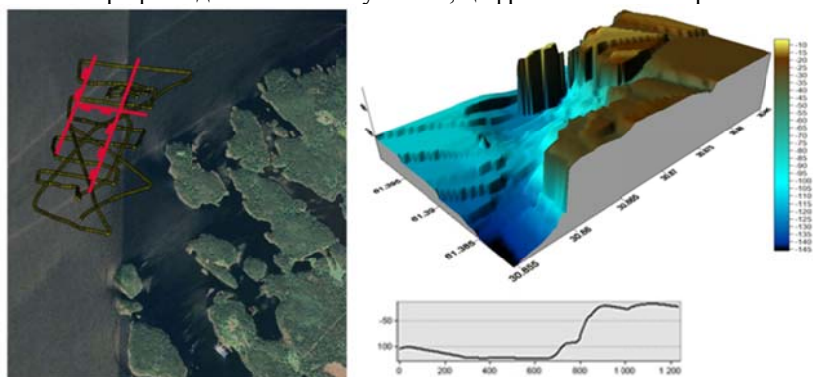


Рис. 3. Уступы на участке Валаам-2. На схеме слева: темные линии – эхолотные профили, красные зубчатые отрезки – линии уступов с указанием направления падения. Справа – 3D модель того же участка, ниже – профиль дна на том же участке, цифры на осях – метры.

На рис.4 приводятся примеры подводных фотографий уступов Валаам-2 и Питкяранта-2.

По результатам работ 2025 г. сумма обнаруженных тектонических уступов на дне Ладоги стала равна 9. Причем в отличие от первых семи уступов, имеющих СЗ простирание, и, таким образом, вписывающихся в основную систему разломов Ладоги, уступы Питкяранта-2 и Валаам-2 имеют существенно субмеридиональное простирание и являются секущими по отношению к разломам основной (СЗ) системы.

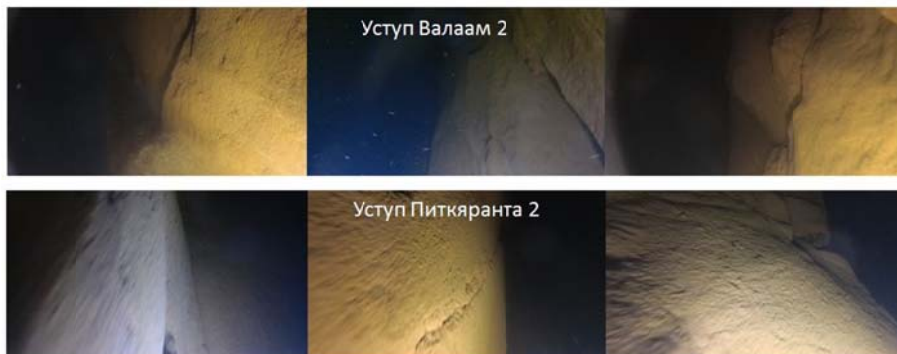


Рис. 4. Примеры фотографий подводных уступов в 2-х изученных районах 2025 г.: Валаам-2 и Питкяранта-2

Заключение. Регулярность обнаружения все новых тектонических уступов вдоль склонов протяженных гряд СЗ простирания, осложняющих донный рельеф северной части Ладоги, еще раз подтверждает тектоническое происхождение всех этих гряд, ранее считавшихся чисто ледниковыми.

Публикация составлена при поддержке Гостемы ИНОЗ РАН № FFZF-2024-0001: Экосистемы Ладожского озера, водоемов его бассейна и прилегающих территорий в условиях воздействия природных и антропогенных факторов на фоне климатических изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Дудакова Д.С. Последледниковые тектонические уступы на дне ладожского озера // Известия Русского географического общества. 2024. Т. 156. № 1. С. 3–15.
2. Анохин В.М., Дудакова Д.С. Обнаружение новых тектонических уступов на дне Ладожского озера // География: развитие науки и образование. Сборник научных статей по материалам международной научно-практической конференции «LXXV Герценовские чтения» СПб.: РГПУ, 2022. Т. 1. С. 81–87.

3. Анохин В.М., Петухов С.И., Науменко М.А. Сеть разломов дна Ладожского озера // Геология морей и океанов. Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2022. Т. IV. С. 180–185.
4. Дудакова Д.С., Дудаков М.О., Анохин В.М. Опыт применения глубоководного телеуправляемого аппарата для изучения подводных ландшафтов Ладожского озера // Российский журнал прикладной экологии. 2018. № 4 (16). С. 51–55.
5. Дудакова Д.С., Анохин В.М., Дудаков М.О., Орлова М.И. Использование дистанционных методов подводных исследований для выявления элементов и моделирования структуры донных ландшафтов залива Хаукайсенлахти (остров Кухка, Ладожское озеро) // Водные ресурсы. 2024. Т. 51. № 2. С. 157–169.
6. Anokhin V.M., Dudakova D.S. Tectonic Ledges at the Ladoga Lake Bottom // Int J Earth Sci Geol. 2023.V. 5(1). P. 134–138. doi: 10.18689/ijeg-1000118

In 2025, the authors worked out several polygons of echo-sounding profiles and bottom photovideo surveys in the Pitkaranta-2 and Valaam-2 areas, where new subvertical ledges in the bedrock were discovered. The obtained 3D models were compared with underwater photographs of these ledges, resulting in conclusions about their morphological features.

Артемов О.А., Соколов С.Ю.

(ГИН РАН, Москва; e.mail: oleg.artemov.00@mail.ru)

Деформации осадочного чехла и тектоника двойного трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)

Artemov O.A., Sokolov S.Y.

(GIN RAS, Moscow)

Sedimentary cover deformations and tectonics of the Charlie Gibbs double transform fault (North Atlantic)

Ключевые слова: трансформный разлом, Чарли Гиббс, Срединно-Атлантический хребет, непрерывное сейсмическое профилирование, разломы осадочного чехла, складки, геодинамика, Северная Атлантика.

В рамках 20-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» были получены уникальные материалы в районе разломной зоны Чарли Гиббс (ЧГ) – впервые структура была полностью картирована с использованием комплекса геолого-геофизических и батиметрических методов. На основании комплексной интерпретации данных показано, что трансформная зона Чарли Гиббс представляет собой не только горизонтально активную зону сдвигов, но и область с вертикальной динамикой.

Разломная зона Чарли Гиббс, расположенная на широте $\sim 52^\circ$ с.ш. в Северной Атлантике, является сдвоенной трансформной системой с суммарным смещением сегментов Срединно-Атлантического хребта (САХ) ~ 350 км. Ключевыми особенностями трансформного разлома Чарли Гиббс являются: наличие нестандартной геометрии основных тектонических элементов: трансформных трогов, рифтовых сегментов и нетрансформных смещений. Неотектонические процессы в районе трансформного разлома характеризуются современными деформациями осадочного чехла, хорошо картируемыми по сейсмоакустическим данным. В рамках 20-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» были получены уникальные материалы в районе разломной зоны Чарли Гиббс (ЧГ) – впервые структура была полностью картирована с использованием комплекса геологических-геофизических и батиметрических методов, таких как многолучевое эхолотирование (МЛЭ) и сейсмоакустика высокого разрешения (САВР). Карта фактических материалов, полученных в ходе рейса в районе изучаемой структуры, представлена на рисунке [3]. Рассматриваемая область проведенных исследований включает в себя три структурно-тектонических области: собственно двойной трансформный разлом, а также рифтовые сегменты к северу и югу от него. Разлом Чарли Гиббс образован северной и южной разломными долинами и межразломным хребтом между ними [4].

Сейсмоакустические исследования высокого разрешения в абиссальной

обстановке позволяют выполнять региональное картирование осадочного чехла и фиксировать широкий спектр деформационных структур: дизъюнктивные, пликативные, а также надвиговые дислокации, зоны выклинивания пластов, угловые несогласия, структуры роста, прибортовые обломочные накопления и оползневые тела. В настоящем исследовании рассмотрены нарушения, наиболее характерные для трансформного разлома Чарли-Гиббс и определяющие особенности его современного тектонического режима.

По итогам обработки данных САВР была выполнена интерпретация деформационных структур различного типа. Было выделено 123 разломных, 34 складчатых и прочих объектов (рисунок), с их последующей параметризацией и формированием единой атрибутивной таблицы с количественными характеристиками, которые делают возможным построение необходимых карт их пространственного распределения с масштабированием.

Разломная система Чарли Гиббс образована двумя узкими субпараллельными трансформными трогами [5]. Южный трог протяженностью около 120 км представляет собой зону сдвига, которая следует по траектории малого круга с погрешностью менее 1 км относительно полюса вращения [6]. Активная часть трансформной долины практически лишена осадочного покрова, но в восточном направлении по данным САВР в ее пределах видно увеличение мощности осадочного чехла, устанавливаемое по выровненному днищу разломного трога. Геологическое строение рифтового хребта к северу от Чарли Гиббс по данным драгирования свидетельствует о снижении влияния магматических процессов и возрастании значимости тектонического растяжения в механизме спрединга по мере приближения к трансформному разлому [4]. В восточной части полигона происходит интенсивная разгрузка осадочного материала из донных течений, проходящих по Чарли Гиббс с востока на запад [1].

Таким образом, морфология океанического фундамента в районе трансформного разлома Чарли Гиббс, определяемая по данным детального рельефа (см. рисунок), указывает на разные тектонические обстановки, выраженные как в типичном спрединговом рельефе, сформированном спрединговым магматизмом разной интенсивности, так и в рельефе с признаками обнажений ультраосновных пород.

Двойные разломы формируются в зонах влияния плюмов, где пониженная вязкость мантии изменяет морфологию трансформов, создавая условия для раздвоения трога. В случае Чарли Гиббс двухтроговость сохраняется после прекращения активного воздействия [2]. Для структуры характерны асимметричные ВОК, связанные с односторонней аккомодацией деформаций и эксгумацией ультраосновных пород. Трансформ формирует зону ослабления, характеризующуюся асимметрией – кора с ВОК

проявляется лишь с одной стороны, в то время как с другой фиксируются зоны отрыва. Межразломный хребет и ВОК указывают на возможность перескока активных структур. Комбинация уступов и медианных хребтов отражает локальные обстановки транспрессии.

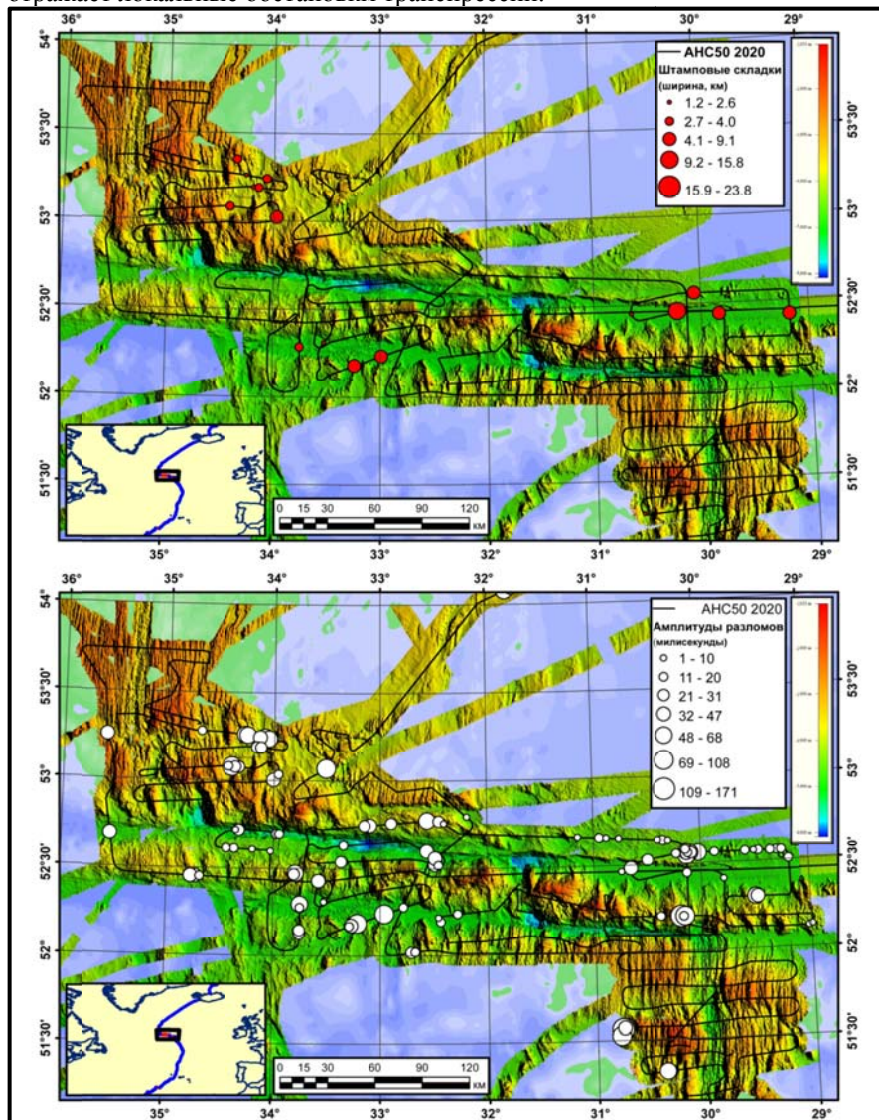


Рисунок. Карта распределения штамповых складок с градуировкой по ширине (сверху) и разломов с градуировкой по амплитуде (снизу) в пределах трансформной зоны Чарли-Гиббс по данным САВР.

Распределение штамповых складок в зоне Чарли Гиббс показывает их группирование в кластеры, приуроченные к трансформным трогам и межразломным сегментам. Восточный кластер характеризуется локальной компрессией и медианным хребтом, отражающим транспрессионный режим. Формирование складок связано с вертикальными движениями по зонам серпентинизации, сопровождающимися подъемом слабokonсолидированных осадков. Конседиментационные разломы пространственно совпадают с кластерами складок, что указывает на изостатические процессы. Взбросы фиксируются в северо-западном кластере на границах аномалий Буге и коррелируют с серпентинизированными породами фундамента. Сдвиги развиты вдоль трогов и частично связаны с пулл-апарт структурами левосдвиговой кинематики. Структуры протыкания приурочены к зонам гравитационных контрастов и возможной разгрузке флюидов. Суммарное распределение амплитуд и частоты разломов и складок отражает локализацию деформаций в узкой широтной зоне (52.4° – 52.8° с.ш.), согласующуюся с моделью активной сдвиговой структуры и наследованием палеотрогов

ВЫВОДЫ

Детальное морфоструктурное изучение двойного трансформного разлома Чарли-Гиббс выявило нестабильность геометрии тектонических элементов и тенденцию к субмеридиональной переориентации активных зон. Отмечены асимметрия ВОК-структур, смещения сегментов Срединно-Атлантического хребта и признаки перескоков активных участков.

Складчатые деформации и разломные нарушения, фиксируемые по сейсмоакустическим данным, отражают неотектонику фундамента в условиях интенсивного накопления осадков. Штамповые складки интерпретируются как результат подъема блоков коры при увеличении объема серпентинизированной мантии; они локализованы в трансформных трогах и зоне нетрансформных смещений, сочетаясь с медианными хребтами и указывая на локальные проявления транспрессии. Соотношение морфометрических параметров демонстрирует зависимость амплитуды и ширины складок, а их трансформация в структуры протыкания объясняет обратные соотношения в отдельных кластерах.

Разломы в 60% случаев имеют неуставленную кинематику, однако их распределение коррелирует с кластерами складок и указывает на изостатическое выравнивание блоков. Взбросы приурочены к переходу минимумов аномалий Буге к стандартному уровню, что связывает их с плюмовыми неоднородностями мантии и процессами сжатия. Сдвиги концентрируются в трогах и предполагаемом палеотроге у абиссального уступа. Наибольшая активность отмечена в зоне 52.4° – 52.8° с.ш., где разломы многочисленны, но малоамплитудны, а складки широкие и частые. Вне этой зоны число разломов уменьшается, но возрастает их амплитуда;

складки становятся реже и менее выраженными. Наиболее вероятный источник субширотных смещений: западный дрейф Северо-Американской плиты: скорости спрединга к западу почти вдвое выше восточных. Плотность взбросов и складок обратно пропорциональна удаленности от оси сместителя.

Таким образом, трансформная зона Чарли-Гиббс представляет собой не только горизонтально активную область сдвигов, но и вертикально динамичную систему, где современные тектонические процессы контролируются глубинными мантийными неоднородностями.

Авторы благодарят лабораторию геоморфологии и тектоники дна океанов геологического института РАН за всестороннее содействие. Исследование выполняется в рамках 2-го года аспирантуры при поддержке темы гос. задания FMMG-2023-0005: «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баширова Л.Д., Дорохова Е.В., Сивков В.В. и др. Палеотечения в районе разлома Чарли-Гиббс в позднечетвертичное время // Океанология. 2017. Т. 57 № 1. С. 491–502.
2. Добролюбова К.О. Двухтроговые трансформные разломы – особый тип межплитных границ, формирующихся, как результат наложения типичной сдвиговой кинематики на измененные вследствие плюмовой тектоники свойства среды // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 160–165.
3. Отчет о работах в 50-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов». М.: ИО РАН, 2020. С. 71–94.
4. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
5. Fleming H.S., Cherkis N.Z., Heirtzler J.R. The Gibbs Fracture Zone: a double fracture zone at 52°30'N in the Atlantic Ocean. // Mar. Geophys. Res. 1997. V. 1. P. 37–45.
6. Searle R. The active part of Charlie-Gibbs fracture zone: a study using sonar and other geophysical techniques // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 243–262.

During the 20th expedition of the R/V Akademik Nikolai Strakhov, unique data were obtained from the Charlie-Gibbs Fracture Zone (CGFZ), marking the first comprehensive mapping of this structure using an integrated suite of geological, geophysical and bathymetric methods. Integrated interpretation of various types of data demonstrates that the CGFZ is not merely a strike-slip domain but also a vertically dynamic system with significant tectonic complexity.

Баранов А.А.^{1,3}, Лобковский Л.И.², Бобров А.М.¹

(¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail:

aabaranov@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,

³Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва)

Термоплотностные неоднородности и картина современных течений в мантии под океанами на основании 3D-модели современной геодинамики

Baranov A.A.^{1,3}, Lobkovsky L.I.², Bobrov A.M.¹

(¹Schmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow, ²Shirshov Institute of

Oceanology RAS, Moscow; ³Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow)

Thermal density heterogeneities and the pattern of modern mantle flows beneath the oceans based on a 3D model of modern geodynamics

Ключевые слова: сейсмическая томография, мантийная конвекция, Атлантика Зондская дуга, Тихий океан

Рассматриваются термоплотностные неоднородности и мантийные течения под океанами, которые получаются как результат построенной 3D-модели современной геодинамики Земли, основанной на данных сейсмической томографии.

Мы исследуем глубинное строение океанических областей с помощью численного моделирования на основе современной модели сейсмотомографии SMEAN 2 [1]. Для этого вариации сейсмических скоростей были пересчитаны в температуру и с помощью уравнения Стокса были рассчитаны трехмерные течения в вязкой мантии для сферической модели Земли [2].

На рис. 1 показано меридиональное сечение мантии Земли через полюса по 130 и 310 градусу восточной долготы. Правая часть затрагивает Атлантику, тогда как левая показывает скорости течений и аномалии температуры для Тихого и Индийского океанов. Для арктического бассейна характерная положительная аномалия температуры у поверхности и восходящий мантийный поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными. Южнее арктического бассейна расположена толстая кратонная литофера Гренландии и Ньюфаундленда, разделенная рифтом Баффина. Далее на юг находится центральная Атлантика с горячей верхнемантийной положительной аномалией, соответствующей срединно-океаническому хребту. Южнее располагается Бразильский континентальный блок и далее Аргентинская котловина южной Атлантики с холодной утолщенной литосферой. Между Западной Антарктидой и Аргентинской котловиной находится море Скоша

с положительной температурной аномалией в подкоровой мантии. В этой же области находится нисходящий мантийный поток, связанный с Сандвичевой зоной субдукции на поверхности. Левая часть сечения из рис. 1 характеризуется слабom от Зондской субдукции, расположенным на нижней границе верхней мантии на тысячи километров с юга на север. В то же время Филиппинское и Японское моря, а также так называемая Амурская плита характеризуются повышенными температурами в подкоровой мантии.

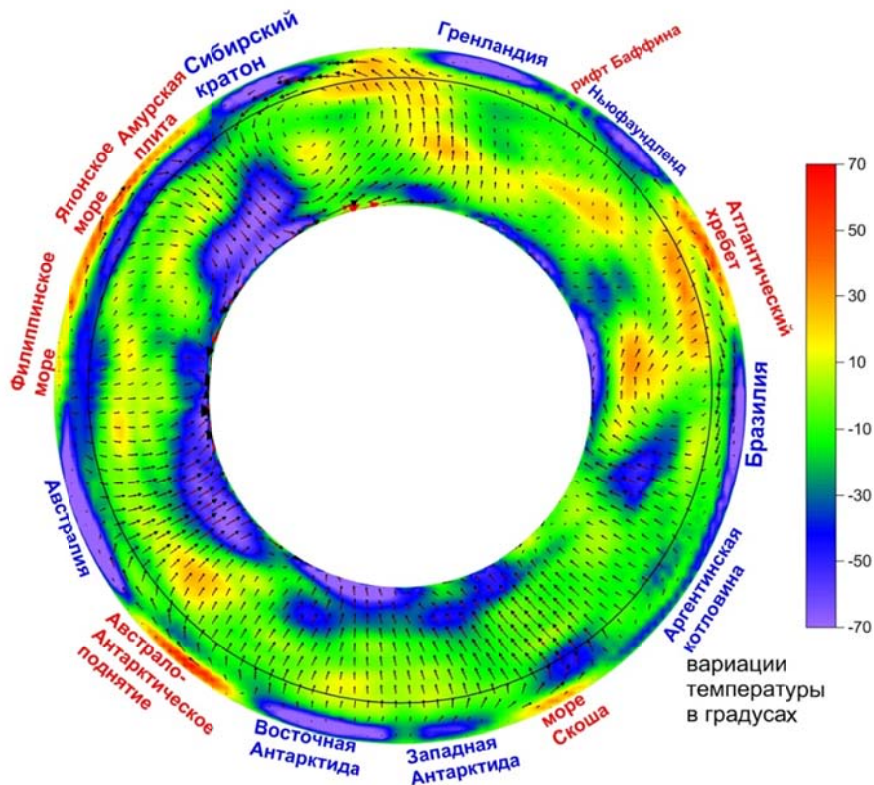


Рис. 1. Распределение аномалий температуры и скоростей в сечении Земли по 130 и 310 градусу восточной долготы. Черная окружность находится на глубине 660 км.

На рис. 2 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через полюса через 150 и 330 градусов восточной долготы. В этом сечении Арктический плюм в верхней мантии разбивается на две ветви, разделенные холодной литосферой Гренландии.

Под северной Атлантикой вся верхняя мантия имеет повышенную температуру, тогда как под центральной частью Атлантики аномалии температуры более умеренные и характерны только для подкоровой мантии. В данном сечении тихоокеанская плита движется на север и субдуцирует под Охотское краевое море с повышенной температурой в подкоровой мантии.

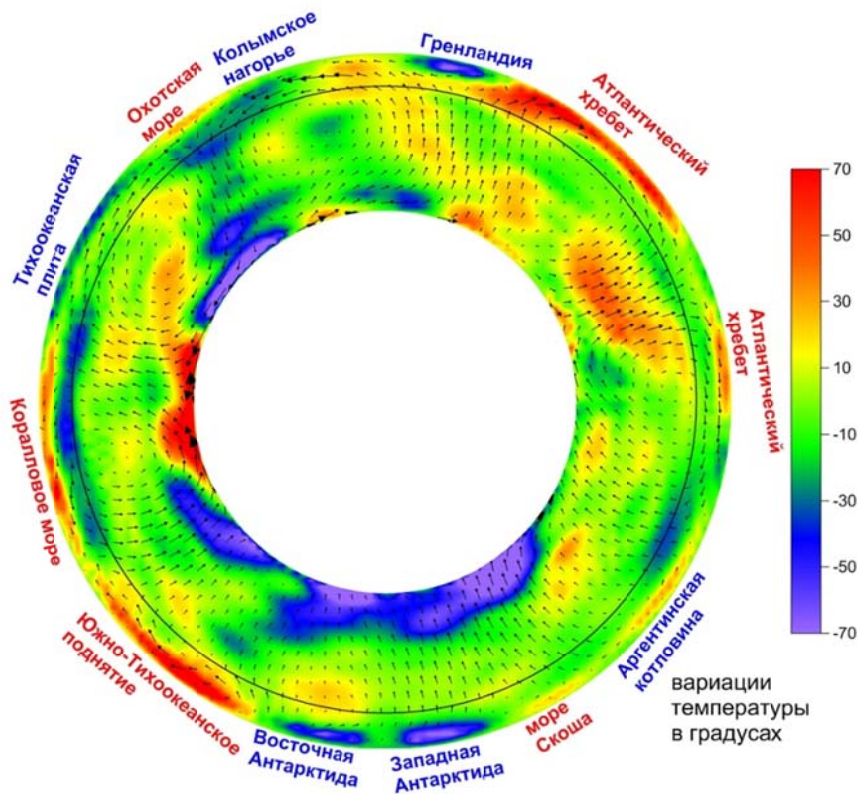


Рис. 2. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 150 и 330 градусу восточной долготы.

На рис. 3 показаны вариации температуры в мантии в сферическом коническом сечении Земли при постоянной широте $\theta = 112^\circ$ (22° с.ш.). В этом сечении Атлантика располагается слева от берега Западно-африканского кратона, субвертикальный нижнемантийный плюм в верхней мантии дает субгоризонтальные течения в сторону Атлантического хребта и под Африку. В то же время непосредственно над ним находится горячая точка в районе островов Зеленого Мыса. За хребтом наблюдается

океанический бассейн, который в этом сечении заканчивается нисходящим потоком под Карибской зоной субдукции. Далее находится тихоокеанское поднятие с положительными аномалиями температуры в подкоровой мантии, которое затем переходит в тихоокеанскую плиту. В районе Гавайских островов в верхней мантии и глубже присутствует большая область положительных температурных аномалий и восходящий мантийный поток непосредственно под плитой. За счет этого тихоокеанская плита над Гавайским плюмом утоняется. Далее при движении на запад эта плита снова утолщается, температура в ней падает и она погружается в мантию в Марианской зоне субдукции. Холодное погрузившееся вещество накапливается в низах верхней мантии и затем погружается в нижнюю мантию в районе Бирмы с наклоном под Индийскую плиту. В свою очередь с западной стороны Индийской плиты имеется другой нисходящий мантийный поток. Они объединяются уже после проникновения в нижнюю мантию. Далее сечение пересекает Аравийское море и Аравийский полуостров и затем имеет место область повышенных температур под Красным морем, которая распространяется под Аравийский полуостров и восточную Африку. Центральная часть Северной Африки (Сахарский Метакратон) характеризуется отсутствием аномалий температуры у поверхности в отличие от находящегося западнее толстого и холодного Западно-африканского кратона.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jackson M., Konter J., Becker T. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*. 2017. V. 542. P. 340–343.
2. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // *Геотектоника*. 2025. № 1. С. 3–20.

A 3D model of the Earth's modern geodynamics based on seismic tomography data is constructed. Thermal density inhomogeneities from this model and mantle flows under the oceans are considered.

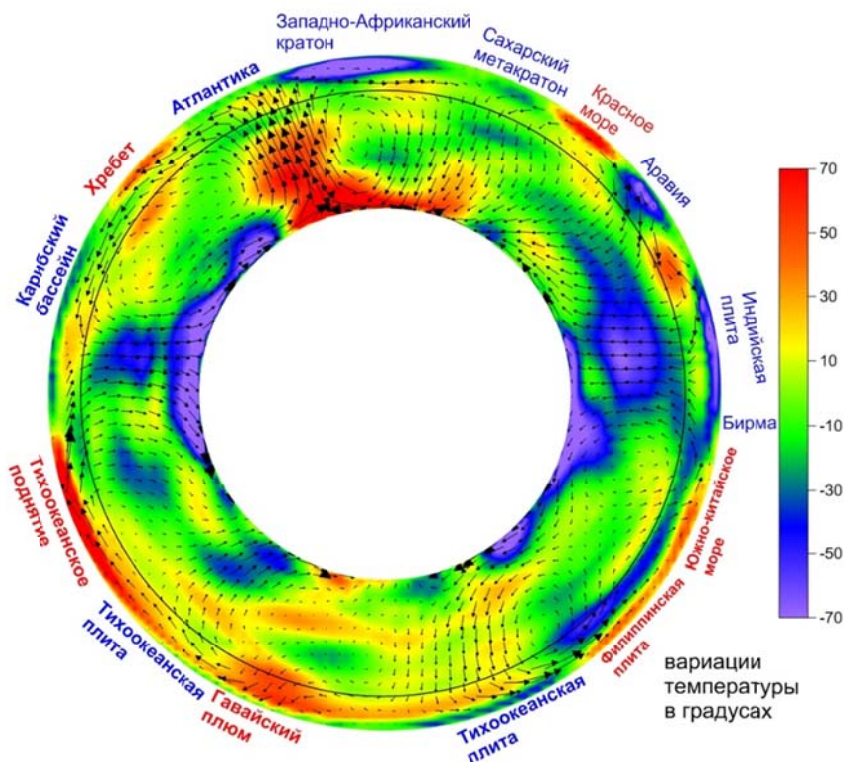


Рис. 3. Коническое сечение Земли (22° с.ш.). Цветом показано поле аномалий температуры, черными стрелками – поле рассчитанных скоростей в мантии Земли.

Баранов Б.В., Цуканов Н.В., Дозорова К.А.

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

bbaranov@ocean.ru)

Подводные оползни, отложения перемещенного материала и контуритовые дрефты на Императорских подводных горах, северо-запад Тихого океана

Baranov B.V., Tsukanov N.V., Dozorova K.A.

(Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences)

Submarine landslides, mass transport deposits and contourite drifts on the Emperor seamounts, Northwestern Pacific

Ключевые слова: батиметрические и сейсмические исследования, подводные оползни, контуритовые дрефты, Императорские подводные горы

Анализ батиметрических и сейсмических данных, полученных в рейсе SO201-1a НИС «Зонне» (2009 г.), показал повсеместное распространение подводных оползней и отложений перемещенного материала на Императорских подводных горах. Контуритовые дрефты обнаружены вблизи вершин гор и разделяющих их седловин, маркируя глубину (< 3500 м) активных гидродинамических условий.

Императорские подводные горы возрастом 81–47 млн. л. являются северной частью Гавайско-Императорского хребта протяженностью более 6000 км, образовавшегося при прохождении океанической плиты над горячей точкой, которая была активной, по крайней мере, в течение 81 млн. лет [1–3].

В работе рассматриваются батиметрические и сейсмические данные, полученные на Императорских подводных горах в рейсе SO201-1a на НИС «Зонне» (2009 г.), который был выполнен в рамках российско-германского проекта Kurile-Kamchatka and Aleutian MARGinal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time (KALMAR) [4]. При исследованиях использовался многолучевой эхолот SIMRAD EM120, который работает на частоте 12 kHz, использует 288 лучей, угол сектора покрытия достигает 150° относительно оси судна. Интервал глубины измерения составляет 20–11000 м, ширина измеряемой полосы приблизительно равна 6-кратной глубине.

При сейсмических исследованиях применялась система пневматических источников, состоящая из двух рядов пушек с общим объемом, равным 50.8 л. Запись отраженных волн велась при помощи цифровой косы SERCEL на 276 каналах, длина косы была равна 3450 м. Глубина проникновения достигала 14 с удвоенного времени пробега волны.

Было выполнено пять пересечений Императорских подводных гор и несколько связующих их профилей. Подводные оползни, отложения перемещенного материала и контуритовые дрефты были обнаружены на

всех пересечениях (рис. 1).

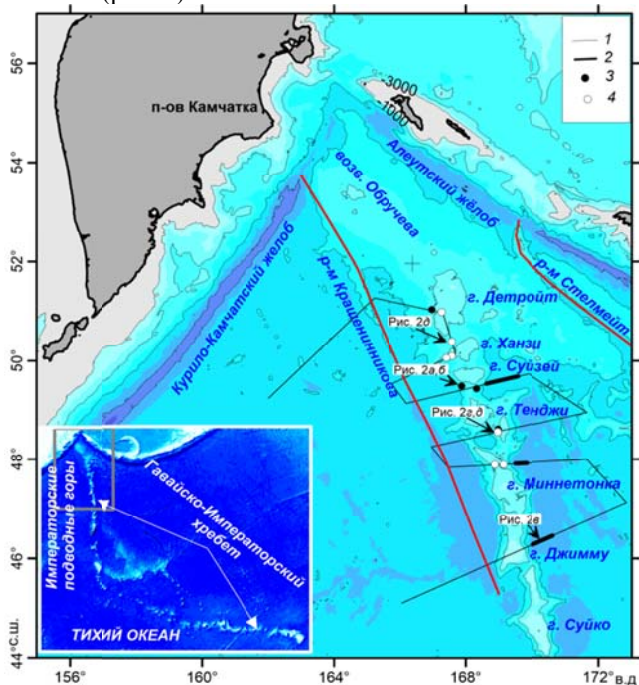


Рис. 1. Батиметрическая карта района исследований на Императорских подводных горах (гид ГЕВСО). Сечение изобат равно 2000 м.

1 – положение сейсмических разрезов, 2 – подводные оползни, 3 – отложения перемещенного материала, 4 – контурированные дрейфы. Внизу слева показано генеральное положение района исследований.

Подводные оползни и отложения перемещенного материала.

Подводные оползни, которые выделяются в рельефе и на сейсмических разрезах, расположены вблизи вершин и на юго-западных склонах Императорских подводных гор. Типичный подводный оползень находится на склоне г. Суйзэй (рис. 1 и рис. 2а). Головные и боковые стенки отрыва этого оползня приурочены к уступам высотой от 100 м до 300 м, расположены на глубинах 4400–5170 м и протягиваются на расстояние в 23 км. На профиле BGR09_107 закартированная площадь оползневого тела составляет примерно 400 км² (рис. 2а), его полные размеры могут быть в два раза больше.

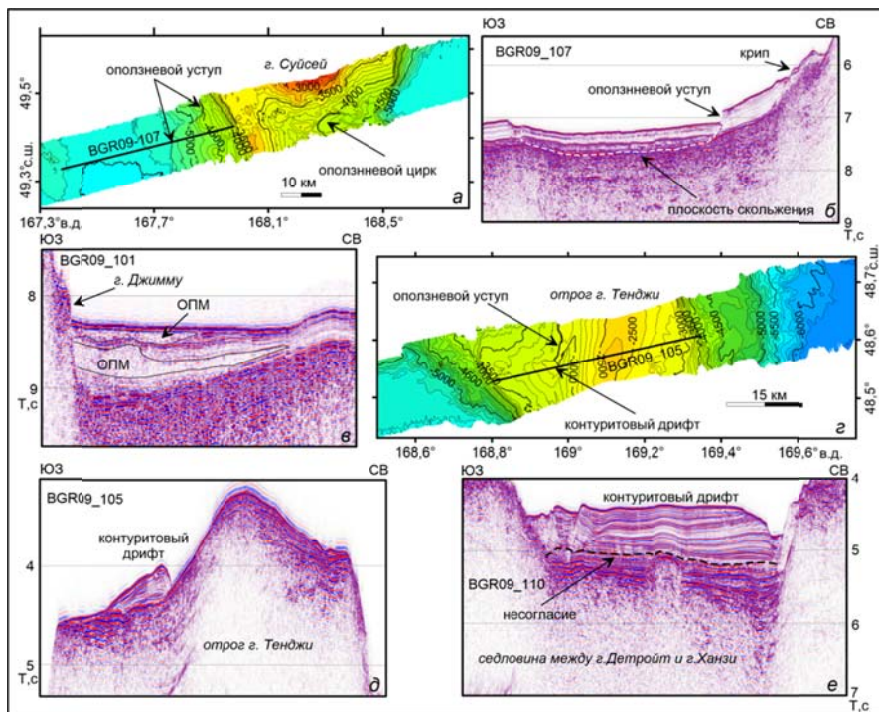


Рис. 2. Батиметрические карты отдельных участков профилей BGR09_107 (а) и BGR09_105 (з) с наличием подводных оползней и контуритовых дрейфов. Жирной линией показаны фрагменты сейсмических разрезов. Сечение изобат 100 м; фрагменты сейсмических разрезов, иллюстрирующие строение подводного оползня, (б) наличие отложений перемещенного материала (ОПМ) (в) и присутствие в верхних частях разреза контуритовых дрейфов (д, е). Положение сейсмических разрезов см. на рис. 1 и 2а, з.

Оползень является трансляционным; в его разрезе можно выделить два горизонта (рис. 2б). Верхний горизонт мощностью около 0.2 с (~ 0.3 км) слабо нарушен, в нижнем мощностью 0.15 с (~ 0.22 км) наблюдаются деформации, вызванные смятием осадочного горизонта при его скольжении по плоскости срыва.

В основании северо-восточных склонов подводных гор, расположенных на глубине 5500 – 6200 м, в осадочном разрезе выделяется от одного до трех горизонтов отложений перемещенного материала. ОПМ представлены хаотическими сейсмофациями (рис. 2в) и протягиваются в северо-восточном направлении на расстояние до 70 км, максимальная мощность горизонта равна 0.36 с (~ 0.54 км).

Контуритовые дрейфы. Контуритовые дрейфы находятся вблизи

вершин подводных гор и в седловинах между ними (рис. 1). Согласно существующей классификации [5] обнаруженные дрейфы относятся к валоподобным удлиненным (рис. 2г, д) или ограниченным типам (рис. 2е). Мощности дрейфов колеблются от 150 м до 450 м, достигая максимальных значений в 1 с (~1.5 км) в седловинах. Минимальные глубины, на которых были обнаружены контуритовые дрейфы равны 2700 м, максимальные – 3500 м. Контуритовые дрейфы не являются стабильными образованиями; склон одного из них обрушился с образованием подводного оползня (рис. 2г, е).

Обсуждение и выводы. Гравитационные и аккумулятивные осадочные процессы широко развиты в пределах Императорских подводных гор и сочетаются друг с другом, что может быть обусловлено рядом причин. Главной, вероятно, является вынос осадочного материала Восточно-Камчатским течением из Берингова моря в северо-западную часть Тихого океана. Благодаря этому в пределах северного окончания Императорских подводных гор с неогена по четвертичное время происходит образование аккумулятивного осадочного тела Мейджи, мощности которого на вершинах и северо-восточных склонах гор достигают 1.5–2 км [6].

Перенос осадков течением также приводит к формированию отдельных контуритовых дрейфов, в пределах которых могут формироваться оползни. Наличие мощного осадочного чехла на склонах гор приводит к его обрушению и накоплению у подножий горизонтов ОПМ протяженностью до 70 км. Триггерными механизмами в данном случае могут являться тектонические смещения, обусловленные прогибанием океанической коры за счет нагрузки подводных гор [7] и сильнеешие землетрясения Алеутской зоны субдукции.

Изучение размерности осадков показало, что на Императорских подводных горах гидродинамический режим, особенно на глубинах 1000–2500 м, является более интенсивным по сравнению с абиссальной котловиной [8]. Согласно нашим данным по распределению контуритовых дрейфов его нижняя граница достигает глубины 3500 м.

Авторы выражают благодарность начальнику экспедиции д-ру Кристофу Гедке за предоставленную возможность использовать батиметрические и сейсмические данные рейса SO201-1a на НИС «Зонне». Экспедиция SO201-1a финансировалась Министерством образования и науки Германии (проект KALMAR). Данная работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2024-0018 (ИО РАН им. П.П. Ширшова).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Duncan R.A., Tarduno J.A., Davies T.A., Scholl D.W. Leg 197 synthesis: Southward motion and geochemical variability of the Hawaiian hotspot // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2006, Ocean

- Drilling Program, Texas A&M University. V. 197. P. 1–39. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.197.001.2006.
2. Harrison L., Scoates J., Weis D. Hawaiian postshield volcanism over the past 55 million years // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2024. V. 179. № 1. DOI:10.1007/s00410-023-02078-w
 3. Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W. et al. The Emperor Seamounts: Southward Motion of the Hawaiian Hotspot Plume in Earth's Mantle // *Science*. 2003. V. 301. P. 1064–1068. DOI: 10.1126/science.1086442
 4. Cruise Report SO201 Leg 1a: KALMAR (Kurile-Kamchatka and Aleutian MARGinal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction In Space and Time. Kiel: BMBF, 2009. 109 p.
 5. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D.V. et al. 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.
 6. Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M. et al. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // *Geological Society of America Bulletin*. 1977. V. 88. P. 1567–1576.
 7. Chen J., Zou J, Zhu A. et al. Geochemistry of surface sediments from the Emperor Seamount Chain, North Pacific // *Front. Earth Sci*. 2021. V.9. 674842. DOI: 10.3389/feart.2021.674842
 8. Xu C., Dunn R. A., Watts A. B. et al. A seismic tomography, gravity, and flexure study of the crust and upper mantle structure of the Emperor Seamounts at Jimmu guyot // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. e2021JB023241. <https://doi.org/10.1029/2021JB023241>

Analysis of bathymetric and seismic data obtained in the cruise SO201-1a of the RV Sonne (2009) showed the widespread occurrence of submarine landslides, mass transport deposits and contourite drifts on the Emperor Seamounts. Drifts were not found below the contour line of 3.500 m, which marks the depth of the active hydrodynamic conditions.

Бешок М.М.^{1,2}, Черных А.А.¹, Яковенко И.В.¹

(¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: m.beshok@vniio.ru;

²Санкт-Петербургский Государственный Университет, СПбГУ, г. Санкт-Петербург)

К вопросу о глубинном строении хребта Альфа и Поднятия Менделеева

Beshok M.M.^{1,2}, Chernykh A.A.¹, Yakovenko I.V.¹

(¹FSBI «VNIIOkeangeologia», ²Saint Petersburg State University, SPbU)

Features of the deep structure of the Alpha Ridge and the Mendeleev Rise

Ключевые слова: поднятия Альфа-Менделеева, котловина Макарова, котловина Подводников, гравимагнитное моделирование, HALIP

В работе представлены методика и результаты построения двухмерных геолого-геофизических моделей, отражающих глубинное строение структур Амеразийского бассейна – хребта Альфа и поднятия Менделеева. Моделирование выполнялось на основе данных сейсморазведки МОВ ОГТ, ГСЗ, магнитометрических и гравиметрических данных. Подтверждены: континентальный тип коры в пределах указанных структур, наличие магматических пород HALIP и промежуточного структурного этажа, сложенного метаосадками повышенной плотности. Кроме того, установлено наличие высокоскоростных тел в нижней коре (HVLC bodies). Помимо поднятий, построенные модели демонстрируют строение прилегающих к ним котловин, подстилаемых гиперрастянутой континентальной корой. Объяснение этих и других особенностей глубинного строения структур с точки зрения истории геологического развития региона, уточнение генезиса поднятий и их сравнение друг с другом являются основными задачами данной работы.

Генезис поднятия Альфа-Менделеева является дискуссионным вопросом. В XX и начале XXI веках господствовала точка зрения о нем как об океаническом плато исландского типа с утолщенной базальтовой корой [например, 1]. Важным этапом для выяснения типа коры поднятия Менделеева стала экспедиция «Арктика-2012». В результате малоглубинного (до 2 м от поверхности дна) бурения в северной и южной частях поднятия Менделеева был получен керн базальтов, по сейсмическим данным залегающих на границе позднемезозойско-кайнозойского осадочного чехла и акустического фундамента [2, 3]. Подводное опробование поднятия Менделеева в рейсе «Арктика 2012» [2, 4] и с подводной лодки [5, 6] укрепили представление о его континентальном происхождении. В настоящее время большинство исследователей придерживаются мнения о том, что поднятие Альфа-Менделеева сформировано в меловое время на континентальной коре, испытавшей значительное растяжение и внедрение большого объема базальтового материала [6–10].

Исследуемые поднятия входят в ореол высокоарктической крупной магматической провинции (HALIP). Ее отличительной особенностью являются характерное магнитное поле с аномалиями высокой амплитуды.

Важными результатами настоящей работы стали выявление особенностей глубинного строения поднятий Альфа и Менделеева и прилегающих к ним тектонических элементов, демонстрация строения структур на геолого-геофизических разрезах, построенных по данным гравиамгнитного моделирования на основе данных сейсморазведки и потенциальных полей.

Моделирование выполнялось с использованием модуля GM-SYS ПО Geosoft Oasis Montaj. Наблюдаемые кривые Δg и $(\Delta T)_a$ вдоль линий профилей извлекались из соответствующих сводных цифровых моделей (ЦМ), созданных в отделе системных геолого-геофизических исследований ФГБУ «ВНИИОкеангеология» [11]. Расчетное поле подбиралось под наблюдаемое путем корректировки положения глубинных границ, подбора плотности и магнитной восприимчивости отдельных блоков моделей и введения дополнительных блоков. Основные границы задавались следующие: 1) воздух – вода, 2) вода – осадки [12], 3) границы внутри осадочного чехла, 4) осадки – консолидированный фундамент, 5) граница Конрада между верхней и нижней частями континентальной коры) и 6) раздел Мохо. В отсутствие надежных и достаточных петрофизических данных, магнитные свойства задавались только для блоков верхней коры и пород HALIP. Осадочный чехол задавался немагнитным.

В результате проведенной работы построено 5 моделей, пересекающих поднятия и прилегающие котловины (пример модели приведен на рисунке). На всех моделях выделен слой HALIP с плотностью 2550 кг/м^3 и высокой магнитной восприимчивостью, варьирующей в широких пределах (100–150000 ед. СИ). Наличие HALIP отчетливо проявлено в характере кривой магнитного поля: наблюдаются высокоамплитудные знакопеременные аномалии. Слой HALIP на поднятиях подстилается промежуточным структурным этажом (метаосадками), заданная для них плотность составила $2550\text{--}2680 \text{ кг/м}^3$.

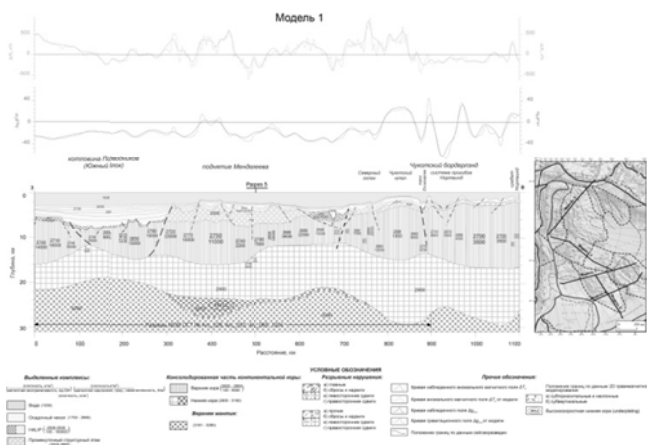


Рисунок. Пример модели, полученной в результате гравимагнитного моделирования

Высокоскоростной слой нижней коры также выделен на всех моделях, его плотность составляет $3050\text{--}3070\text{ кг/м}^3$, а мощность достигает до 10 км. Существуют две гипотезы касательно происхождения подобных высокоскоростных тел в основании нижней коры. Предполагается, что они характерны для пассивных вулканических окраин и представляют собой интрузии базальтового состава [6, 13–15]. Одни авторы придерживаются точки зрения о том, что HVLC внедрялись на границе коры и мантии в результате андерплейтинга, другие – что это сплошная интрузия в составе основания нижней коры. Вероятно, одна гипотеза не исключает другой: сплошная интрузия залегает внизу и перекрывается слоем континентальной коры, насыщенный интрузиями основного состава [6].

Хребет Альфа окружен котловинами: Макарова, Альфа, Стефанссона, Канадской, Наутилус, Подводников. В их строении можно выделить ряд характерных особенностей: гиперрастянутая континентальная кора мощностью порядка 7–16 км, повышенное залегание границы Мохо. Так, из моделей 2 и 3 следует, что хребет Альфа залегает на нормальной континентальной коре мощностью до 26 км, которая резко утоньшается в котловинах, достигая 6–7 км. Поднятие Менделеева тоже соседствует с котловинами Подводников и Наутилус, а также с Северо-Чукотским мегапрогибом и Чукотским бордерлендом. Их характеристики схожи с описанными выше для хребта Альфа и прилегающих структур. В Северо-Чукотском мегапрогибе примечательна большая мощность осадочного чехла, которая на модели достигает 16 км. Магматическая провинция HALIP в зону прогиба не распространяется, что подтверждается результатами моделирования. Чукотский бордерленд, расположенный к востоку от поднятия Менделеева, представляет собой фрагмент

континентальной окраины с платообразной вершинной поверхностью [3]. Прослеживается ряд прогибов и поднятий, осложняющих его строение.

Для выделенных комплексов в соответствии с плотностными и магнитными параметрами предполагается следующая геологическая интерпретация. Слой HALIP насыщен интрузиями базальтов (трахибазальтов и трахиандезитов) мелового возраста [2]. Промежуточный структурный этаж, которому соответствуют повышенные значения скоростей продольных волн (4.5–5.4 км/с, [16]), согласно гипотезам, приведенным в работе [17], представлен каледонско-элсмирскими складчатыми комплексами и породами осадочного чехла. Значения плотности и магнитной восприимчивости в верхней коре (2660–2700 кг/м³, 100–20000 ед. СИ соответственно) согласуются с гранитно-метаморфическим слоем земной коры. Плотности порядка 2900 кг/м³ в нижней коре соответствуют гранулит-базитовому слою. Диапазон плотностей в верхней мантии (3161–3290 кг/м³) согласуется с ее перидотитовым составом.

На моделях также показано предполагаемой положение разрывных нарушений. Разломы, проходящие сквозь всю верхнюю кору и глубже, отнесены к главным, а все менее глубинные – к прочим. Установленная сбросовая кинематика разрывных нарушений подтверждает рифтогенную природу котловин.

Демонстрируемое разрезами глубинное строение позволяет подтвердить возможный механизм формирования поднятия Альфа-Менделеева, представленный в работе [6]. Это модель сопряженных вулканических пассивных окраин, которая подразумевает образование поднятий в качестве центральных С-блоков [18]. В этой модели на начальной стадии происходит незначительное тектоническое растяжение, которое при этом сопровождается интенсивным насыщением силлами и дайками нижней и верхней коры, соответственно. Параллельно с этим изливаются платобазальты. Затем следует экстремальное утончение и растяжение коры с формированием внутренних SDR (seaward deeping reflectors) и обособление центрального С-блока. На завершающей стадии происходит «континентальный спрединг» [18], через фрагментацию С-блока, с формированием внешних SDR.

Полученные геолого-геофизические модели согласуются с гипотезой о том, что формирование поднятия Альфа-Менделеева со смежными котловинами происходило под действием мантийного плюма при распаде палеоконтинента Арктиды. На пиковом этапе магматизма в раннемеловое время был сформирован покров платобазальтов HALIP.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Grantz A., Hart P., Childers V. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Arctic Petroleum Geology. Geol.

Soc. London: Mem., 2011. V. 35. P. 771–799.

2. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

3. Пискарев А.Л., Поселов В.А. и др. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

4. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В. и др. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431–435.

5. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.

6. Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фоулджер Дж.Р. и др. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 3–15.

7. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T. et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendelev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. V. 407. P. 148–163. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002>

8. Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al. Crustal structure of the Mendelev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // J. Geodyn. 2018. V. 119. P. 107–122. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.006>

9. Petrov O. V. et al. New tectonic map of the Arctic // Tectonics of the Arctic. Cham: Springer International Publishing, 2021. P. 1–27.

10. Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.). Geologic Structures of the Arctic Basin. Springer International Publishing. Cham. 2019. 375 p.

11. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д. и др. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВВНИИОкеангеология, 2018. С. 196–208.

12. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Sci Data. 2020. V. 7. № 176.

13. Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S. ArcCRUST: Arctic Crustal Thickness From 3-D Gravity Inversion // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2019. 2018GC008098. URL: <https://doi.org/10.1029/2018GC008098>

14. Guan H., Geoffroy L., Gernigon L. et al. Magmatic ocean-continent

transitions // Marine Petrol. Geol. 2019. V. 104. P. 438–450. URL: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.003>

15. Geoffroy L., Chauvet F., Ringenbach J-C. Middle-lower continental crust exhumed at the distal edges of volcanic passive margins // Communications Earth & Environment. 2022. V. 3. 95. URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00420-x>

16. Кашубин С.Н. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 16–36.

17. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Каминский В.Д. и др. Российские арктические геотравесы. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 172 с.

18. Geoffroy L., Burov E.B., Werner P. Volcanic passive margins: another way to break up continents // Sci. Reports. 2015. V. 5. 14828. DOI: 10.1038/srep14828

The presented methodology and results of constructing two-dimensional geological and geophysical models reflecting the deep structure of the Amerasian Basin structures – the Alpha Ridge and the Mendeleyev Rise. Modeling was carried out based on seismic, magnetometric and gravimetric data. The following are confirmed: the continental type of crust within the specified structures, the presence of HALIP igneous rocks and metasedimentary complex. In addition, the presence of high-velocity bodies in the lower crust (HVLC bodies) is established. The presented models also demonstrate the structure of the basins adjacent to the Alpha Ridge and the Mendeleyev Rise. Explanation of the above and other features of the deep structure of structures from the point of view of the history of the geological development of the region, clarification of the genesis of the ridges and their comparison with each other are the main objectives of this work.

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

(¹Свободный исследователь, г. Москва; ²КГУ, г. Кострома; ³ТИ УрО РАН, г. Пермь;
⁴ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: rashidva@kscnet.ru; ⁵ИФЗ
РАН, г. Москва; ⁶АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

Новые данные о строении подводного вулканического массива Эдельштейна (Курильская островная дуга)

**Blokh Y.I.¹, Bondarenko V.I.², Dolgal A.S.³, Dolgaya A.A.⁴,
Petrova V.V.¹, Pilipenko O.V.⁵, Rashidov V.A.⁴, Trusov A.A.⁶**

(¹Moscow; ²KSU, Kostroma; ³MI UB, RAS, Perm; ⁴IVS FEB RAS, Petropavlovsk-
Kamchatsky; ⁵GIN RAS, Moscow; ⁶IPE, RAS, Moscow; ⁷АО GNPP «Aerogeofizika»,
Moscow)

New data on the structure of the Edelstein underwater volcanic massif (Kuril island arc)

Ключевые слова: подводный вулканический массив Эдельштейна, Курильская островная дуга.

Приводятся новые данные о строении подводного вулканического массива Эдельштейна, расположенного в северной части Курильской островной дуги и входящего в состав Чиринкотанской группы подводных вулканов, и составе слагающих его горных пород.

Подводный вулканический массив Эдельштейна, образованный двумя сливающимися островершинными вулканическими постройками [9] и носящий имя известного советского геолога-геоморфолога профессора Я.С. Эдельштейна [2], входит в состав Чиринкотанской группы подводных вулканов Курильской островной дуги.

Массив располагается ~ в 26 км к северу от о. Чиринкотан и имеет, с учетом его погребенной части, высоту ~ 2600 м.

Размер основания вулканического массива – 19×25 км, а объем ~ 315 км³ [8, 9].

Две его постройки, северо-восточная и юго-западная, поднимаются, до глубин 620 и 840 м и имеют соответственно каталожные номера 3.1а и 3.1б [8, 9].

Интенсивность магнитных аномалий ΔT_a , приуроченных к юго-западной и северо-восточной постройкам массива, достигает максимальных значений 1060 нТл и 850 нТл соответственно, а максимальный градиент магнитного поля – 350 нТл/км [3–5, 8, 9].

При драгировании северо-восточной постройки подводного массива подняты амфибол-плагиоклазовые андезиты, андезибазальты и дациандезиты, а при драгировании юго-западной постройки – оливин-

клинопироксен-плагиоклазовые базальты, редко-порфировые плотные оливин-плагиоклазовые андезибазальты, пористые пироксен-плагиоклазовые андезиты и, в меньшем количестве, дациандезиты [7–10].

На некоторых образцах встречены железомарганцевые корки [1].

Естественная остаточная намагниченность драгированных афировых разностей изменяется в диапазоне 10.18–31.56 А/м, а магнитная восприимчивость – в диапазоне $(16.29–19.23) \times 10^{-3}$ ед. СИ. У порфировых разностей естественная остаточная намагниченность изменяется в диапазоне 0.68–1.70 А/м, а магнитная восприимчивость – в диапазоне $(39.3–48.46) \times 10^{-3}$ ед. СИ [10].

Высокие значения естественной остаточной намагниченности афировых разностей обусловлены содержанием псевдооднодоменных зерен титаномagnetита, а у порфировых разностей – высокой концентрацией крупных многодоменных зерен титаномagnetита.

Наши исследования последних лет позволили получить новые данные о силикатном составе 7 и редкоэлементном составе 12 образцов горных пород, слагающих постройки подводного вулканического массива Эдельштейна.

В результате анализа доступной информации о химическом составе горных пород, слагающих подводный вулканический массив Эдельштейна [6], и данных наших оригинальных исследований сделан вывод о том, что при драгировании вулканического массива были подняты породы известково-щелочной и высококалевой субщелочной серий (рис. 1).



Рис. 1. Классификационная диаграмма K_2O – SiO_2 [11] для пород, слагающих подводный вулканический массив Эдельштейна. 3.1a и 3.16 – образцы, драгированные камчатскими учеными соответственно на северо-восточной

и юго-западной постройки; 3.1 Пегас – образец, драгированный сахалинскими учеными у основания северо-восточной постройки.

Комплексная интерпретация материалов эхолотного промера, непрерывного сейсмоакустического профилирования и модульной гидромагнитной съемки позволила выделить в пределах построек подводного вулканического массива Эдельштейна субвертикальные подводящие каналы, периферические магматические очаги на глубинах 3000 м и отдельные локальные неоднородности (рис. 2).

Проведенные комплексные геолого-геофизические исследования позволили получить новые данные о строении подводного вулканического массива Эдельштейна и составе слагающих его горных пород и дополнили информацию о проявлениях подводной вулканической деятельности в пределах Чиринкотанской группы подводных вулканов Курильской островной дуги.

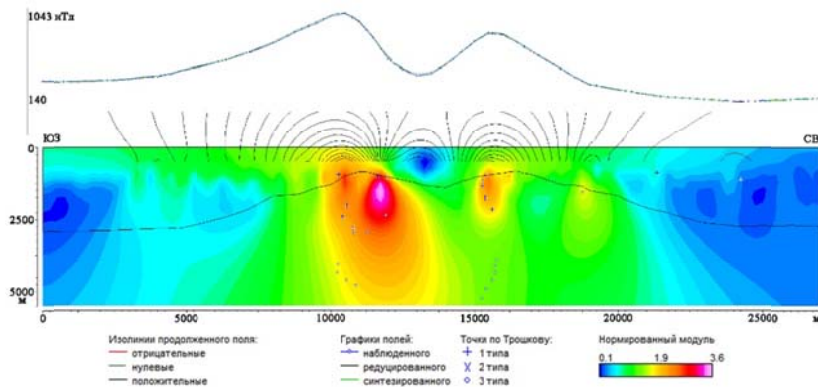


Рис. 2. Локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулканического массива Эдельштейна, с наложенным рельефом дна по данным эхолотных промеров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникеева Л.И., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. и др. Железомарганцевые корки подводного вулканического массива Эдельштейна и подводного вулкана, расположенного к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 47–60.
2. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного

строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25-29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62–65.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Магнитное моделирование подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 11–17 октября 2009 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 161–165.

5. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 73–83.

6. Долгая А.А., Рашидов В.А. Новые возможности автоматизированной системы для работы с данными геофизических исследований и станций драгирования, выполненных в рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог» в пределах Курильской островной дуги // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября – 2 октября 2021 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 387–391.

7. Коренев О.С., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1982. С. 36–51.

8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

9. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3–13.

10. 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.

11. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745

New data are provided on the structure of the Edelshtein underwater volcanic massif and the composition of its rocks. This volcanic massif is located in the northern part of the Kuril island arc and is part of the Chirinkotan group of underwater volcanoes.

Бобров А.М.¹, Лобковский Л.И.², Баранов А.А.^{1,3}

(¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail:

a_m_bobrov@yahoo.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва;

³Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва)

Глубинное строение мантии на основе модели глобальной геодинамики

Bobrov A.M.¹, Lobkovsky L.I.², Baranov A.A.^{1,3}

(¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow; ³Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Deep structure of the mantle based on the global geodynamics model

Ключевые слова: мантийная конвекция, сейсмическая томография, SMEAN 2, границы в мантии

С помощью уравнения Стокса для вязкой жидкости с неньютоновской реологией рассчитаны мгновенные скорости течений в сферической мантийной оболочке Земли на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN 2. Рассчитанные скорости и температурные аномалии в мантии показывают существование дополнительных границ в мантии Земли. В свою очередь рассчитанные мантийные течения вызывают движение литосферных плит на поверхности.

Кинематика земной поверхности во многом определяется структурой конвекции, идущей в мантии Земли. Мы анализируем результаты трехмерной численной модели глобальной мантийной конвекции, рассчитанной нами ранее [1]. Расчеты выполнялись на основе томографической модели SMEAN 2 с дальнейшим пересчетом аномалий сейсмических скоростей в аномалии плотности и затем – в аномалии температуры. По ним рассчитывались скорости современных мантийных течений.

Для анализа трехмерной картины глобальной мантийной конвекции рассмотрены, в частности, кольцевые сечения мантии по меридианам. На рис. 1 показано меридиональное сечение мантии для 40° в.д и 220° в.д.

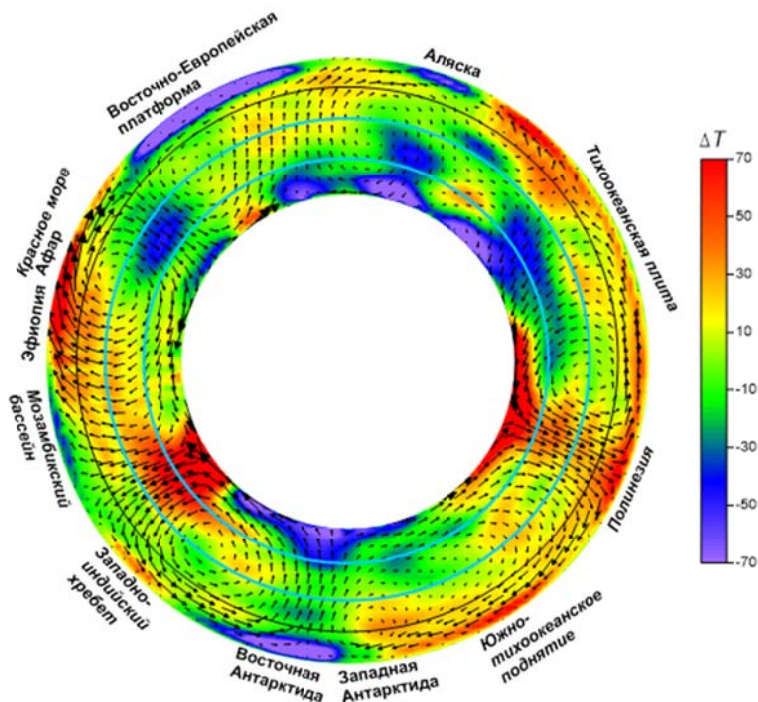


Рис. 1. Меридиональное сечение мантии для 40° в.д. и 220° в.д. Цветом показано поле аномалий температуры в градусах. Поле рассчитанных скоростей в мантии Земли представлено черными стрелками. Черной окружностью показана граница между верхней и нижней мантией. Приведенные на рисунке голубым цветом окружности – возможные дополнительные границы в мантии – обсуждаются в тексте ниже.

Для лучшего понимания структуры мантийных течений рассмотрены, помимо меридиональных, сечения при постоянной широте θ на любой глубине, то есть конические сечения. Предельным коническим сечением (полностью раскрытым) является экваториальное сечение. Поверхность конического сечения имеет радиальное направление, совпадая с направлением силы тяжести. Поэтому в конических сечениях можно видеть, имеют ли восходящие и нисходящие течения мантии естественное субвертикальное направление всплытия/погружения, или их форма изменена сторонним воздействием. Ниже на рис. 2 показано коническое сечение мантии при значении $\theta = 144^\circ$.

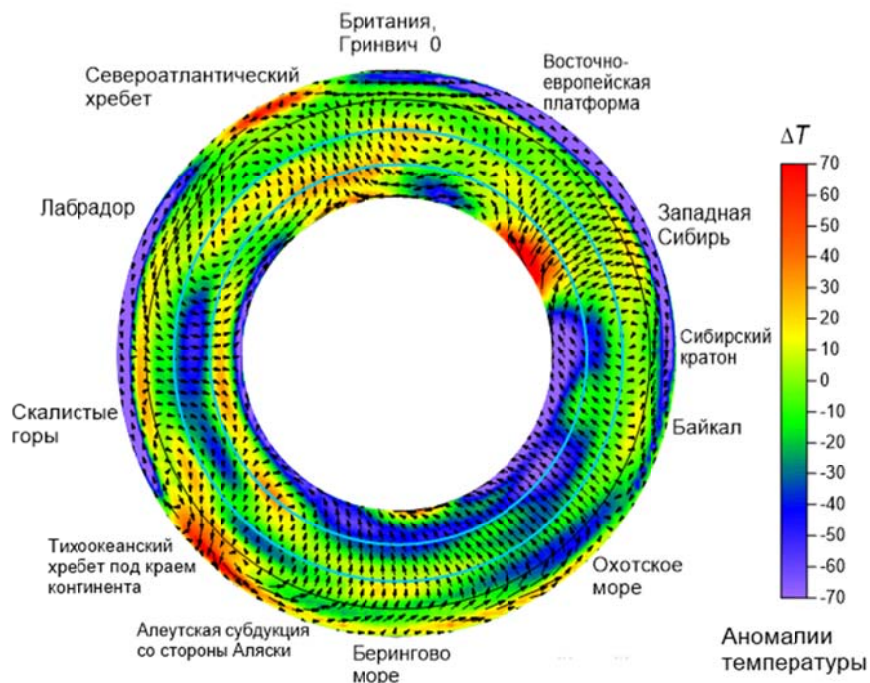


Рис. 2. Коническое сечение Земли (54°с.ш.). Цветом показано поле аномалий температуры, черными стрелками – поле рассчитанных скоростей в мантии Земли.

Построенные в работе сечения показывают отсутствие в ряде регионов мантии единой по всей ее глубине субвертикальной структуры горячего или холодного вещества: в них горячие и холодные области представляют собой отдельные региональные образования, различающиеся угловыми координатами и глубиной (примером является субарктический плюм сложной формы). Общее субвертикальное течение мантии вызывается совместным действием указанных отдельностей. В ряде сечений имеется субгоризонтальное положение горячих и холодных областей.

Рассмотренные сечения показывают, что формы горячих всплывающих и холодных погружающихся областей могут сильно отличаться от субвертикальных каплеобразных форм, что указывает на существенное стороннее воздействие. Им может быть, например, воздействие от течений в смежных сечениях, так как задача является трехмерной. Можно также предположить, что такое воздействие может оказывать наличие некоторых дополнительных границ раздела в мантии, подобно границе между верхней и нижней мантией, но на больших глубинах, наличие которых

предполагается в ряде работ [2, 3]. На рисунках 1, 2 две такие возможные границы (две окружности голубого цвета) помещены, исходя из выраженных расширений и "шеек" двух восходящих потоков на рис. 1, а также расположенных горизонтально слэбов холодного вещества на рис. 2. Эти окружности соответствуют глубинам приблизительно 1300 км и 2100 км от поверхности.

В действительности эти границы могут быть размытыми по глубине, представляя собой слои определенной толщины (средняя мантия и зона раздела 2 по [2]).

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // Геотектоника. 2025. № 1. С. 3–20.
2. Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М. Новый взгляд на состав и строение глубинных оболочек планет земной группы // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 3–9.
3. Shahnas M. H., Pysklywec R. N., Yuen D. A. Spawning superplumes from the midmantle: the impact of spin transitions in the mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. P. 1–13. doi:10.1002/2016GC006509.

The instantaneous flow velocities in the spherical mantle shell of the Earth are calculated using the Stokes equation for a viscous fluid with non-Newtonian rheology based on the global seismic tomography model SMEAN 2. The calculated velocities and temperature anomalies in the mantle show the existence of additional boundaries in the Earth's mantle. In turn, the calculated mantle flows cause the movement of lithospheric plates on the surface.

Боголюбский В.А.^{1, 2, 3}, 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 землеведения, г. Москва; ³Геологический институт РАН, г. Москва)

Структурная эволюция трансформного разлома Эндрю-Бейн (по данным физического моделирования)

Bogoliubskii V.A.^{1, 2, 3}, 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; ³Geological Institute of RAS, Moscow)

Structural evolution of the Andrew Bain transform fault (on the basis of physical modeling)

Ключевые слова: ультрамедленный спрединг, мегатрансформный разлом, мантийный плюм, плюм Марион, трансформный разлом, физическое моделирование

На основе физического моделирования были построены новые модели формирования структуры трансформного разлома Эндрю-Бейн. Модели включают в себя формирование сигмовидных изгибов пассивных следов при развитии дуплекса растяжения за счет изменения направления растяжения, а также формирование современной структуры трансформного разлома в условиях транстенсии и наличия линзовидной формы, образованной под влиянием плюма Марион.

Трансформный разлом (ТР) Эндрю-Бейн располагается на Юго-Западном Индийском хребте, разделяя его на две различных по своему строению и эволюции части, относясь к классу демаркационных разломов, крупнейших сдвиговых структур океана. Длина трансформного разлома составляет около 750 км, что соответствует смещению по возрасту около 56 млн лет. Разлом Эндрю-Бейн заложили при разделении африканского и антарктического блоков Гондваны около 153.7–157 млн. лет назад на начальном этапе спрединга в пределах Мозамбикского бассейна, являясь границей между ее западной и восточной частями [1]. Прилегающие трансформные разломы Дю Туа, Марион и Принс Эдуард, имеющие значительно меньшую протяженность, вместе с ТР Эндрю-Бейн формируют единую систему демаркационных трансформных разломов. Они отличаются схожей историей развития. Общая длина системы составляет около 1230 км [2].

Юго-Западный Индийский хребет и трансформные разломы в настоящее время развиваются в условиях ультрамедленного спрединга со скоростями растяжения не более 16 мм/год. Но на протяжении развития хребта скорости не были постоянны и варьировались от 66.2 мм/год (>76 млн. лет назад) до 14.2 мм/год (~10 млн. лет назад). В значительной степени изменялось и направление растяжения в пределах системы трансформных разломов [3],

что отражается в изгибе их пассивных следов. Однако изменение направления растяжения приводило и к более значительным структурным перестройкам. Именно за счет этого процесса объясняется происхождение современной сложной структуры трансформного разлома, а также наличие сложно организованных пассивных следов, соответствующих периоду развития разлома 69–52 млн. лет. Формирование сложноустроенной современной структуры трансформного разлома Эндрю-Бейн началось около 20 млн. лет назад после изменения направления растяжения. Целью данной работы является воспроизведение условий структурных перестроек трансформного разлома на основании физического моделирования.

Для воспроизведения условий формирования современной структуры ТР Эндрю-Бейн была использована методика физического моделирования, проводившееся на базе лаборатории Музея Землеведения МГУ имени М. В. Ломоносова. 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]. Также в модель можно ввести локальный источник нагрева (ЛИН), имитирующий термическую активность мантийного плюма. Были использованы также новые методики визуализации результатов физического моделирования, включающие построение цифровой модели рельефа эксперимента и фиксацию температурного поля эксперимента с помощью тепловизора.

Всего было проведено четыре экспериментальных серии, которые охватывают период развития разломной системы с 69 млн. лет назад до настоящего времени. Первая серия включает в себя формирование сигмовидных изгибов пассивных следов ТР Эндрю-Бейн (рис. 1). На начальной стадии растяжения каждый разрез начал удлинение параллельно друг другу. Однако достаточно быстро началось формирование сдвиговых зон, ограничивающих блоки, зажатые между разрезами. Блоки имели примерно одинаковые размеры. Уже на ранних стадиях растяжения можно говорить о формировании сдвигового дуплекса с несколькими активными косыми спрединговыми сегментами, соединенных трансенсивными зонами. Развитие деформаций в пределах сдвигового дуплекса как единой структуры происходили на протяжении всего эксперимента, что позволяет говорить о стабильности данной структуры во времени. Способность структуры сдвигового дуплекса не только к стабильному существованию на протяжении длительного времени, но и к саморазвитию показывает возможность формирования сдвиговых сегментов при изменении направления растяжения в количестве большем, чем было до начала данного процесса.

Вторая экспериментальная серия показывает развитие полученной в

ходе первой серии структуры во времени.

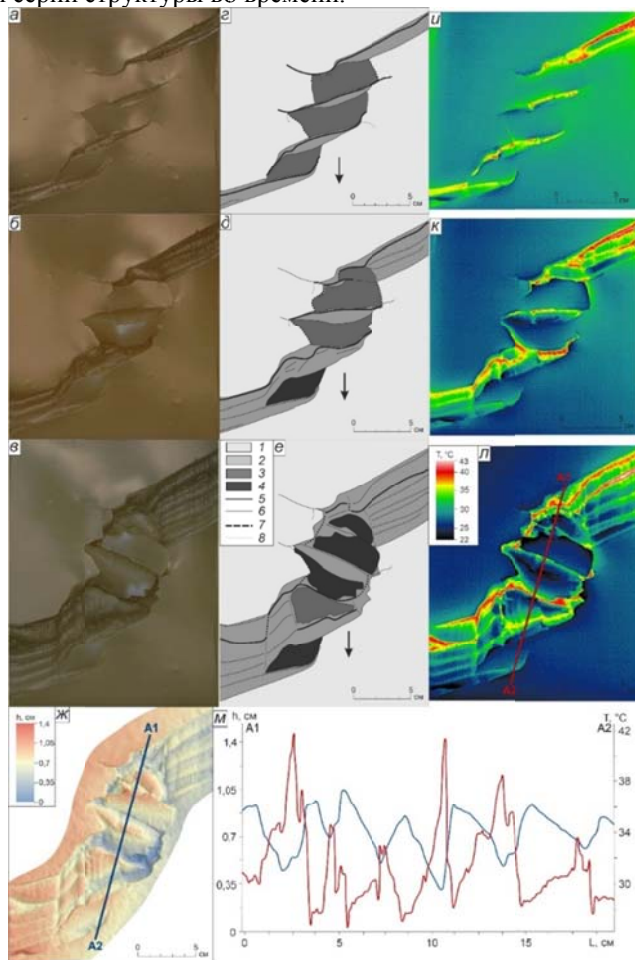


Рис. 1. Эксп. 2855. Развитие полиразломной системы в условиях транстенсии. а-в) стадии эксперимента, г-е) дешифрирование стадий эксперимента, ж-к) температурное поле поверхности модели, л) рельеф модели на завершающей стадии эксперимента, м) температурные (красным) и высотные (синим) профили по линиям на изображениях к-л). Условные обозначения: 1 – модельная плита, 2 – новообразованная литосфера, 3 – активные вращающиеся блоки, 4 – блоки, прекратившие вращение, 5 – активная ось спрединга, 6 – отмершие спрединговые оси, 7 – трансформные разломы, 8 – пассивные следы трансформных разломов

В начале растяжения деформации сконцентрировались в разрезах. За

счет значительной компоненты сжатия спрединговые валы, образующиеся в межразломных сегментах, стали претерпевать вращение. Схожие изменения наблюдались и в прилегающих частях рифтов. Данный процесс сопровождался поворотом сдвиговых зон: если в начале растяжения они выстраивались субпараллельно разрезам, то затем они постепенно поворачивались, стремясь к диагональному положению в сформированном «окне» межразломного сегмента. К концу эксперимента произошло полное объединение трех отдельных сдвиговых зон в единую трансенсивную зону, которая при дальнейшем растяжении постепенно изменяла свое простираие, становясь субпараллельной направлению растяжения.

Третья серия экспериментов отражала возможное формирование линзовидной формы трансформного разлома под влиянием плюма Марион. В начале растяжения начала формироваться типичная трансенсивная сдвиговая зона с простым строением трансформной долины. При включении ЛИН заметные изменения стали происходить в морфологии спредингового сегмента: на прилегающем к ЛИН участке спрединговые валы значительно уменьшились в своих размерах, приблизившись к морфологии модельных среднеспрединговых хребтов, тогда как на соседних участках они сохранили свои размеры. При отключении ЛИН начался перескок оси растяжения в пределы области расплава с образованием рассеянной сдвиговой зоны. С трансформным разломом центр растяжения связи не имел. Однако перескок был кратковременным и при застывании области расплава новообразованный центр растяжения отмер.

Тем не менее, при одновременном функционировании двух осей спрединга часть плиты между областью ЛИН, рифтом и ТР выступила в качестве вращающегося блока. Поворот блока привел к сужению части трансформного разлома, примыкающей к нему, тогда как центральная часть разлома, напротив, несколько расширилась и углубилась. В то же время, приподнятый край блока сформировал короткий приразломный хребет, который сохранился в рельефе модели.

В четвертой серии экспериментов было показано образование современной структуры ТР Эндрю-Бейн в условиях трансенсии при изначально заданной линзовидной форме. На начальном этапе в пределах линзовидного расширения была заложена битрансформная зона. Между собой сдвиговые зоны были соединены косым спрединговым сегментом. Постепенно, по мере дальнейшего растяжения и перескоков оси косо-го спредингового сегмента, прилегающая к нему сдвиговая зона перескочила ближе к другой. Между двумя сегментами образовался небольшой ортогональный межразломный сегмент. При данных перестройках в пределах модельного трансформного домена сформировался вращающийся блок, зажатый между двумя сдвиговыми зонами и спрединговыми сегментами. То есть в пределах одного разломного домена некоторое время

существовали три сдвиговых зоны и два межразломных сегмента, косой и ортогональный, что соответствует сложной структуре ТР Эндрю Бейн, где фиксируется три разломных трога, а также следы ортогонального и косого межразломных сегментов.

На завершающей стадии развития модели продолжилось существование двух сдвиговых зон, соединенных межразломным спрединговым сегментом. Однако за счет смещения одной из них в сторону косого спредингового сегмента расстояние между ними увеличилось, а ортогональный межразломный сегмент стал отчетливее проявляться в рельефе и тепловом поле. С косым сегментом система разломных трогов соединялась косым спрединговым сегментом, ориентированным под углом 45° к направлению растяжения. При очередном перескоке оси косого рифта изменения наблюдались и в пределах трансформного домена: как и на предыдущем этапе, было образовано перекрытие с вращающимся блоком.

Таким образом, в ходе экспериментов были воспроизведены условия структурных перестроек ТР Эндрю-Бейн. Формирование сигмоидальных структур на флангах трансформного разлома в результате образования сдвигового транстенсивного дуплекса при сочетании ряда условий, главными из которых являются угол наклона исходной системы трансформных разломов, длина трансформных разломов и длина разделяющих их спрединговых сегментов. Формирование современной сложноустроенной структуры, включающей несколько сдвиговых зон, косые и ортогональные сегменты стало возможным при наличии исходной линзовидной формы ТР в условиях транстенсии, которая изначально могла быть сформирована под термическим влиянием плюма Марион.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Thompson J.O., Moulin M., Aslanian D. et al. New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 191. P. 26–56.
2. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // *Геотектоника*. 2009. № 2. С. 5–19.
3. Yu X., Dick H., Li X.H. et al. The geotectonic features of the Southwest Indian Ridge and its geodynamic implications // *Chinese Journal of Geophysics*. 2020. V. 63. № 10. P. 3585–3603.
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.

Basing on the results of physical modelling we created new models of structure formation of the Andrew Bain transform fault. Models include evolution of S-shaped fracture zones in condition of extension duplex development and extension direction changes and formation of contemporary structure of the transform fault in the setting of transtension and lens-shaped transform domain generated under Marion plume thermal influence.

Бондаренко В.И.¹, Рашидов В.А.²

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

Геоморфология и неотектоника Онекотанской зоны, Курильские острова

Bondarenko V.I.¹, Rashidov V.A.²

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

Geomorphology and neotektonics of the Onkotan zone, Kurile islands

Ключевые слова: Курильские острова, остров Онекотан, сейсмопрофилирование, подводные вулканы, Курильская глубоководная котловина, геоморфология, поверхности выравнивания.

Геоморфологическая интерпретация полученных в районе о. Онекотан материалов позволяет выделить несколько разноглубинных и разновозрастных батиметрических уровней, представленных уплощенными участками дна, плоскими вершинами подводных вулканов, погребенными древними террасами. Изучение этих геоморфологических элементов позволяет создать представление о неотектоническом развитии и вулканизме территории.

Остров Онекотан является одним из крупнейших по площади островов Курильской островной дуги, характеризующийся современным вулканизмом, высокой тектонической и сейсмической активностью. Крупнейшими морфоструктурами района являются северо-восточное замыкание Курильской котловины, блок о. Маканруши, блок о. Онекотан, поперечная структура 4 Курильского пролива [2, 4].

Северо-восточный край Курильской котловины превращается здесь в пологую подводную долину, сужающуюся в северо-восточном направлении (рисунок). Глубина в осевой части меняется примерно от 2400 м. на юго-западе до 1500 м. на северо-востоке района. Северо-западный борт долины очень пологий – 1–1.5°. В районе о. Маканруши он осложняется изометричной подводной горой – подводным вулканом 2.1 (Белянкина) [5].

Граница котловины с блоком о. Маканруши имеет сложные очертания. Их разделяет довольно крутой (до 10–20°) уступ генерального субмеридионального простираения. Особенно отчетливо этот уступ выражен на карте изоклин поверхности дна (рисунок). На этой границе располагаются довольно крупные вулканические постройки – ск. Авось и подводные вулканы 2.7 и 2.8.

На участке от ск. Авось до подводного вулкана 2.2 (Смирнова) этот уступ имеет северо-восточное простираение (параллельно простираению оси Курильской котловины в этом районе). Вероятно, подобный характер ограничений блока Маканруши обусловлен наличием здесь крупных

разломов северо-восточного и субмеридионального простирания. С северо-востока блок Маканруши также крутым (до 20° и больше) уступом северо-западного простирания отделяется от впадины 4 Курильского пролива.

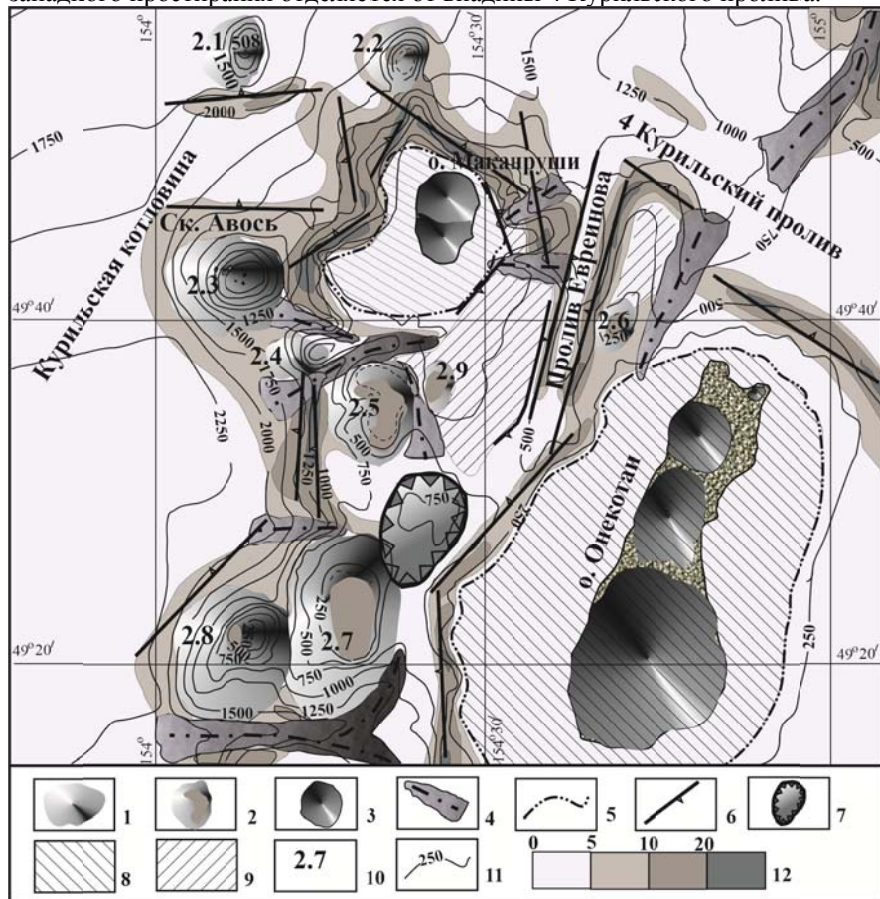


Рисунок. Геоморфологическая схема района о. Онекотан: 1, 2 – постройки подводных вулканов (островершинные и плосковершинные, соответственно); 3 – наземные вулканы; 4 – подводные каньоны; 5 – бровка шельфа; 6 – разломы по данным НСП; 7 – подводная кальдера; 8, 9 – предполагаемые поверхности выравнивания: предголоценовая (8) и более древние (9); 10 – номера подводных вулканов по [4]; 11 – изобаты; 12 – изоклины поверхности дна (в градусах).

Блок Маканруши имеет сложное строение и рельеф. Основание блока имеет уплощенную поверхность на глубинах 600–700 м, имеющую небольшой (менее 5°) наклон к западу. Над этим основанием поднимаются

крупные вулканические массивы – массив о. Маканруши, ск. Ловушки и массив подводных вулканов 2.7 – 2.8.

Остров Маканруши окружен обширной подводной террасой на глубине 100–140 м., соответствующей позднеплейстоценовому понижению уровня моря. Примерно на этих же глубинах располагаются и плоские вершины подводных гор 2.5 и 2.9.

С юго-востока, в проливе Евреинова, к приостровной террасе о. Маканруши примыкает еще одна терраса. От последней она отделяется крутым уступом высотой от нескольких десятков до 100–120 м. Поверхность ее представляет собою наклоненную к юго-востоку плоскую пластовую поверхность, подстилаемую, судя по данным драгирования, слаболитифицированными вулканогенно-осадочными отложениями. Глубина ее меняется от 180–200 м. в северо-восточной части до 450 м у ее юго-западного края. С юго-востока терраса обрывается крутым уступом грабена пролива Евреинова, отделяющего блок о. Маканруши от блока о. Онекотан. Он протягивается от долины 4 Курильского пролива в юго-юго-западном направлении примерно на 40 км и имеет корытообразный поперечный профиль, с крутыми бортами и уплощенным дном.

С запада к о. Онекотан примыкает полого наклоненная шельфовая площадка. Ее ширина местами достигает 10–12 км. Внешняя граница ее находится на глубинах около 150 м. Вблизи северного берега о. Онекотан шельф практически отсутствует, зато довольно обширная шельфовая терраса с глубинами до 150 м примыкает к островам с востока.

Четвертый Курильский пролив в его юго-западной, наиболее глубокой части, представляет собою довольно широкую, до 15 км, долину с выположенным дном и крутыми бортами. Депрессия протягивается в северо-западном направлении, поперечном простиранию Курильской островной дуги. Глубины дна депрессии в целом постепенно возрастают от хребта Витязя, располагающегося к востоку от Большой Курильской гряды на расстояние 70–75 км в сторону Охотского моря. В районе о. Онекотан глубина дна пролива около 550–600 м. К северо-востоку от о. Маканруши она достигает 1500 м. Вероятнее всего, депрессия 4 Курильского пролива представляет собою крупную грабенообразную структуру, поперечную Курильской островной дуге.

Таким образом, в рельефе дна района можно выделить несколько батиметрических уровней. Самый верхний уровень представлен приостровным шельфом, располагающимся чаще всего на глубинах от нескольких десятков до 130–150 м. К этому же уровню, по-видимому, следует относить и плоские вершины подводных вулканов на глубинах до 200 м. Формирование этих поверхностей выравнивания связано, скорее всего, с понижением уровня моря в позднем плейстоцене (18–12 тыс. лет назад).

Вершины вулканов 2.7 и 2.8 имеют наклоненные к западу плоские

вершины с глубинами, соответственно, 140–200 и 180–250 м. Это может указывать на опускание дна моря в этом районе в голоцене. Причем, с удалением от гребня Большой Курильской гряды амплитуда опускания возрастает. Скорость опускания дна в голоцене могла достигать здесь 1 см. в год. В то же время, сам о. Онекотан в позднем плейстоцене и голоцене испытывал устойчивые поднятия [3].

Второй батиметрический уровень представлен уплощенными участками дна на глубинах 200–450 м. к юго-востоку от о. Маканруши. Третий уровень представлен уплощенными поверхностями у основания блока Маканруши на глубинах 600–700 м. Вероятно, эти участки находились вблизи уровня моря не позже середины позднего плейстоцена. Скорее всего, поверхность 3-го батиметрического уровня сформировалась до формирования вулканического массива Маканруши, включая сам остров и окружающие его вулканические постройки (2.3–2.5). С севера к подножию массива Маканруши примыкает вулкан Смирнова. Плоская вершина вулкана располагается на глубинах около 950 м, т.е., ниже 3-го батиметрического уровня. Вулкан Смирнова древнее массива Маканруши. Возраст его предположительно плиоценовый, возможно, более 5 млн. лет [5]. В антропогене массив Маканруши прошел сложный путь развития. Но общей тенденцией, по-видимому, было погружение массива и надстраивание его сверху за счет вулканической деятельности. При этом можно выделить, по крайней мере, три эпизода, когда верхняя часть массива находилась на уровне моря, и происходило формирование поверхностей выравнивания.

В голоцене опускание массива Маканруши было, по-видимому, незначительным. Но в это время продолжалось активное формирование грабена пролива Евреинова. На это, в частности, указывает наклон в сторону грабена подводных террас по обе стороны от грабена.

Самый нижний батиметрический уровень соответствует дну Курильской котловины. В данном районе котловина резко сужается и представляет собою пологий прогиб северо-восточного простирания. Глубина осевой части этого прогиба постепенно уменьшается от 2400 м на юго-западе до 1400 м на северо-востоке. На юго-восточный борт наложена структура блока Маканруши, имеющая в целом прямолинейные очертания субмеридионального и северо-восточного направлений. Несколько выдаются к западу в пределы котловины подводный вулкан 2.8 и ск. Авось. На продолжении линии, соединяющей эти вулканы, располагаются подводный вулкан Белянкина (2.1) и вулкан 1.4 [1]. Два последних вулкана располагаются уже за пределами осевой части Курильской котловины, на ее северо-западном борту. Возраст их, возможно, позднеплиоценовый или раннеплейстоценовый. Вероятно, этот ряд вулканов маркирует какую-то крупную разломную зону субмеридионального простирания. Далее к югу на продолжении этой зоны (за пределами описанного в данной работе участка) располагаются подводный вулкан 3.2 и вулкан Синарка на о. Шиашкотан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.
2. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
3. Камчатка, Курильские и Командорские острова: история развития рельефа. М.: Наука, 1974. 440с.
4. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
5. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 107–114.

The geomorphological interpretation of the materials obtained in the area of Onkotan Island makes it possible to identify several different-depth and different-age bathymetric levels, represented by flattened areas of the bottom, flat peaks of underwater volcanoes buried by ancient terraces. The study of these geomorphological elements allows us to create an idea of neotectonic development and volcanism of the territory.

Борисов Д.Г., Иванова Е.В., Фрей Д.И., Левченко О.В.

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

dborisov@ocean.ru)

Система эрозионных каналов в западной части разлома Вима (Центральная Атлантика)

Borisov D.G., Ivanova E.V., Frey D.I., Levchenko O.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

The System of Erosional Channels in the Western Vema Fracture Zone (Central Atlantic)

Ключевые слова: осадконакопление, придонные течения, гравитационные потоки, сейсмоакустическое профилирование

В работе представлены результаты изучения крупной системы эрозионных каналов в западной части зоны разлома Вима. Детальное сейсмоакустическое профилирование позволило установить, что система состоит из выраженных в рельефе и захороненных каналов. Однозначно доказана нетектоническая природа этих структур, которые вероятнее всего были промыты донным течением.

Разлом Вима является одним из наиболее крупных трансформных разломов Атлантики. Он простирается вдоль 10° 50' с.ш. более чем на 2300 км [1–3]. В его сложном рельефе выделяются протяженная, заполненная осадками долина шириной до 20 км, крупный поперечный хребет и медианные хребты [4–5]. Глубина океана в долине превышает 5000 м. Разлом остается важным объектом для исследования строения литосферы, тектоники и геодинамики центральной части Атлантики, гидрофизических процессов и процессов океанского седиментогенеза [6–7]. Долина разлома является одним из основных путей для распространения Антарктической донной воды (ААДВ) из западной в восточную часть Атлантического океана [8]. В настоящее время появляется все больше подтверждений того, что течение ААДВ оказывало значительное влияние на формирование четвертичных отложений, заполняющих долину разлома [9–10]. Однако, согласно общепринятой точке зрения, эти отложения мощностью до 1.5 км являются результатом деятельности гравитационных потоков с континентального склона Южной Америки. Достоверно установлено, что основным источником осадочного материала, в долине Вима, является твердый сток Амазонки [1, 2, 11].

Западная часть разлома представляет собой своеобразные «входные ворота», через которые в долину проникает ААДВ и потенциальные турбидные потоки. Ранее здесь были обнаружены несколько каналов, не связанных напрямую ни с турбидитной системой Ориноко, ни с системой конуса выноса Амазонки [12]. О природе этих каналов в литературных источниках информации нет.

Анализ результатов сейсмоакустического профилирования, выполненного в 60-м и 65-м рейсах НИС «Академик Иоффе» (2022, 2023), а также в 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (2019) [13–15], позволил установить, что система каналов в западной части разлома имеет существенно большие размеры, чем считалось ранее. Система простирается между 48° и 44° з.д. Несколько каналов ответвляется на юг, пересекают соседний разлом Лима и выходят на абиссальную равнину Демерара. Относительная глубина каналов достигает 100 м, а ширина в верхней части сечения – нескольких километров. Форма сечения меняется от V-образной до U-образной. На бортах каналов выявлены четкие признаки эрозии (срезание и выклинивание отражающих границ). Признаков контуритовых дрейфов обнаружено не было. На сейсмозаписях удалось проследить захороненное продолжение крупного канала, по которому вероятнее всего и поступала основная масса осадочного материала в долину Вима. Общая протяженность канала превышает 200 км. Чуть более трети канала захоронено под толщей акустически прозрачных отложений. Предыдущие исследования показали, что эта толща представлена терригенными глинистыми илами, обогащенными органикой [11, 12]. На основании гранулометрических характеристик был сделан вывод о существенном влиянии потока ААДВ на транспортировку и отложение этих илов [11].

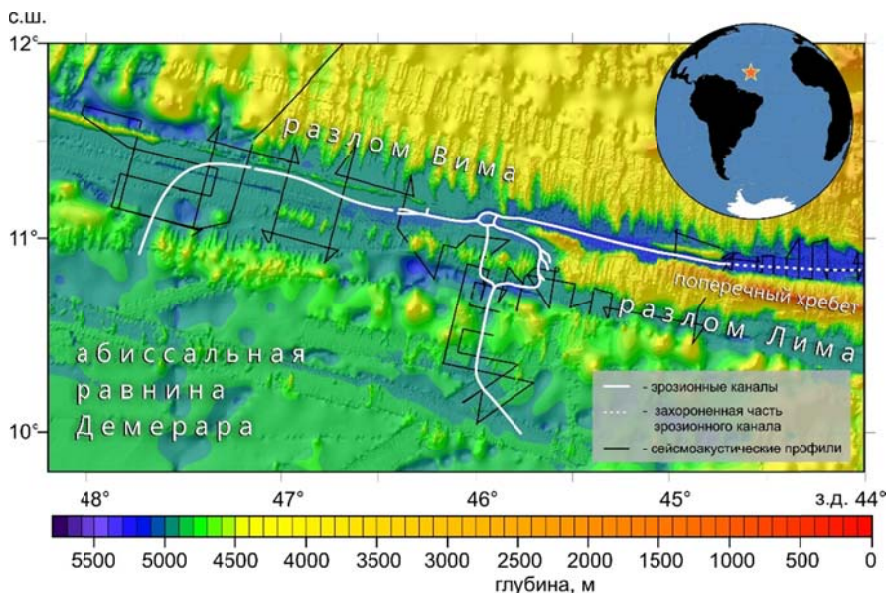


Рисунок. Батиметрическая схема района исследований с указанием положения сейсмоакустических профилей и эрозионных каналов.

На настоящий момент однозначно определить, какие процессы сыграли главную роль в формировании каналов, нельзя. В качестве основной гипотезы принято формирование каналов за счет эрозионной деятельности интенсивного потока ААДВ. Высокие скорости придонных течений в районе исследования (свыше 30 см/с) подтверждены результатами прямых измерений и численного моделирования. Предполагается, что гравитационные потоки со склона Южной Америки поставляли осадочный материал в западную часть разлома Вима, а придонное течение ААДВ способствовало переносу и отложению этого материала в долине разлома.

Авторы благодарят экипажи и научный состав 60-го, 65-го рейсов НИС «Академик Иоффе» и 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» за помощь в проведении исследований. Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M. The Vema fracture zone in the equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1964. V. 69. P. 733–739.
2. Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Mar. Geophys. Res.* 1971. V. 1. P. 261–283.
3. Ligi M., Cuffaro M., Muccini F., Bonatti E. Generation and evolution of the oceanic lithosphere in the North Atlantic // *La Riv. del Nuovo Cim.* 2022. V. 45. P. 587–659.
4. Peive A.A., Savel'eva G.N., Skolotnev S.G., Simonov V.A. Structure and Deformations of the Crust-Mantle Boundary Zone in the Vema Fracture Zone, Central Atlantic // *Geotectonics.* 2001. V. 35. № 1. P. 12–29.
5. Lagabriele Y., Mamaloukas-Frangoulis V., Cannat M. et al. Vema Fracture Zone (central Atlantic): Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge-Transform intersection domain // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 17331–17350.
6. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D. et al. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // *Nature.* 2003. V. 423. P. 499–505.
7. Perch-Nielsen K. et al. Site 353: Vema fracture zone // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* V. 39. Washington: U.S. Government Printing Office, 1977. P. 499–506.
8. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. 266 p.
9. Borisov D.G., Frey D.I., Ivanova E.V. et al. Unveiling the contourite depositional system in the Vema Fracture Zone (Central Atlantic) // *Scientific Reports.* 2023. V. 13. 13834.

10. Ivanova E., Borisov D. An influence of the Antarctic bottom water current on the formation of the upper sediment cover in the Vema Fracture Zone, Central Atlantic // *Geo-Mar Lett.* 2024. V. 44. P. 21.
11. Мурдмаа И.О., Дара О.М., Лыкова М.А. и др. Минералогия четвертичных отложений долины трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика) // *Океанология.* 2024. Т. 64. № 1. С. 46–65.
12. Deville E. et al. Tectonics and sedimentation interactions in the east Caribbean subduction zone: An overview from the Orinoco delta and the Barbados accretionary prism // *Mar. Pet. Geol.* 2015. V. 64. P. 76–103.
13. Иванова Е.В., Сколотнев С.Г., Борисов Д.Г. и др. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамс и Вима (Центральная Атлантика) в 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» // *Итоги экспедиционных исследований в 2019 году в Мировом океане, внутренних водах и на архипелаге Шпицберген. Материалы конференции.* Севастополь, 2020. С. 95–96.
14. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Демидов А.Н. и др. Исследования осадконакопления и характеристик водных масс тропической Атлантики в 60-м рейсе НИС “Академик Иоффе” // *Океанология.* 2022. Т. 62. № 4. С. 670–672.
15. Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Гавриков А.В. и др. Исследования осадочного чехла и магнитных аномалий в трансформных разломах тропической Атлантики (65-й рейс НИС “Академик Иоффе”) // *Океанология.* 2024. Т. 64. № 5. С. 844–846.

This paper presents the results of a study of a large system of erosional channels in the western part of the Vema Fracture Zone. Detailed seismoacoustic profiling revealed that the system consists of both prominent and buried channels. The non-tectonic nature of these structures, which were most likely eroded by bottom currents, is unequivocally proven.

Валитов М.Г., Ли Н.С.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: valitov@poi.dvo.ru)

Особенности глубинного строения земной коры центральной котловины Японского моря

Valitov M.G., Lee N.S.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok)

Features of the deep structure of the earth's crust in the central basin of the Sea of Japan

Ключевые слова: гравиметрия; структурно-плотностное моделирование; земная кора

В представленной работе на основе проведенного структурно-плотностного моделирования определены пределы распространения океанической коры в котловине. Показана трансформация земной коры, а также характер подкоровых структурно-плотностных изменений.

Геолого-геофизические исследования Японского моря начались в конце 30-х годов прошлого века, а наибольшей интенсивности достигли в конце 60-х, начале 80-х годов. В то время был выполнен основной объем сейсмических исследований, гравитационной и магнитной съемок, а также драгирование и глубоководное бурение. Последующие работы хоть и носили фрагментарный характер, но внесли существенный вклад изучение этого региона.

Так в 1990 г. в восточной части Центральной котловины (рис. 1) было выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) по двум пересекающимся профилям NJ, с использованием донных сейсмических станций (ДСС) [1]. В результате был и сделан вывод, что кора восточной части Центральной котловины относится к океаническому типу. Позже, в 1996 году было выполнено ГСЗ по профилю OBS с использованием трех ДСС восточнее возв. Первенца (рис. 1), по результатам которых земная кора там была отнесена к «расколотой континентальной» [2]. Граница распространения океанической коры в Центральной котловине до сих пор однозначно не определена, и оценка ее распространения на запад является актуальной задачей. Целью данной работы стало связать в структурном плане два профиля ГСЗ, выполненных в восточной и западной частях Центральной котловины (ЦК) Японского моря.

Моделирование выполнялось в двухмерном (2D) варианте с использованием программы, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [3], в основу которой положены разработки В.Н. Страхова для расчета гравитационного эффекта от горизонтальных призм бесконечного простираения. В качестве точки привязки использовался опорный профиль NJ14-NJ25 [1] (рис. 1), обеспечивающий задание

геометрического каркаса модели и наполнение ее физическими свойствами, посредством пересчета продольных скоростей в плотности. Дополнительным критерием надежности стало использование профиля ГСЗ OBS1-OBS3 [2] в районе возв. Первенца. Таким образом, на рассматриваемом профиле был закреплен структурный каркас, что многократно уменьшило неоднозначность подбора.



Рис. 1. Обзорная схема района исследования, изобаты в м. 1 – профиль структурно-плотностного моделирования с отметками в км; 2 – опорные сейсмические профили NJ [1] и OBS [2] в Центральной котловине (ЦК).

Значение плотности было получено из пересчета скоростей продольных волн с учетом известных зависимостей [4] и общих представлений о вещественном составе пород, слагающих земную кору в этом районе. При построении модели первого приближения мы приняли «стандартную» модель земной коры ЦК, состоящую из пяти слоев: водного (1.03 г/см^3), осадочного ($1.9\text{--}2.35 \text{ г/см}^3$), «переходного» или вулканогенно-осадочного ($2.45\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$), «базальтового» ($2.85\text{--}3.05 \text{ г/см}^3$) и верхней мантии ($3.25\text{--}3.33 \text{ г/см}^3$).

Модель строения земной коры ЦК представлена на рис. 2. Условно профиль можно разделить на несколько районов, отличающихся характером строения земной коры.

Первый район находится в западной части профиля, между континентальным склоном и возв. Первенца. Земная кора в этом районе имеет общую мощность $14\text{--}14.5 \text{ км}$, мощность «базальтового» слоя 6 км , «переходного» – 3 км и осадочного – 2 км . Глубина моря $3\text{--}3.2 \text{ км}$. Земная кора здесь относится к субконтинентальной.

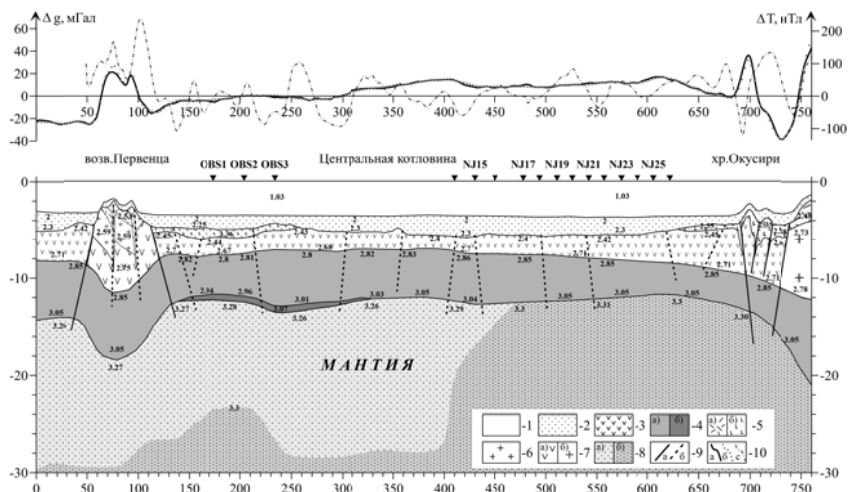


Рис. 2. Структурно-плотностной разрез с отметками в км. 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – переходный слой; 4 – а) базальтовый слой, б) высокоскоростной слой; 5 – эффузивные образования: а) риолиты, б) базальты, 6 – гранитоиды; 7 – домезозойский фундамент: а) расколотый, б) консолидированный; 8 – мантия: а) разуплотненная, б) высокоплотная; 9 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 10 – графики геофизических полей: а) наблюдаемого поля силы тяжести в свободном воздухе Δg , б) расчетного поля силы тяжести, в) аномального магнитного поля ΔT . Цифры – плотность г/см³

Второй участок включает в себя, собственно, возв. Первенца. Общая мощность коры увеличивается до 18.5 км. Мощность базальтового слоя не претерпевает значительных изменений и составляет 7 км. В разрезе появляется кристаллический фундамент мощностью 5 км и «гранитный» слой, не превышающий 3 км. Над гранитами залегают эффузивы, предположительно риолиты, небольшой мощности (1–1.5 км). Мощность осадочного слоя незначительна. В целом, моделированием подтверждено, что возв. Первенца является редуцированным осколком континента, сохранившим типичные черты его строения.

Третий участок, на наш взгляд, наиболее интересен. Он протягивается от возв. Первенца до отметки 300 км, его восточная граница фиксируется резким градиентом поля силы тяжести. Земная кора в его пределах имеет мощность 12.5–13.5 км. Мощность базальтового слоя варьирует от 4.5 до 6.5 км. В его нижней части на сейсмических моделях выделяют высокоскоростной слой. Переходный слой хоть и выдержан по мощности, которая изменяется от 2.5 до 3.0 км, но неоднороден по составу, в верхней части разреза развиты эффузивные образования, представленные, по

результатам моделирования, пористыми базальтами.

Четвертый участок находится в самой глубоководной части ЦК. Именно здесь, по мнению большинства исследователей, земная кора относится к океаническому типу. Мощность земной коры изменяется от 12.5 до 11.5 км, при этом базальтовый слой, согласно сейсмической модели, сокращается с 4 км на западе, до 3 км на востоке, а «переходный» наоборот увеличивается с 1.5 км до 3.5 в этом же направлении. Осадочный слой на этом участке выдержан по мощности в пределах 2.5-2.0 км, но в самой восточной части сокращается до 1.5 км.

Последний участок профиля включает в себя часть глубоководной котловины, примыкающей к хребту Окусири, сам хребет и структуры бордерленда острова Хоккайдо. Здесь происходит радикальная трансформация земной коры. Ее мощность стремительно возрастает от 11.5 км под ЦК до 24 км под бордерлендом. В разрезе появляется сиалический кристаллический фундамент. На этом участке происходит смена типа коры с океанической коры Японского моря на континентальную кору Японских островов. Мощность базальтового слоя плавно увеличивается на восток с 3 до 8 км. По результатам моделирования здесь наблюдается самая значительная мощность «переходного» слоя, достигающая 4 км, а хребет Окусири, заложенный на океанической коре, состоит из пород «переходного» слоя, расколот многочисленными разломами, по которым внедрялись магматические расплавы, образовав обширные эффузивные поля, как в межгорной впадине, так и в ЦК Японского моря.

Отдельно необходимо отметить распределение плотности ниже границы Мохо. Обычно, если нет веских оснований, распределение плотности принимается однородное или с постоянным градиентным увеличением с глубиной. Однако в нашем исследовании модельный профиль совпадает двумя сейсмическими моделями, у которых определены скорости под поверхностью Мохо. На сейсмической модели OBS скорости продольных волн плавно повышаются с востока на запад от 7.9 до 8.1 км/с, соответственно [2]. На модели NJ скорость под границей Мохо не изменяется, но сокращение мощности коры в сторону континентальных структур [1] также присутствует, как и в районе возв. Первенца.

В представленной модели наиболее плотная мантия наблюдается в восточной части профиля там, где по данным сейсмических исследований [2] зафиксирована океаническая кора. Здесь наблюдается подъем высокоплотного мантийного вещества с плотностью более 3.30 г/см³. При движении к бордерленду японских островов, а также в противоположенную сторону к континенту, плотность подкорового вещества уменьшается до 3.26-3.28 г/см³. Отдельный апофиз высокоплотных мантийных пород наблюдается в зоне сочленения ЦК с возвышенностью Первенца, но он не доходит до Мохо, а ограничивается на глубине 23 км. Характерно, что именно на этом участке в сейсмической модели был выделен

высокоскоростной слой [2] в подошве «базальтового» слоя, что нашло отражение и в структурно-плотностной модели.

Проведенное моделирование показало, что океаническая кора распространяется в ЦК от хребта Окусири на востоке до возв. Первенца на западе, за исключением локального участка, пересекаемого профилем на отметках 250-350 км. Здесь, как было предложено ранее в работе [2] распространена субконтинентальная кора. Характерно, что на траверзе этого участка, в районе континентального склона расположены возв. Васильковского и Берсенева, а с юга расположена воз. Ямато. Рассматриваемый участок является периферией сильно разрушенного и практически переработанного континентального блока. Восточнее воз. Первенца на модели выделен участок пониженной мощности коры, который может быть представлен фрагментом океанической коры либо областью рифтогенного происхождения, без развития дальнейшего спрединга. Внедрение высокоплотных мантийных масс в восточной части котловины инициировало здесь спрединговые процессы, что привело к образованию хребта Окусири, а локальное разуплотнение мантии под ним явилось результатом захвата морской воды в недра, что привело к процессам серпентинизации. Похожие процессы могли происходить в пределах третьего участка профиля, где океаническая кора взаимодействовала с деструктурированным континентальным фрагментом.

Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (рег. № 124022100078-7, № 124022100082-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T. et al. Oceanic crust in Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan–USSR expedition // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. № 20. P. 2027–2030.
2. Sato T., Shinohara M., Karp B.Ya. et al. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // *Earth Planets Space.* 2004. V. 56. № 5. P. 501–510.
3. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07 // Бюлл. Программы для ЭВМ, базы данных 2007. № 3.
4. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *Jour. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B6. P. 9761–9788.

In the presented work, based on the conducted structural and density modelling, the boundaries of the oceanic crust distribution in the basin are determined. The transformation of the Earth's crust is shown, as well as the nature of subsurface structural and density changes.

Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
veklich.ia@ocean.ru)

**Природа источников магнитных аномалий в северном
сегменте Восточно-Индийского хребта (0°–6° с.ш.)**

Veklich I.A., Ivanenko A.N., Levchenko O.V.

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

**The nature of the sources of magnetic anomalies in the northern
segment of the Ninetyeast Ridge (0°–6° N)**

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, линейные магнитные аномалии, подводные горы

В результате обобщения данных магнитной съемки пяти экспедиций впервые построены детальные карты аномального магнитного поля для северного сегмента Восточно-Индийского хребта. Изучена природа источников наблюдаемых магнитных аномалий.

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) является самым протяженным внутриплитным поднятием ложа Мирового океана. Он простирается от 35° ю.ш. до 10° с.ш. практически вдоль меридиана 90° в.д. и разделяет восточную часть Индийского океана на две части – Центральную котловину к западу и котловину Вартон к востоку. Большинство исследователей природа образования ВИХ связывается с магматизмом стационарной горячей точки Кергелен, дрейфующей в северном направлении Индийской плиты, происходившем в позднем мелу–среднем палеогене [2]. По причине не полной изученности Восточно-Индийского хребта геофизической съемкой (особенно геомагнитной) [3] и драгированием [2], его геологическая история до сих пор во многом остается не раскрытой. В частности открыт вопрос о возможном сохранении на ВИХ спрединговых линейных магнитных аномалий, не разрушенных/не перекрытых продуктами плюмового магматизма. Другим дискуссионным вопросом является природа и возраст подводных гор широко развитых вдоль простирания Восточно-Индийского хребта. Настоящая работа посвящена изучению этих двух тем, путем анализа и интерпретации наблюдаемого аномального магнитного поля (АМП) в северном сегменте ВИХ.

В основу исследования положены материалы полигонной геомагнитной съемки 5-и экспедиций – 42-го рейса научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Борис Петров» (2017 г.), рейса KNOX06RR НИС «Роджер Ревелл» (2007 г.), 20-го, 22-го рейса НИС «Морской геофизик» и в 24-ого рейса НИС «Пегас» (1982–83гг.) [1,2]. По результатам этих экспедиций, в совокупности с данными базы Geodas [3], были синтезированы детальные (500 и 1000 м) карты АМП для 2-х полигонов и

одного микрополигона (рис. 1).

В морфологическом отношении северный сегмент ВИХ представляет собой серию отдельных вулканических массивов разделенных глубокими впадинами. В плане вулканическим массивам соответствует неоднородное, сильно интерферирующее АМП, что, скорее всего, указывает на сложный и длительный процесс их формирования. Напротив, над впадинами наблюдаются субширотно вытянутые линейные магнитные аномалии. Выполненная нами идентификация этих аномалий в рамках двумерной модели и путем трансформаций площадной карты АМП показала, что две из них являются спрединговыми линейными магнитными аномалиями C31r и C32n.1n (рис.1). Рассчитанная по выделенным аномалиям скорость спрединга подстилающей ВИХ коры к северу от экватора составляет 45/мм год.

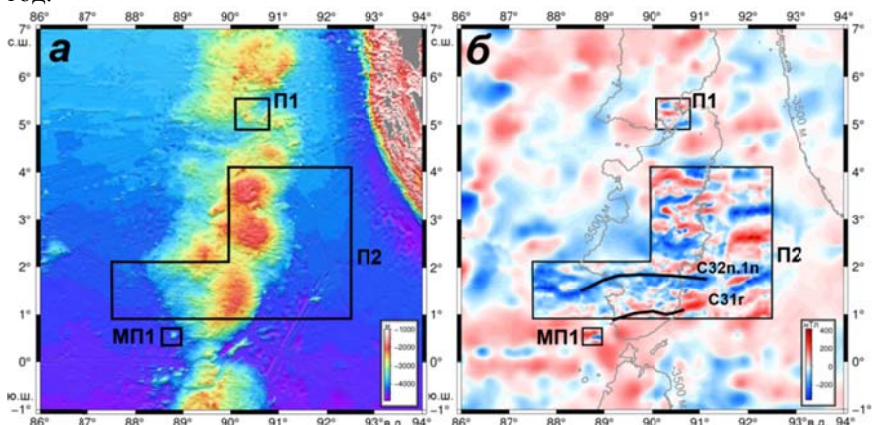


Рис. 1. Батиметрическая карта (а) по данным GMRT [<https://www.gmrt.org/>] и карта АМП (б) по данным EMAG2v3 [3] северной части ВИХ. В глобальную карту АМП интегрированы результаты натурной геофизической съемки на 3-х полигонах. Границы полигонов отмечены черными многоугольниками. Черные линии – положение выявленных нами линейных магнитных аномалий C31r и C32n.1n в пределах ВИХ

На полигонах исследований нами были изучены 4-е подводные горы, характеризующиеся в плане интенсивными магнитными аномалиями. Интерпретация магнитных аномалий, сводившаяся к построению эквивалентных моделей магнитных источников, позволила рассчитать глубину залегания и параметры намагниченности магнитных масс. Полученные значения наклонения намагниченности пересчитывались в палеомагнитные широты и, затем, в соответствии с глобальными палеореконструкциями, в возраст образования подводных гор. Результаты геомагнитного моделирования показали, что возраст образования

подводных гор в пределах северной части ВИХ тяготеет к трем временным периодам: мел-палеогеновому пограничному периоду, эоценовой и олигоценовой эпохам.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН по базовой теме № FMWE2024-0019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В. Аномальное магнитное поле ΔT_a 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
2. Левченко О.В., Сушевская Н.М., Маринова Ю.Г. Природа и история формирования Восточно-индийского хребта – ключевой тектоно-магматической структуры восточной части Индийского океана // Геотектоника. 2021. № 2. С. 41–69. doi: 10.31857/S0016853X21020065
3. National Geophysical Data Center (NGDC), <https://www.ngdc.noaa.gov/>.

For the first time the detailed map of the magnetic anomalies (ΔT_a) for the north section of the Ninetyeast Ridge were constructed as a result of generalization of magnetic data from five expeditions. The nature of the sources of the observed magnetic anomalies has been studied.

Габсатаров Ю.В.¹, Лобковский Л.И.^{1,2}, Баранов А.А.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: gabsatarov.yv@ocean.ru; ²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва)

Геодинамический мониторинг с использованием данных спутниковой геодезии на основе трехмерной глобальной геодинамической модели Земли

Gabsatarov Y.V.¹, Lobkovsky L.I.^{1,2}, Baranov A.A.²

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

Geodynamic monitoring using satellite geodesy data based on a 3D global geodynamic model of the Earth

Ключевые слова: современные движения и деформации земной поверхности, спутниковая геодезия, отсчетные основы, глобальная геодинамическая модель Земли, геодинамический мониторинг динамики многолетнемерзлых грунтов

В работе рассматриваются вопросы применения глобальной 3D модели современной геодинамики Земли в качестве отсчетной основы для изучения современных движений и деформаций земной поверхности в тектонически активных регионах Земли (Северо-Восточная Азия, Арктический регион). Представлены результаты сопоставления полей современных движений и деформаций земной поверхности в различных системах отсчета и глобальных карт деформационных полей. На основе проведенного анализа предложена новая схема геодинамического мониторинга земной поверхности в Арктическом регионе на базе методов спутниковой геодезии.

Вопрос задания отсчетной основы имеет определяющее значение в задачах исследования современных движений земной поверхности геодезическими методами. Методы классической геодезии использовали в качестве отсчетной основы поверхность геоида (квазигеоида) или отсчетного эллипсоида (референц-эллипсоида), при этом распространение координат отсчетной основы проводилось с помощью сети реперных точек. В спутниковой геодезии, с переходом измерений на планетарный масштаб и необходимости прямой оценки трехмерных векторов смещений земной поверхности потребовалась разработка общеземной геоцентрической отсчетной основы. Совместный анализ данных космической и спутниковой геодезии позволил создать физическую реализацию прямоугольной системы координат с центром в центре масс Земли – Международную земную отсчетную основу (ITRF) [1]. ITRF задается каталогом координат и скоростей глобально распределенной сети пунктов наблюдений и построена с учетом требований самосогласованности (положение и скорость одной и той же точки на поверхности Земли в разные моменты времени отсчитываются по единым, неизменным во времени правилам) и «нулевой скорости» (суммарное поступательное и вращательное движение всей

Земли, выражаемое через вектора скорости глобально распределенной сети пунктов наблюдений, равно нулю), что позволяет использовать данную систему отсчета для получения корректных физически значимых смещений земной поверхности. ITRF является стандартной отсчетной основой при рассмотрении данных спутниковой геодезии.

В последние десятилетия оформился общемировой тренд на активное освоение высокоширотных и приполярных регионов Земли. Особенностью континентальной части высокоширотных регионов в Северном полушарии является значительное распространение многолетнемерзлых грунтов (ММГ), которые занимают в среднем до 24% поверхности суши, а в РФ до 65% территории. ММГ играют важнейшую роль в формировании рельефа и береговой линии АЗРФ, поддержании стабильности арктических биомов, обеспечении безопасной эксплуатации промышленных и гражданских объектов. Изменения состояния ММГ в последние десятилетия привлекают все большее внимание в связи с ускоряющимся потеплением климата, особенно в высокоширотных регионах Северного полушария, где потепление происходит в 3–3.5 раза быстрее, чем в среднем по планете [2].

Смещения земной поверхности в системе отсчета ITRF содержат, помимо данных о деформациях земной поверхности и локальных процессах, таких как просадки вследствие деградации ММГ, информацию о крупномасштабных перемещениях литосферных плит, смещениях, обусловленных изостатическим выравниванием земной поверхности, косейсмическими и постсейсмическими процессами и др. В связи с этим, смещения земной поверхности, полученные в ITRF не пригодны для исследования локальных и региональных смещений и деформаций земной поверхности. В этом случае, возможно использовать региональные отсчетные основы, полученные из ITRF путем поворота осей системы, так, чтобы линейные скорости движения выбранной плиты оказались равны нулю.

При построении региональной отсчетной основы в высокоширотных регионах возникают существенные трудности, связанные с дискуссионным характером конфигурации литосферных плит в этом регионе. Согласно общепринятой геологической модели NUVEL-1A [3], тектоническая активность Северо-Восточной Азии определяется взаимодействием трех крупнейших неделимых литосферных плит – Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской – в пределах узких деформационных поясов. Однако современные данные структурной геологии, сейсмологии и спутниковой геодезии указывают на наличие значительных внутриплитных деформаций, наблюдаемых даже на больших расстояниях от границ этих плит. В рамках теории тектоники плит такие деформации объясняются введением дополнительных, независимо вращающихся плит меньшего размера, крупнейшими из которых являются Амурская, Охотская и Берингова [4, 5]. При этом конфигурация границ данных плит и их

кинематические параметры существенно различаются в различных моделях, а сами границы, не образуют замкнутых контуров, проявленных в региональной сейсмичности. В Арктической зоне РФ (АЗРФ) отклонения от тектонического режима, предсказанного моделью жестких литосферных плит, наблюдаются также и в пределах Американо-Азиатского бассейна [6]. Таким образом, применение стандартного подхода к построению региональной отсчетной основы, основанного на модели движения жестких литосферных плит, в условиях АЗРФ может привести к существенным искажениям при оценке величин современных смещений и деформаций земной поверхности (рисунок).

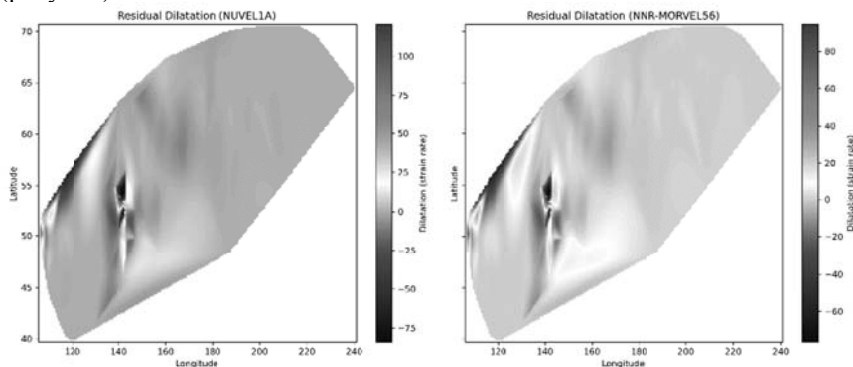


Рисунок. Пример расчета поля величины объемного расширения по данным станций ГНСС-наблюдений в высоких широтах. Различия в полях величин обусловлены выбором различных плитнотектонических моделей NUVEL-1A [3] (левая панель) и NNR-MORVEL56 [7] (правая панель).

В качестве альтернативной региональной отсчетной основы в АЗРФ в работе предлагается использовать более реалистичную картину движения литосферы, определяемую из глобальной трехмерной модели современной геодинамики Земли, основанную на данных сейсмической томографии [8]. Данная модель хорошо согласуется с данными спутниковой геодезии в платформенных регионах и позволит получить новые данные о региональных геодинамических процессах в тектонически активных регионах РФ (Дальний Восток, Северный Кавказ, Арктическая зона, Байкальская рифтовая зона) без внесения искажений, связанных с неточностями плитнотектонических моделей.

Применение корректной региональной отсчетной основы поля смещений земной поверхности позволило разработать концепт системы спутникового мониторинга земной поверхности в АЗРФ, основанный на интеграции различных методов спутниковой геодезии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Altamimi Z., Rebischung P., Collilieux X. et al. ITRF2020: an augmented reference frame refining the modeling of nonlinear station motions. *Journal of Geodesy*. 2023. V. 97. I. 47. P. 1–22.
2. Li Z., Sun W.-B., Liang C.-X. et al. Arctic warming trends and their uncertainties based on surface temperature reconstruction under different sea ice extent scenarios // *Advances in Climate Change Research*. 2023. V. 14. P. 335–346.
3. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. I. 20. P. 2191–2194.
4. Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В. Современная тектоника плит Охотоморского региона // *Докл. Академии Наук СССР*. 1982. Т. 266. № 4. С. 961–965.
5. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. 1–5.
6. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
7. Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q11001.
8. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // *Геотектоника*. 2025. № 1. С. 3–20.

The study addresses the application of a global 3D model of contemporary Earth geodynamics as a reference frame for investigating modern movements and deformations of the Earth's surface in tectonically active regions (Northeast Asia and the Arctic). The results of a comparison of contemporary surface movement and deformation fields in different reference systems and global deformation maps are presented. Based on this analysis, a new scheme for geodynamic monitoring of the Earth's surface in the Arctic region, using satellite geodesy methods, is proposed.

Глазырин Е.А.

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

К влиянию подводных каньонов на сохранность пляжей (на примере подводного каньона Мзымты)

Glazyrin E.A.

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

On the influence of underwater canyons on the safety of beaches (using the example of the Mzymta underwater canyon)

Ключевые слова: подводные каньоны, пляжевая зона, сохранность пляжей, литодинамика, Черное море

Выполнен анализ влияния близости абразионно-эрозионной границы головной части подводного каньона на ширину пляжевой зоны на примере подводного каньона Мзымты. Выделено несколько особенностей, влияющих на сохранность и ширину пляжа, связанных с влиянием каньона, а также ряд других факторов.

Подводные каньоны служат эффективной системой передачи осадочного материала с зоны денудации в котловины морей [7, 11]. При предельном продвижении головных частей каньонов к береговой зоне они начинают активно перехватывать вдольбереговой транзит донного, в том числе пляжеобразующего, материала и воздействовать уже на береговую инфраструктуру [6, 7, 8]. Сохранность пляжей рекреационной зоны в этих условиях составляет проблему и вызывает необходимость осуществлять затратные защитные меры, искусственное восполнение пляжевого материала. Ярким примером служит побережье Черного моря в пределах Федеральной Территории «Сириус» (Адлерское побережье между реками Мзымта и Псоу), где к береговой части подходит разветвленная головная часть подводного каньона Мзымты. Безусловно, что на сохранность пляжей оказывают и другие факторы.

Каньон Мзымты, как наиболее крупный и активный в Российском секторе Черного моря, оказывает максимальное литодинамическое воздействие на береговую зону [4, 5, 9]. О масштабе литодинамических процессов можно судить по величине направляемого в каньон твердого стока рек. Согласно оценкам [10] в головную часть каньона Мзымты реками Мзымта и Псоу поставляется 98 и 52.8 тыс. м³/год, соответственно, а в береговые наносы – 60 и 38 тыс. м³/год.

Головная часть каньона Мзымты к береговой части ФТ «Сириус» разветвляется на веер более мелких каньонов, которые носят самостоятельные названия [1]. В результате абразионно-эрозионная граница головной части каньона Мзымты широким фронтом почти вплотную придвинута к берегу [4, 5]. Расстояние между абразионно-эрозионной

границей (головной каньона) и береговой линией на участке ФТ «Сириус» колеблется от 17 до 2000 м, местами граница продвинута вплотную, как например, у мыса Константиновского (рис. 1). В среднем это расстояние составляет 475 м. Расположена эта граница на глубинах от 4 до 150 м, преимущественно на 45 м. Согласно исследованиям [2] донный материал (крупный гравий) здесь разносится на расстояние до 3-х километров вдоль берега в обоих направлениях на протяжении одного шторма, в основном, вдоль линии пятиметровой глубины, в то время как частицы на глубине 10 м, испытывают смещение до 250 метров. В результате перехват вдольберегового переноса наносов и транзит их по склону проявлены активно. При этом Имеретинский порт практически полностью блокирует вдольбереговой перенос наносов от устья р. Мзымта с перенаправлением его в каньон.

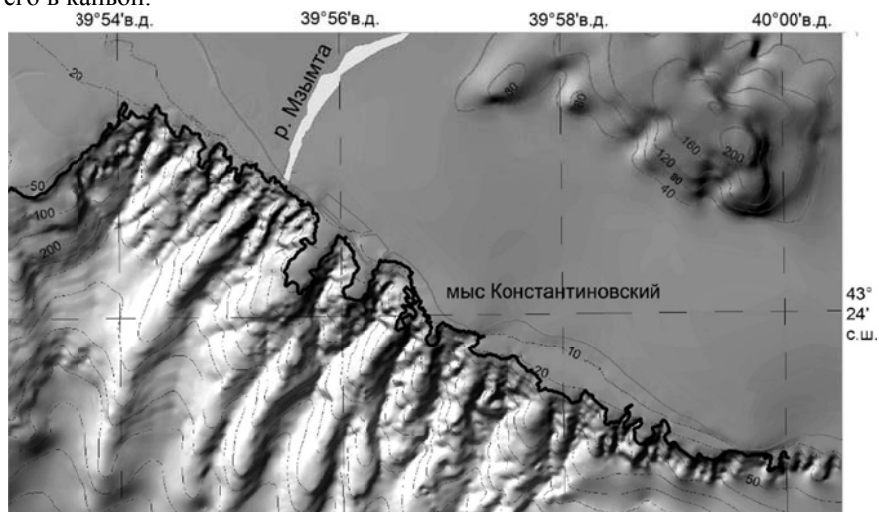


Рис. 1. Головная часть каньона Мзымты с его абразионно-эрозионной границей (черная линия).

Для определения влияния головной части каньона Мзымты на сохранность пляжей ФТ «Сириус» между устьями рек Мзымта и Псоу выполнены замеры расстояний между вершинами отвешков каньона Мзымты и берегом по нормали, а также ширины пляжа на этих сечениях. Для замера ширины пляжей использовались актуальные спутниковые снимки местности на ресурсе <https://yandex.ru/maps/>. Положение абразионно-эрозионной определено по результатам гидролокации бокового обзора с верификацией подводным фототелевизионным обследованием.

Анализ ширины пляжа в зависимости от близости абразионно-эрозионной границы каньона к берегу показывает наличие нескольких закономерностей (рис. 2).

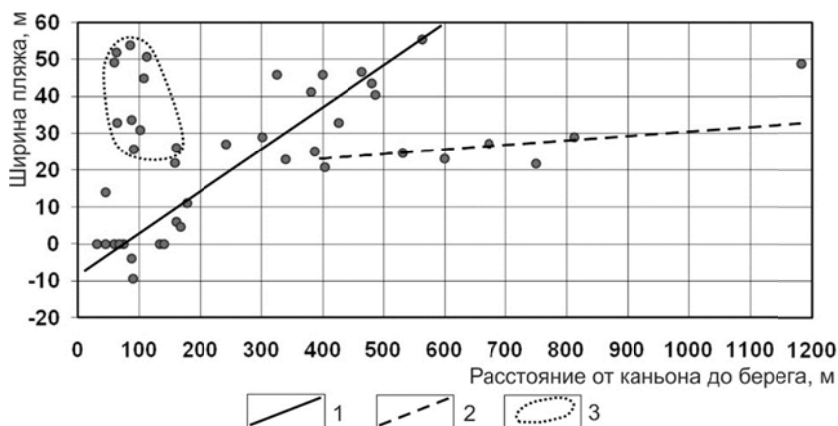


Рис. 2. Зависимость ширины пляжа от близости абразионно-эрозионной границы каньона Мзымты. *Обозначения:* 1 – сильная зависимость; 2 – слабая зависимость; 3 – отсутствие зависимости.

При нахождении абразионно-эрозионной границы на удалении более чем в 400-600 м от берега устанавливается относительно слабое влияние каньона (пунктирный тренд на рис. 2). Это обусловлено слабым перехватом каньоном вдольберегового транзита пляжеобразующих наносов. Примером такого участка служит пляжевая зона Имеретинской бухты. Сохранению пляжей здесь способствует также вогнутая геометрия Имеретинской бухты и поставка пляжеобразующего материала аллювиальным выносом реки Псоу.

При приближении абразионно-эрозионной границы каньона к берегу на расстояние менее 600 м пляжевая зона начинает испытывать деградацию и зависимость носит прямой характер (сплошной тренд на рис. 2). При приближении границы на расстояние менее 200 м пляжевая зона испытывает уничтожение вплоть до отступания берега, разрушения набережной. Примером может служить мыс Константиновский, где вершина каньона Константиновский имеет предельную форму в виде раструба с охватом мыса с боков [3]. Наличие высоких значений ширины пляжа в этой зависимости обусловлено влиянием активной поставки пляжеобразующего аллювиального материала рекой Мзымта на участках замеров вблизи ее устья (поле на рис. 2, ограниченное точечной линией).

Таким образом, подводный каньон оказывает выраженное влияние на ширину пляжа при приближении к берегу уже на 600 м за счет перехвата вдольберегового переноса донных наносов. Это влияние может быть компенсировано интенсивной поставкой пляжеобразующего материала с области денудации, в частности аллювиальным выносом. Конфигурация береговой линии также оказывает влияние – наибольшая сохранность

пляжей наблюдается у вогнутых берегов, минимальная – у мысов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабанов И.П., Никифоров С.П., Пашковский И.С. и др. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения. М.: ООО «Издательский дом Недра», 2011. 281 с.
2. Бровченко И.А., Мадерич В.С. Исследование роли подводных каньонов в выносе наносов из береговой зоны восточного побережья Черного моря // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2011. V. 7(2). P. 39–46.
3. Глазырин Е.А. Морфологические особенности прикавказских подводных каньонов Черного моря // Труды XII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2023)». Т. IV. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2024. С. 237–240.
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. Глазырин Е.А. Морфология и литодинамика каньона Мзымты, как фактор влияния на береговую зону Сочи // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2018. Т. 3. № 2 (10). С. 16–25. DOI: 10.25744/genb.2018.10.2.002.
6. Зенкович В.П. Подводные каньоны и материковый склон в районе Адлера // Проблемы изучения берегов Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 129–163.
7. Сафьянов Г.А., Меншиков В.Л., Пешков В.М. Подводные каньоны: их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. М.: ВНИРО, 2001. 197 с.
8. Ярославцев Н.А., Петров В.А., Кириленко А.П. Динамика береговой зоны Имеретинской низменности // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2011. № 7(2). P. 126–131.
9. Ярославцев Н.А., Сафьянов Г.А., Петров В.А. Морфодинамика системы подводных каньонов морского края Имеретинской низменности (Черное море) // Сложные системы. 2016. № 2 (19). С. 22–44.
10. Jaoshvili S. The rivers of the Black Sea. Technical report, № 71. European Environment Agency, 2002. 58 p.
11. Shepard F.P., Dill R.F. Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally, Chicago, Illinois. 1966. 381 p.

The analysis of the influence of the proximity of the abrasion-erosion boundary of the head of the underwater canyon on the width of the beach zone is carried out using the example of the underwater canyon of Mzymta. Several features influencing the preservation and width of the beach associated with the influence of the canyon, as well as a number of other factors, are identified.

Добролюбова К.О., Абрамова А.С.

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

Рыскание вершин клиновидных траверсных бассейнов:

Галапагосский бассейн и трог Кинг.

Dobroliubova K.O., Abramova A.S.

(Geological institute RAS, Moscow)

Yawing of the tops of wedge-shaped traverse basins;

Galapagoss basin and Trough King

Ключевые слова: морфология, рельефа дна, спрединг, трансформный разлом, сейсмичность, аномалии силы тяжести, спрединг.

Авторами выделен новый тип океанских морфоструктурных объектов – клиновидные траверсные бассейны (КТБ). Анализ морфоструктурного плана и особенностей кинематики позволяет сделать вывод о том, что раскрытие бассейнов инициируется активизацией горячей точки. Очертания в плане, напоминающие клин, формируются в случае расположении продуктивной горячей точки на фланге СОХ и являются результатом суперпозиции спрединговых и плюмовых процессов. Причем пульсация активности горячей точки, приводит в стадийности раскрытия КТБ с изменением углов раскрытия и, как следствие, к рысканию вершины клина. Смещение оси спрединга относительно затухающей горячей точки приводит к ослаблению рифтинга в КТБ и отрыву вершины от оси спрединга.

В работе рассматриваются сформированные на океанической коре вторичные тектоно-магматические структурные комплексы: трог Кинг, расположенный в Северной Атлантике и Галапагосский клиновидный бассейн в Тихом океане. Предложено выделить эти объекты в отдельный класс – клиновидные траверсные бассейны (КТБ):

Особенностью таких структурных комплексов является сочетание трех системообразующих факторов: приуроченность к фланговым частям СОХ, воздействие горячей точки и наличие в районе региональной компоненты растяжения, ориентированной неортогонально СОХ.

Галапагосский КТБ расположен в восточной части Тихого океана (рис 1). Его протяженность составляет около 2600 км, при ширине раскрытия около 1000 км. Вершина не доходит до ВТП примерно 50 км. Скорость спрединга варьирует от 4.2 до 7.2 см в год [1]. Глубина рифтовой долины достигает 5400 м., расчлененность рельефа не превышает 3000 м. Возникновение Галапагосского бассейна связывают с Фараллон-Галапагосским плюмом, активизировавшимся примерно 25 млн. лет назад [2].

Сейсмотомографией выявлена зона разуплотненной мантии, протягивающаяся в субширотном направлении на 90 км западнее бассейна. Подошва коры приподнята на 2–2.5 км. При этом по гравиметрическим данным не фиксируется каких-либо существенных положительных

аномалий в этом районе. Сейсмические события в абсолютном большинстве мелкофокусные с незначительной концентрацией в пространстве. Анализ решений фокальных механизмов землетрясений показывает, что основной кинематикой событий является сдвиг.

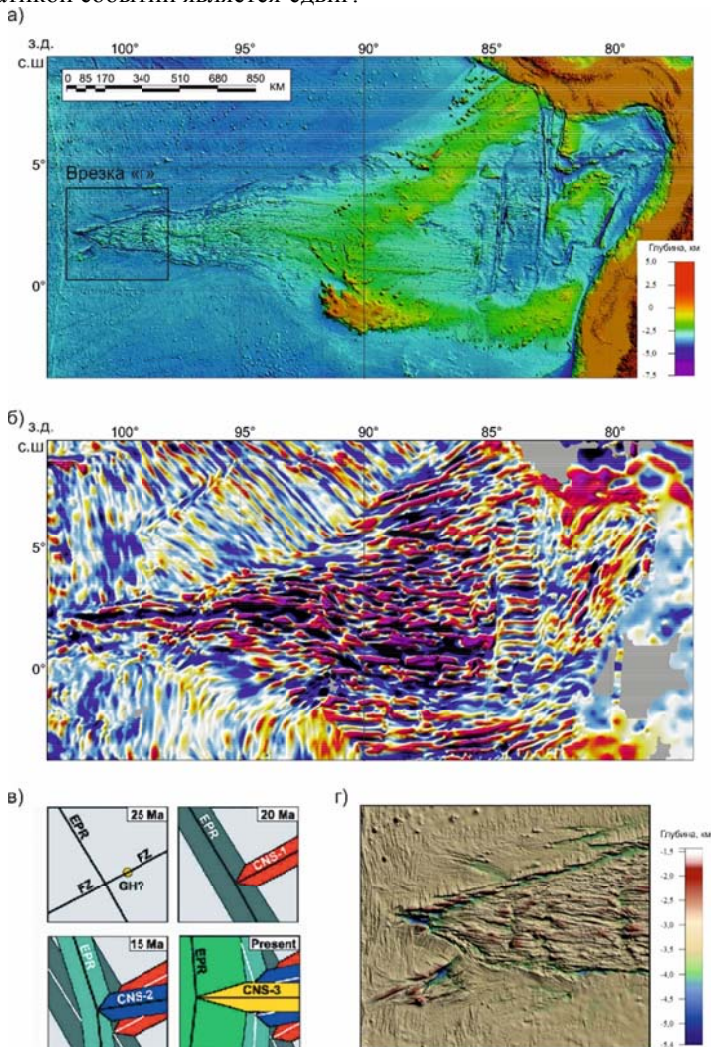


Рис. 1. Галапагосский КТБ: а – батиметрическая карта [5], б – карта магнитных аномалий, в – схема раскрытия Галапагосского бассейна по [3], г – батиметрическая карта вершины Галапагосского КТБ.

По магнитным данным (см. рис. 1б) была проведена реконструкция

истории раскрытия бассейна (см. рис. 1в), в которой четко прослеживаются три этапа, сопровождавшихся перескоком оси и смещением вершины КТБ:

1 – 22.7 млн. лет – раскол плиты Фараллон на плиты Кокосовую и Наска предположительно по трансформному смещению, быстрое и симметричное раскрытие бассейна;

2 – 19.5 млн. лет перескок оси спрединга на юг с подворотом на 20 градусов;

3 – 14.5 млн. лет еще один перескок оси на юг с подворотом на угол порядка нескольких градусов.

По данным [3], первоначальное раскрытие бассейна шло по трансформному трогу, как по ослабленной зоне. В дальнейшем продвижение вершины клина на запад происходило практически одновременно с наращиванием коры в субмеридиональном спрединговом центре. При этом, по всей видимости, раскрытие клина шло не непрерывно, а импульсно, что нашло отражение в рельефе в виде многочисленных сколов по бортам, а также нескольких «слепых» вершин (рис. 1г). Современная сейсмичность, сконцентрированная не в морфологической вершине клина, а южнее в районе впадины Хесса, может быть индикатором того, что именно эта морфоструктура в настоящее время является активной вершиной ГКТБ.

Трог Кинг расположен в центральной части Иберийской абиссальной котловины на расстоянии порядка 300 км от оси САХ. Протяженность трога 450 км, простирается юго-восточное. Он включает несколько эшелонированных впадин, на флангах которых развиты субпараллельные им цепочки подводных горных сооружений. В плане трог имеет форму близкую к треугольной и обращен вершиной в сторону САХ.

Трог ориентирован под углом к САХ и системе трансформных разломов и представляет собой структуру, наложенную на первичный океанический фундамент. Вероятно, его появление инициировано активизацией в этом районе горячей точки (Палеоазорского плюма) [4].

В бортах трога и на медианных хребтах распространены породы спрединговой ассоциации: толеитовые базальты, долериты, габброиды, реже серпентиниты. Это дает основание считать трог Кинг переходной структурой между рифтингом и спредингом. По Ar/Ar возрастным оценкам щелочных базальтов возраст варьирует от 45.5 млн. лет на юго-востоке до 37.5 млн. лет в центральной части трога, что указывает на внутриплитную природу вулканизма [6].

Автор предполагает, что вполне уместна интерпретация появления трога Кинг как скола по косоориентированной ослабленной зоне на границе плиты в районе пересечения САХ и трансформного разлома при различной кинематике блоков литосферной плиты на флангах структуры. Импульс активности горячей точки явился триггером раскрытия в условиях спрединга с разными направлениями. При этом в сколовой трещине

формируются условия локального косого растяжения, что является одним из условий формирования специфического парагенеза, характерного для КТБ.

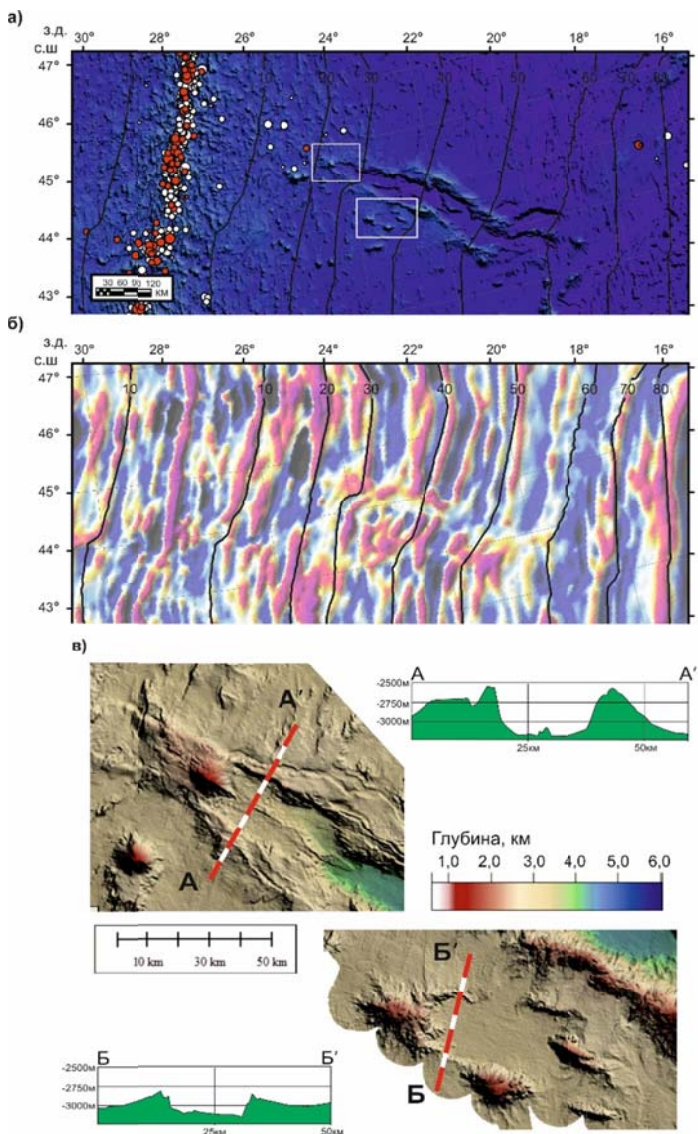


Рис. 2. КТБ Кинг: а – батиметрическая карта [5], б – карта магнитных аномалий, в – батиметрические карты вершины и палеовершины КТБ Кинг с секущими гипсометрическими профилями.

Морфоструктурный анализ позволяет выделить, по крайней мере, два этапа раскрытия трога Кинг, которые, вероятно, соответствуют двум периодам активности палеоазорского плюма. Вершина трога расположена на расстоянии 265 км от оси САХ, что определяет ее возраст не старше 20–25 млн. лет. Южнее трога расположена группа вулканических построек, морфологически сходная с постройками на вершине трога, что дает основание идентифицировать ее как «слепую» палеовершину, возраст которой оценивается не старше 35–37 млн. лет.

Выводы. В результате активизации горячей точки на фланге СОХ при наличии в этом районе региональной компоненты растяжения, ориентированной неортогонально СОХ, на океанической коре формируется сложное сочетание вторичных вулканических и тектонических структурных комплексов, которые можно выделить в отдельный класс объектов – клиновидные траверсные бассейны (КТБ).

КТБ Кинг, сформированный на СОХ с медленным спредингом, морфологически близок к рифту. Клиновидная форма фиксируется только в районе вершины. Борта субпараллельны. Небольшой угол раскрытия клина обусловлен, вероятно, не значительной величиной компоненты растяжения, реализованной на локальном уровне по косому сколу в системе ось САХ-трансформ-косой рифт.

Галапагосский КТБ расположен в области с быстрым спредингом и порожден сочетанием работы продуктивной горячей точки и субширотной ориентацией оси растяжения, вызванной, глобальной перестройкой движения литосферных плит. Характеризуется четкой клиновидной формой и наличием внутренней зоны спрединга, ортогональной субмеридиональному спредингу ВТП.

Пулсация продуктивности горячей точки на фоне спрединговых процессов приводит к стадийности раскрытия КТБ, которая отражается в наложенных друг на друга деформациях различной ориентации и рыскании вершины КТБ.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, без которой сбор геолого-геофизических данных был бы не возможен. Работа выполнена при финансовой поддержке темы ГИН РАН № FMMG-2023-0005 «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. Barckhausen U., Ranero C.R., von Huene R. et al. Revised tectonic

boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 19,207–19,220.

3. Werner R., Hoernle K., Barkckhausen U., Hauff F. Geodynamic evolution of the Gala'pagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y.: Constraints from morphology, geochemistry, and magnetic anomalies // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4(12). 1108. doi:10.1029/2003GC000576

4. Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C. The structure and origin of the Azores-Biscay Rise North-east Atlantic Ocean // Geophys. JR. astr Soc. 1982. V. 70. № 1. P. 79–107.

5. GEBCO-2014 Grid, version 20150318, (<http://www.gebco.net>)

6. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Добролюбова К.О. и др. Рельеф, аномальное магнитное поле и строение осадочного чехла в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 516. № 2. С. 499–506. DOI: 10.31857/S2686739724060015

The authors identify a new type of ocean morphostructural objects – wedge-shaped traverse basins (KTB). The analysis of the morphostructural plan and the kinematic features allows us to conclude that the opening of pools is initiated by the activation of a hotspot. The wedge-shaped outlines are formed when a productive hotspot is located on the flank of the MAR and are the result of a superposition of spreading and plume processes. Moreover, the pulsation of the hotspot activity leads to a gradual opening of the KTB with a change in the angles of opening and, as a result, to yawing of the tip of the wedge. The displacement of the spreading axis relative to the attenuating hotspot leads to a weakening of the rifting in the KTB and the separation of the vertex from the spreading axis.

Дорохов Д.В.^{1,2}, Рябчук Д.В.³, Сергеев А.Ю.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: d_dorohov@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, ³ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург)

Литолого-геоморфологические признаки придонных течений в Финском заливе

Dorokhov D.V.^{1,2}, Ryabchuk D.V.³, Sergeyev A.Yu.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad, ³FGBU "A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute", St. Petersburg)

Lithological and geomorphological features of bottom currents in the Gulf of Finland

Ключевые слова: контурные течения, эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, донные отложения, контуритовый дрейф, моренные гряды.

По геолого-геофизическим данным на трех участках в восточной части Финского залива выявлены эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, образованные придонными течениями. Их литолого-геоморфологические признаки сопоставимы с характеристиками придонных течений модели NEMO. Выявлены участки повышенных скоростей придонных течений и их преобладающее направление.

Течения в Финском заливе изучены достаточно хорошо в контексте общей циркуляции и влияния на экологическое состояние залива [1–3]. Основные подходы исследований включают как прямые измерения [1, 3], так и численные моделирования [2, 4]. Важными аспектами в исследованиях являются ветровое воздействие, апвеллинг, речной сток и рельеф дна, которые контролируют придонные потоки и регенерацию питательных веществ, оказывающих влияние на морские экосистемы [2]. Тем не менее, придонные течения, формирующиеся в условиях изрезанного рельефа дна Финского залива, равно как и влияние течений на осадконакопление и рельефообразование, изучены относительно слабо из-за ограниченного количества данных дорогостоящих прямых измерений. Кроме того, до сих пор методы измерения течений именно в придонном слое, которые оказывают наибольшее влияние на поверхность дна, являются нетривиальными и постоянно совершенствуются [5].

Альтернативным методом исследования придонных течений является изучение их литолого-геоморфологических признаков на морском дне, которые включают морфологию рельефа дна, гранулометрический и химический состав донных осадков. Геолого-геофизические данные позволяют выделить зоны усиления придонных течений, а иногда и их преобладающее направление по морфологии эрозионно-аккумулятивных форм.

Совместные геолого-геофизические исследования Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Института Карпинского в восточной части Финского залива проводились в 53-м рейсе (май 2023 г.) и 56-м рейсе (июнь–июль 2024 г.) научно-исследовательского судна «Академик Борис Петров» на трех полигонах (рис. 1а): «Гогландский», «Соммерс» и «Выборгский». Высокоразрешающая съемка рельефа дна выполнялась штатным судовым многолучевым эхолотом Reson SeaBat T50-ER (частота 420 кГц, 1024 луча). Высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование (ВСАП) донных отложений производилось штатным параметрическим профилографом Atlas Parasound P70 на частотах 4–5 кГц. Пробы поверхностных донных осадков отбирались дночерпателем Ван Вина с площадью захвата 0.1 м².

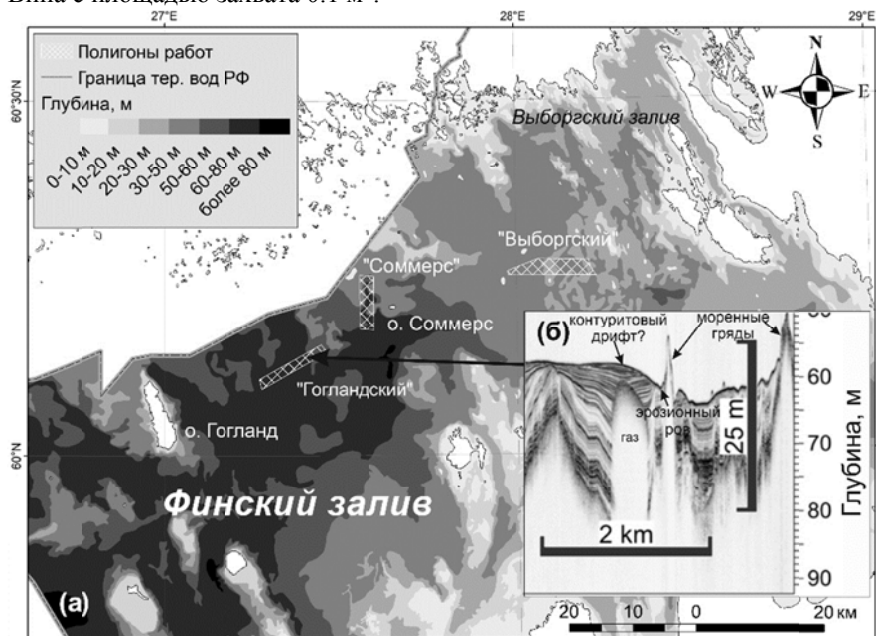


Рис. 1. (а) Схема расположения районов исследования; (б) Пример сейсмоакустического профиля в районе формирования абразионно-аккумулятивных форм придонными течениями. Стрелкой показано расположение профиля.

Полигон «Гогландский» расположен к северо-востоку от острова Гогланд (рис. 1а) на глубинах 47–68 м. Большая часть участка расположена в пределах седиментационного бассейна, где происходит нефелоидное накопление алевропелитовых илов, и рельеф дна, в целом, выровненный. Рельеф осложняют ледниковые гряды направлений СЗ-ЮВ (120°) шириной

50–500 м, высотой 5–20 м, распространяющиеся за границы района исследования. Поверхность гряд представлена ледниковыми отложениями, которые являются акустическим фундаментом на профилях ВСАП (рис. 1б). В понижениях между грядами поверхность илов прорезана V-образными бороздами, сонаправленно простирающимися вдоль склонов гряд. Ширина борозд составляет 40–100 м, глубина – 2–3 м. Склоны борозд пологие, уклон составляет 3–4°. Вероятно, борозды сформированы контурными течениями. По большей части они прижаты к юго-западным склонам гряд. В северной части полигона отмечено наличие форм рельефа, вероятно формирующихся контурными течениями: контуритовый дрейф и ров (рис. 1б). В северном полушарии контуритовый дрейф формируется слева от оси течения, которая в свою очередь прижимается к склону вправо. Таким образом, можно предположить, что на данном участке преобладают течения северо-западного направления. Согласно модели NEMO [4] на данном участке в придонной толще постоянно существует мезомасштабный вихрь циклонического типа, который в течение года усиливается или ослабевает и не зависит от направления изменчивых поверхностных ветровых течений. Район исследования охватывает его восточная периферия с течениями северных направлений, что согласуется с направлением контурных течений, формирующих промоины и осадочные тела на данном участке.

Полигон «Соммерс» расположен в 2,5 км к западу от острова Соммерс (рис. 1а) на глубинах 22–93 м. Рельеф дна в целом выровненный, местами, особенно в северной части, осложненный наличием моренных гряд. Ровная поверхность обусловлена заполнением нижележащих отложений алевритовыми илами. Поверхность илов осложнена протягивающимися с юго-востока на северо-запад U- и V-образными депрессиями. Ширина депрессий составляет 30–500 м, глубина – 1–18 м. Наиболее глубокие депрессии приурочены к межгрядовым понижениям в северной части полигона, где углы уклона достигают 15°. В южной части промоины меньше по размерам, а склоны более пологие – 3–9°, что свидетельствует о меньшей интенсивности придонных течений. Согласно модели NEMO в данном районе придонные течения изменчивы, что также согласуется с особенностями формирования промоин: в отличие от полигона «Гогландский», на данном участке борозды сформированы по разные стороны от грядовых возвышенностей и, как правило, имеют симметричный поперечный профиль. Пробоотбор поверхностных осадков показывает укрупнение гранулометрического состава в промоинах, где они представлены песчаным алевритом, тогда как за их пределами преобладают алевриты, что также свидетельствует об относительно интенсивной литодинамике в протяженных депрессиях. Предположительно, промоины формируются разнонаправленными контурными течениями, которые усиливаются в северной части полигона из-за более крутых склонов крупных моренных гряд.

Полигон «Выборгский» расположен в северной части Финского залива на входе в Выборгский залив (рис. 1а) на глубинах 16–43 м. В рельефе дна выражена система моренных гряд, вытянутых в меридиональном направлении, шириной до 300 м, длиной более 1 км, интерпретированных как друмлины [6]. Поперек друмлинов в субширотном направлении также отмечены мелкие ассиметричные моренные гряды с крутыми склонами, интерпретированные как морены Де Геера [6]. Поверхность моренных гряд сложена валунами. Вывернутая поверхность дна между грядами обусловлена накоплением осадков озерных и морских стадий Балтийского моря. В толще осадков также прослеживаются крупные моренные гряды, вероятно, погребенные друмлины. По обе стороны от друмлинов на поверхностях, сложенных алевропелитовыми илами, наблюдаются широкие депрессии, вытянутые вдоль их склонов. Ширина депрессий достигает 300 м при глубине не более 2 м. Вдоль склонов, также по обе стороны от друмлинов, распространены узкие промоины шириной 30–60 м и глубиной не более 1 м. Система депрессий разных форм и размеров свидетельствует о сложной системе придонных течений в данном районе. Согласно модели NEMO на данном участке придонные течения, как правило, сонаправлены с поверхностными и зависят от ветрового режима. Широкие депрессии в межгрядовых понижениях, вероятно, формируются разнонаправленными течениями меридиональных направлений. Узкие промоины вдоль склонов друмлинов, вероятно, образуются теми же течениями, которые ускоряются в зонах резкого увеличения уклона дна.

В результате проведенных исследований, на трех участках Финского залива на поверхности морских осадков выявлены эрозионные и аккумулятивные формы рельефа, образованные придонными течениями. Морфология и особенности их распространения позволили определить преобладающее направление и зоны усиления придонных течений. Сопоставление геолого-геоморфологических данных с гидрофизической моделью NEMO показало их хорошую корреляцию. Однако, для уточнения полученных выводов необходимо проведение непрерывных продолжительных инструментальных наблюдений за течениями.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря СССР». Т. 3. Балтийское море / Под ред. Ф.С.Терзиева, В.А.Рожкова, А.И.Смирновой. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 450 с.
2. Laanemets J., Zhurbas V., Elken J., Vahtera E. Dependence of upwelling-mediated nutrient transport on wind forcing, bottom topography and stratification

in the Gulf of Finland: model experiments // Boreal Environment Research. 2009. P. 213–225.

3. Зимин А.В., Солощук П.В., Исаев А.В. Особенности течений в восточной части Финского залива по результатам инструментальных измерений в июле 2010 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 2. С. 58–65.

4. NEMO ocean engine, Scientific Notes of Climate Modelling Center, 27 – ISSN 1288-1619, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), doi:10.5281/zenodo.1464816.

5. Пака В.Т., Набатов В.Н., Кондрашов А.А. и др. Об усовершенствовании инклинометрического измерителя скорости придонных течений // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 220–229.

6. Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А. и др. Новые данные о дегляциации восточной части Финского залива по результатам детального геологического картирования // Региональная геология и металлогения. 2021. № 86. С. 62–81.

Based on geological and geophysical data, abrasion and accumulative landforms formed by bottom currents were identified at three sites in the eastern Gulf of Finland. Their lithological and geomorphological features are comparable to the bottom current characteristics of the NEMO model. Areas of increased bottom current velocities and their prevailing direction were identified.

**Дубинин Е.П., Боголюбский В.А., Рыжова Д.А.,
Коснырева М.В., Грохольский А.Л., Кохан А.В.,
Булычев А.А.**

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

Тектоническое строение литосферы антарктического сектора Южной Атлантики

**Dubinina E.P., Bogoliubskii V.A., Ryzhova D.A.,
Kosnyreva M.V., Grokholsky A.L., Kokhan A.V.,
Bulychev A.A.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Tectonic structure of the lithosphere of the Antarctic sector of South Atlantic

Ключевые слова: рельеф, Южная Атлантика, потенциальные поля, строение коры, структурное районирование, тектоника, физическое моделирование

Проведено тектоническое районирование литосферы приантарктического сектора Южной Атлантики. Показана роль горячих точек в кинематических перестройках границ плит и формировании блоковой структуры литосферы. Границами блоков являются современные и палеограницы плит разных геодинамических типов выраженные в виде линейных хребтов, магматических поднятий и шовных зон псевдоразломов, разделяющих блоки литосферы разного возраста.

Район исследований охватывает сектор океанического дна на стыке Индийского, Атлантического и Тихого океанов. Он ограничивается на западе Южно-Сандвичевой островодужной системой, на востоке – системой демаркационных разломных зон Дю-Туа–Эндрю Бейн–Принц Эдуард, на севере – Агульяс-Фолклендской разломной зоной.

Дно рассматриваемой акватории отличается сложным строением и включает океанические котловины (Африкано-Антарктическую, Мозамбикскую, Агульяс, Трансшей, Капскую и др.), современные спрединговые хребты (западная часть Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) и Американско-Антарктический хребет (ААХ)), палеоспрединговый хребет Агульяс, внутриокеанические поднятия (Мод, Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор и др.), краевые плато (Фолклендское, Агульяс), микроконтиненты (поднятие Мориса Юинга).

Неоднократные кинематические перестройки границ плит, инициируемые магматической активностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери, сформировали сложный морфоструктурный план дна океана и картину аномальных потенциальных полей, отражающих гетерогенное строение коры, обусловленное суперпозицией эндогенных процессов.

Анализ геолого-геофизической информации позволил определить закономерности характеристик аномальных геофизических полей и установить диапазоны значений характерные для разных структур. Так, значительные различия в наблюдаемых батиметрических и геофизических характеристиках отмечаются между океаническими котловинами разного возраста, предполагаемыми блоками с континентальной корой (Фолклендское плато, банка Мориса Юинга), современными и палеоспрединговыми хребтами. Близкие характеристики имеют внутриплитные подводные поднятия и плато магматического генезиса (поднятия Метеор, Айлос Оркадас, Мод, плато Агульяс и др.).

Плотностное моделирование строения литосферы вдоль субширотных трансатлантических профилей, пересекающих различные подводные поднятия и котловины, позволило выявить глубинное строение поднятий и предположить вероятный тип слагающей их коры.

На основе морфоструктурного анализа и площадного анализа потенциальных полей и их трансформант [1–4] проведено структурное районирование региона и выделены провинции, отличающиеся по характеру аномальных гравитационного и магнитного полей, возрасту и строению коры, сформированной на разных спрединговых хребтах: 1) провинция, сформированная в процессе спрединга преимущественно ЮЗ-СВ направления на спрединговом хребте ЮСАХ; 2) провинция плиты Мальвинес, сформированная на палеоспрединговом хребте Агульяс, а также спредингового центра, предположительно существовавшего в котловине Транскей; 3) провинция, сформированная в процессе спрединга С-Ю направления на прямолинейном отрезке ЮЗИХ; 4) провинция, сформировавшаяся в ходе спрединга на спрединговом хребте моря Уэдделла.

Все провинции разделены современными спрединговыми или трансформными границами плит, а также шовными зонами палеограниц плит. Последние прослеживаются в рельефе дна, магнитном и гравитационном полях и представляют собой псевдоразломы – следы продвижения спрединговых хребтов ААХ и ЮЗИХ в пределы старой океанической литосферы, шовные зоны, фиксирующие формирование ЮСАХ вследствие перескока оси спрединга хребта Агульяс (хребты Метеор и Айлос Оркадас), палеоспрединговые хребты (хр. Агульяс), а также пассивные следы трансформных разломов.

Строение коры каждой провинции отражает особенности тектонического строения и эволюцию спрединговых хребтов, на которых она была сформирована. ЮСАХ – сформирован в результате продвижения оси САХ к югу под влиянием горячей точки Шона, ЮЗИХ – сформирован в результате продвижения к западу и соединения с сегментом ЮСАХ в области современного тройного соединения Буве (ТСБ), ААХ – сформирован в результате кинематического урегулирования замкнутости

границ плит между Южно-Американской и Антарктической плитами и плитой Скотия) Ввиду различных условий формирования и эволюции все спрединговые хребты имеют различное проявление тектонических и магматических процессов, выражающееся в различной морфоструктурной сегментации и тектоническом строение.

Тектоническое строение региона включает гетерогенные блоки литосферы, сформированные на разных спрединговых хребтах (ЮЗИХ, САХ, ААХ, Уэдделльском и хребте Агульяс) и разделенные подводными поднятиями разной морфологической выраженности, строения и происхождения. Все это создает сложный морфоструктурный план, на формирование и эволюцию которого решающее влияние оказали следующие факторы:

- пространственно-временная миграция Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит, разделенных разными спрединговыми хребтами соединяющихся в зонах тройных сочленений;
- существование континентального блока Фолклендского плато в пределах Южно-Американской плиты, которое могло служить структурным барьером на пути продвигающейся с севера в южном направлении рифтовой оси сегмента САХ;
- вероятное наличие спредингового хребта в котловине Транскей, которое могло отделить поднятие Мориса Юинга от южной части Мозамбикского хребта;
- наличие плюмовой магматической активности, сформировавшей структуру плато Агульяс, в месте соединения трех рифтовых ветвей (восточной – ЮЗИХ, северной – хребет Агульяс, упирающийся в разломную зону Агульяс и юго-западной – спрединговый хребет уходящей в сторону моря Уэдделла), каждая из которых генерировала свою кору, разделившую единое плато Агульяс на три блока: собственно, плато Агульяс, поднятие Северо-Восточная Георгия и поднятие Мод;
- наличие горячей точки (в природе Шона) на океанической коре котловины Агульяс, восточнее Фолклендского плато, могло стимулировать продвижение к югу сегмента САХ. Следствием этого был перескок оси спрединга, сопровождаемый прекращением спрединга на хребте Агульяс, формированием сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения и разделяющих разновозрастные блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс и ЮСАХ.

Процесс перескока оси спрединга не являлся одномоментным явлением, а заключался в постепенном прекращении спрединга на хребте Агульяс и ростом скорости спрединга на новом активном южном сегменте САХ. Такая кинематическая реструктуризация спрединговых хребтов продолжалась с 83 до 60.9 млн. лет и характеризовалась существованием микроплиты Мальвинес [5]. В результате перескока существенно сократилась активная

часть Агульяс-Фолклендского трансформного разлома, а ЮЗИХ начал стремительно продвигаться к западу до его соединения с молодым южным сегментом САХ в зоне современного ТСБ, в то время как Уэдделльский хребет вступил в фазу своего отмирания и прекращения спрединга. Близкое положение горячей точки Шона привело к формированию поднятия Шона. А южная часть сегмента САХ, и западная часть ЮЗИХ были подвержены термическому влиянию горячей точки Буве, что в свою очередь повлияло на структурную сегментацию и осевую морфологию хребтов.

На основании физического моделирования структурообразующих деформаций в районе исследования построена экспериментальная модель, которая позволила выявить существенную роль периодической активности горячих точек в реорганизации геометрии границ плит, приведшей к неоднократным перескокам оси спрединга и формированию подводных поднятий разных морфологических и генетических типов в приантарктической части Южной Атлантики. С помощью оригинальной методики с использованием тепловизора получена термическая эволюция модельной литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mueller 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.
2. Parsieglä N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a large igneous province // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. P. 336–350.
3. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
4. Seton M. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15(4). P. 1629–1641.
5. Marks K.M., Stock J.M. Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 289–302.

Tectonic zoning of the lithosphere of the pre-Antarctic sector of the South Atlantic is carried out. The role of hot spots in the kinematic reorganizations of plate boundaries and the formation of the block structure of the lithosphere is shown. The boundaries of the blocks are modern and paleoboundaries of plates of different geodynamic types expressed in the form of linear ridges, magmatic uplifts and suture zones of pseudo-faults dividing lithosphere blocks of different ages.

Ершов А.В., Никишин А.М.

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: ershovav@my.msu.ru)

Механизм продольной сегментации СОХ на примере хребта Гаккеля

Ershov A.V., Nikishin A.M.

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Mechanism of segmentation of the mid-ocean ridges: a case study of the Gakkel Ridge

Ключевые слова: сегментация СОХ, хребет Гаккеля, моделирование, неустойчивость Рэлея-Тейлора

Предложен и подтвержден численной моделью механизм продольной геоморфологической и тектоно-магматической сегментации срединно-океанических хребтов вследствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора. Механизм предложен и протестирован на примере хребта Гаккеля и может быть распространен на другие СОХ, от ультрамедленных до быстрых.

Хребет Гаккеля (рис. 1) в настоящий момент является самым медленно раздвигающимся СОХ на Земле. В отличие от других ультрамедленных хребтов, таких как хребты Книповича, северная часть хребта Мона и Западно-Индийского хребта, направление раздвиг для хребта Гаккеля почти ортогонально оси, что обусловило отсутствие выраженных трансформных разломов, характерных для хребтов с косым спредингом. Это делает хребет Гаккеля идеальным объектом для изучения тектоно-магматической сегментации ультра-медленных СОХ, так как в этом случае мы имеем дело с действием только одного механизма, не осложненного дополнительными факторами.

По характеру распределения магматизма хребет Гаккеля подразделяется на западную и восточную части. Западная часть хребта между 7°W и 85°E подразделяется на 3 тектоно-магматических сегмента [3, 4]: западную вулканическую зону (WVZ), восточную вулканическую зону (EVZ) и расположенную между ними зону рассеянного магматизма (SMZ). Продолжающийся далее к востоку участок хребта, характеризуется чередованием амагматических сегментов, разделенных вулканическими центрами, к которым приурочены также поперечные геоморфологические хребты.

В западной части хребта выделяются поперечные вулканические хребты (рис. 2), чередующиеся с периодом около 100 км. В восточной части поперечные хребты приурочены к вулканическим центрам, разделяющим амагматические сегменты. Пространственный период чередования вулканических центров в восточной части хребта составляет также около

100 км.

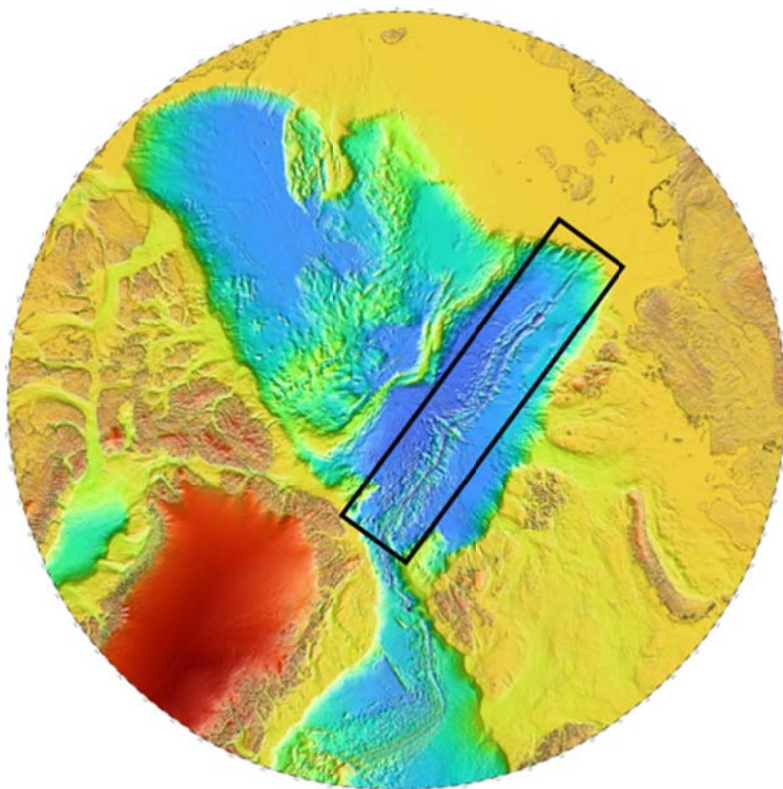


Рис. 1. Батиметрическая карта Арктического региона. Прямоугольником показана область, представленная на рис. 2.

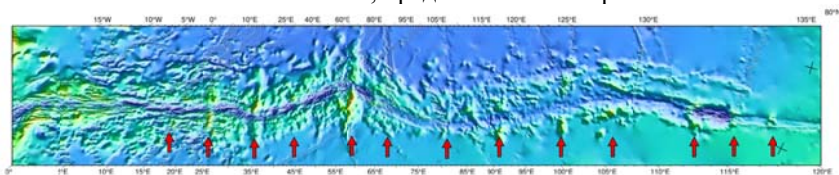


Рис. 2. Батиметрия области в окрестности хребта Гаккеля. Красными стрелками показаны поперечные хребты.

Магнитотеллурические исследования строения литосферы и астеносферы в восточной части хребта Гаккеля [6] показали, что магматическая камера (зона наличия расплава) под хребтом расположена на глубинах около 40–50 км в пределах амагматических сегментов и поднимается до глубин около 20 км под магматическими центрами,

которые, кроме этого, характеризуются наличием утолщенной коры.

Таким образом, восточная оконечность хребта Гаккеля представляет собой прекрасный объект для изучения тектонической и магматической сегментации срединно-океанических хребтов, так как, во-первых, здесь отлично проявлена тектоническая (поперечные хребты) и магматическая (чередование амагматических частей хребта и магматических центров) сегментация и, во-вторых, согласно магнитотеллурическим исследованиям, имеется только один астеносферный магматический резервуар под амагматическими частями хребта (на глубине 40–50 км), фиксируются восходящие потоки магмы под магматическими центрами и, при этом, в силу отсутствия вторичного малоглубинного (3–10 км) магматического резервуара под корой, полностью отсутствует эффект растекания магмы из подводящего источника магмы вдоль оси хребта.

При этом отсутствуют трансформные разломы как осложняющий фактор.

Мы предлагаем модель, объясняющую возникновение продольной сегментации хребта Гаккеля вследствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора в астеносферном магматическом резервуаре. Предложенная модель позволяет оценить пространственный период сегментации в зависимости от глубины астеносферного магматического резервуара.

В ходе численного моделирования решались две основные проблемы:

1. Объяснить локализацию зоны частичного плавления мантии на глубинах около 40 км под хребтом в восточной части хребта Гаккеля,
2. Объяснить пространственную периодичность расположения магматических центров и оценить величину периода.

В процессе раздвиг хребта происходит подъем мантийного вещества к поверхности, сопровождаемый его декомпрессионным частичным плавлением. Двумерная численная модель вдоль поперечного хребту разреза, реализующая расчет вязкого течения вещества мантии под хребтом, расчет распределения температур, частичного плавления перидотита и фильтрацию магматического расплава, позволила оценить глубину локализации магматического резервуара под СОХ, которая зависит от скорости раздвиг.

Двумерная численная модель по профилю, ориентированному вдоль хребта, демонстрирует возникновение неустойчивости Рэлея-Тейлора в магматической камере, ведет к локализованному подъему расплава, что в итоге приводит к возникновению локализованных магматических центров, разделенных амагматическими участками, как это наблюдаем в восточной части хребта Гаккеля. Расстояние между магматическими центрами зависит от глубин верхней и нижней границ магматической камеры.

Для наблюдаемых по данным магнитотеллурических исследований [6] глубин магматической камеры под хребтом Гаккеля пространственный период составляет около 100 км, что очень хорошо согласуется с

наблюдаемой геоморфологической сегментацией (рис. 2). Это свидетельствует в пользу предложенного механизма.

Продольная сегментация СОХ активно исследовалась на протяжении последних 40 лет (см. обзоры [1, 2, 5]). Для объяснения пространственной периодичности сегментов второго порядка СОХ была предложена в числе прочих и модель неустойчивости Рэлея-Тейлора, но это объяснение было только качественным. Не было предложено количественной модели, объясняющей величину пространственного периода сегментов.

Предложенная модель объясняет возникновение продольной сегментации хребта Гаккеля как следствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора в астеносферном магматическом резервуаре. Показано, что пространственный период расположения магматических центров зависит от глубины астеносферного магматического резервуара. Этот механизм может быть использован для объяснения поперечной сегментации и других срединно-океанических хребтов.

При этом сама физическая суть механизма возникновения неустойчивости Рэлея-Тейлора не зависит от этих осложняющих факторов. Поэтому рассмотрев чистый случай хребта Гаккеля, мы можем применить этот механизм и для других срединно-океанических хребтов, как ультра-медленных, так и медленных, средних и быстрых, с соответствующей адаптацией, учитывая возможность наличия нескольких разноуровневых магматических резервуаров и осложняющего влияния трансформных разломов.

В частности, можно заключить, что не разломы определяют пространственную периодичность вулканических центров, но, наоборот, магматическая сегментация определяет локализацию разломов.

Можно также заключить, что в силу общности физического механизма продольная геоморфологическая и магматическая сегментация вследствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора будет иметь место не только для срединно-океанических хребтов, но и в других тектонических обстановках, в частности в рифтовых системах и задговых бассейнах.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (грант 24-17-00020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Batiza R. Magmatic segmentation of mid-ocean ridges: a review // *Tectonic, Magmatic, Hydrothermal and Biological Segmentation of Mid-Ocean Ridges* / MacLeod C.J., Tyler P.A., Walker C.L. (eds.). Geological Society, London, Special Publications. 1996. V. 118. P. 103–130. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.118.01.06>
2. Forsyth D.W. Geophysical constraints on mantle flow and melt generation beneath mid-ocean ridges in Morgan // *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-*

Ocean Ridges / Phipps Morgan J., Blackman D.K., Sinton J. M. (eds.). American Geophysical Union Monograph. 1992. V. 71. P. 1–65. <http://dx.doi.org/10.1029/GM071p0001>

3. Jokat W., O'Connor J., Hauff F. et al. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel idge, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 6033–6050. <https://doi.org/10.1029/2019GC008297>

4. Michael P., Langmuir C., Dick H. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. V. 423. P. 956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>

5. Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S. et al. Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00 ' N-30°40 ' N) // *Marine Geophysical Researches*. 1993. V. 15. P. 153–200.

6. Zhang et al. Magnetotelluric evidence for highly focused mantle melting along the 5 ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *National Sci. Rev.* 2025. V. 12(5). nwaf077. doi: 10.1093/nsr/nwaf077

A mechanism of segmentation of mid-ocean ridges due to the development of Rayleigh-Taylor instability has been proposed and validated by a numerical model. The mechanism has been proposed and tested using the Gakkel Ridge as an example, and it can be extended to other mid-ocean ridges, ranging from ultra-slow to fast spreading.

Карнаух В.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: karnaukh@poi.dvo.ru)

Покмарки возвышенности Северное Ямато (Японское море)

Karnaukh V.N.

(Ильичевский океанологический институт, Дальневосточный филиал, Российская академия наук, Владивосток)

Pockmarks of the Kita-Yamato Bank (Japan Sea)

Ключевые слова: покмарки, возвышенность Северное Ямато, Японское море.

В результате выполненных высокоразрешающих батиметрических и сейсмоакустических исследований на морском дне вершинной части возвышенности Северное Ямато впервые обнаружены многочисленные воронки, подобные газовым кратерам (покмаркам). Диаметр покмарков 100–800 м, а их глубина достигает 10 м. Покмарки обнаружены в интервале глубин моря 880–1160 м.

Подводные покмарки являются остаточными отрицательными геоморфологическими образованиями на морском дне, образование которых считаются связанным с выбросами разнообразных флюидов – гидротермальных вод, поровой воды и газа [1]. Покмарки широко распространены во многих морских районах по всему миру. Для образования покмарков требуются наличие достаточных источников флюида, путей миграции и относительно рыхлых мелкозернистых отложений на морском дне. Изучение покмарков имеет большую научную ценность и практическое значение, поскольку покмарки являются свидетельством активности выделения жидкости газа на морском дне и могут быть использованы в качестве важного индикатора существования газогидратов. Газообразный метан, поднимающийся с морского дна, является важным парниковым газом, и анализ выбросов метана через покмарки имеет большое значение для изучения изменений окружающей среды. Покмарки обычно образуются в рыхлых мелкозернистых осадках, и в истечение флюидов или газа в покмарках в совокупности с активностью донных течений может вызвать геологические и техногенные катастрофы.

Возвышенность Ямато расположена в центральной части Японского моря и рассматривается в качестве фрагмента континента, отторгнутого от Азиатского материка в процессе раскрытия впадины Японского моря [2]. В пределах северной части возвышенности (возвышенность Северное Ямато) в 2011–2024 г. в экспедиции ТОИ ДВО РАН были выполнены высокоразрешающие батиметрические и сейсмоакустические исследования (рис. 1). Работы проводились с использованием многолучевого эхолота SEABEAM 3050, комплекта оборудования для 16-канального или

одноканального сейсмоакустического профилирования с сейсмической косой длиной 50 м и электроискровым излучателем.

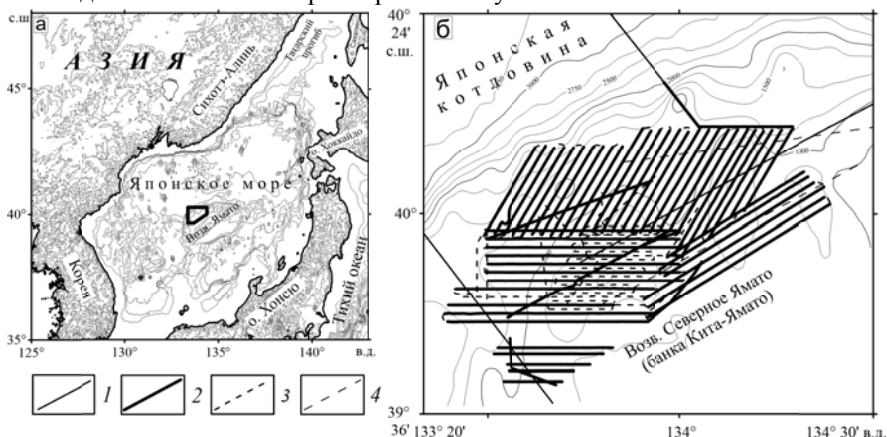


Рис. 1. А) Местоположение исследовательского полигона (обозначен многоугольником) в Японском море. Б) Расположение геофизических профилей, полученных на возвышенности Северное Ямато. Рельеф дна из [3]. 1 – профили 16-канального сейсмоакустического профилирования; 2 – профили с многолучевым эхолотом и 16-канального сейсмоакустического профилирования; 3 – профили с многолучевым эхолотом; 4 – профили одноканального сейсмоакустического профилирования.

В рельефе морского дна возвышенности Северное Ямато выделяется два хребта, разделенных межгорной долиной (рис. 2). Осадочные отложения возвышенности представлены континентальными и морскими образованиями раннемиоцен-четвертичного возраста [4]. В результате наших работ на возвышенности обнаружены признаки современной поздненеогеновой тектонической активности, выраженной в виде существования разнообразной системы разрывных нарушений (сбросов, взбросов), деформирующих осадочные отложения позднемиоцен-четвертичного возраста и формирующих многочисленные горст-грабеновые структуры.

В рельефе морского дна и структуре осадков (рис. 2–4) вершинной части возвышенности выделены многочисленные, изометричные или эллипсовидные в плане воронки, подобные газовым кратерам (покмаркам), образование которых связывается с выходами газа из недр осадочных отложений. Обнаружено 122 покмарка. Выделяется три поля покмарков.

Поле покмарков 1 располагается на западном склоне хребта в интервале глубин дна моря 1060–1160 м, но наиболее часто они встречаются на глубинах 1080–1150 м (рис. 5). Здесь выделено 58 покмарков. Диаметр воронок преимущественно 200–600 м, а их глубина достигает 10 м.

Наиболее крупные покмарки обнаружены именно на глубинах 1080–1150 м.

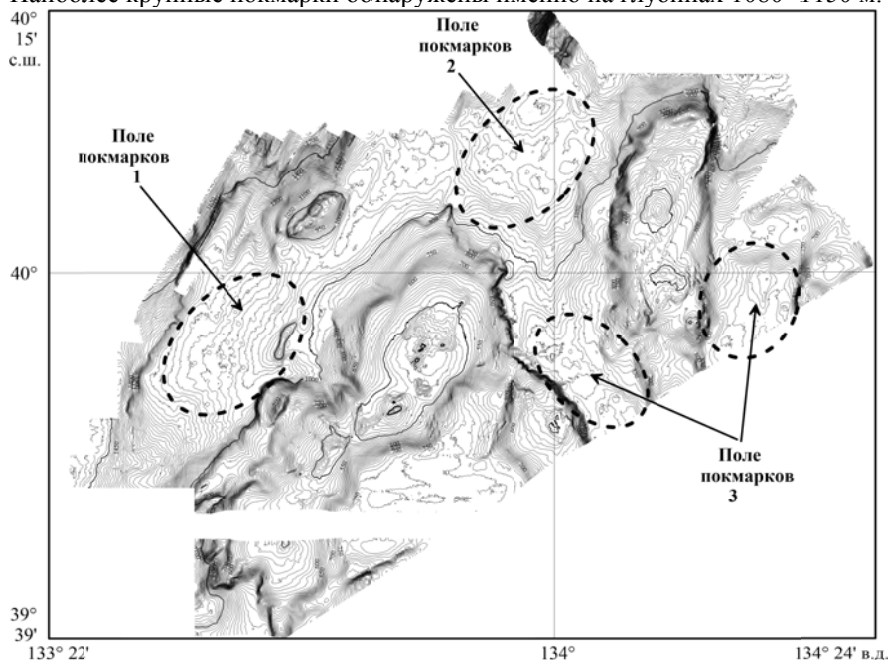


Рис. 2. Карта рельефа морского дна вершинной части возвышенности Северное Ямат, составленная по данным работ с многолучевым эхолотом SEABEAM 3050. Изобаты проведены через 10 м.

Поле покмарков 2 располагается в месте сочленения межгорной долины со склоном возвышенности в интервале глубин дна моря 940–1150 м, но наиболее часто они встречаются на глубинах 1130–1150 м. Выделено 22 покмарка. Диаметр воронок изменяется от 100 до 850 м, а их глубина достигает 7 м. Здесь отсутствует ясная зависимость диаметра покмарка от глубины моря. Общей особенностью полей 1 и 2 является увеличение глубины покмарка с увеличением его диаметра.

Поле покмарков 3 располагается в двух межгорных долинах в интервале глубин дна моря 880–950 м. Здесь выделено 42 покмарка. Диаметр воронок не превышает 300 м, а их глубина достигает 6 м.

Таким образом, на возвышенности Северное Ямат впервые обнаружены доказательства современного поступления флюида/газа из осадков в водную толщу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования России и темы ТОИ ДВО РАН № 124022100084-8.

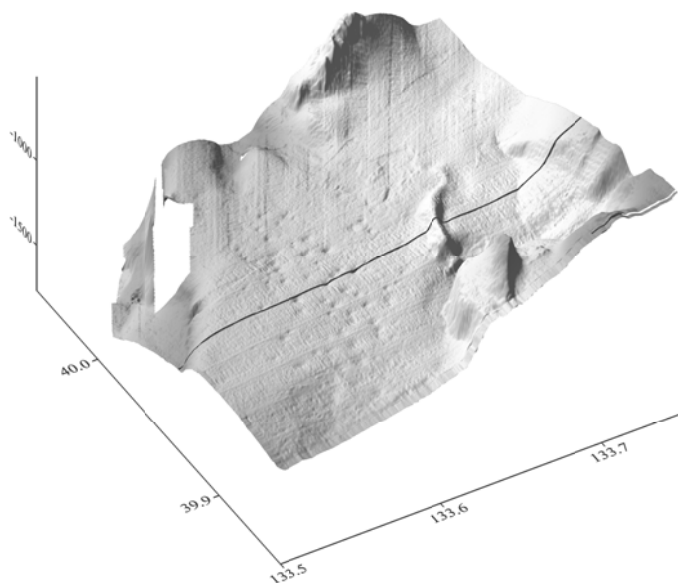


Рис. 3. 3-D изображение строения поля покмарков 1. Черной линией обозначена проекция сейсмоакустического профиля на морское дно.

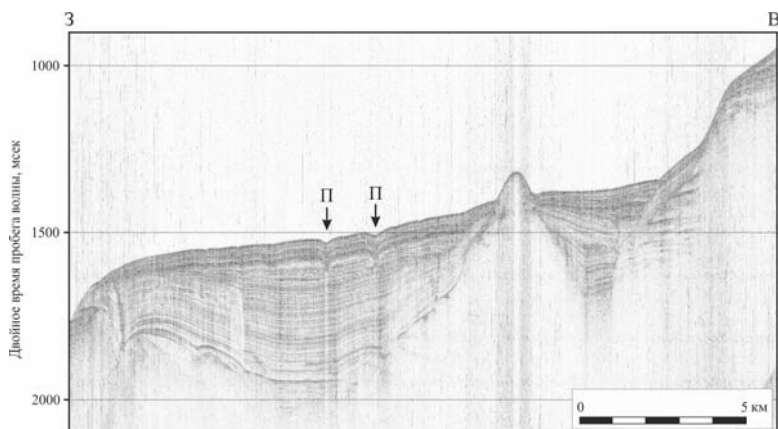


Рис. 4. Пример 16-канального сейсмоакустического профиля, иллюстрирующий строение покмарков поля 1. П – покмарк. Местоположение профиля показано на Рисунке 3.

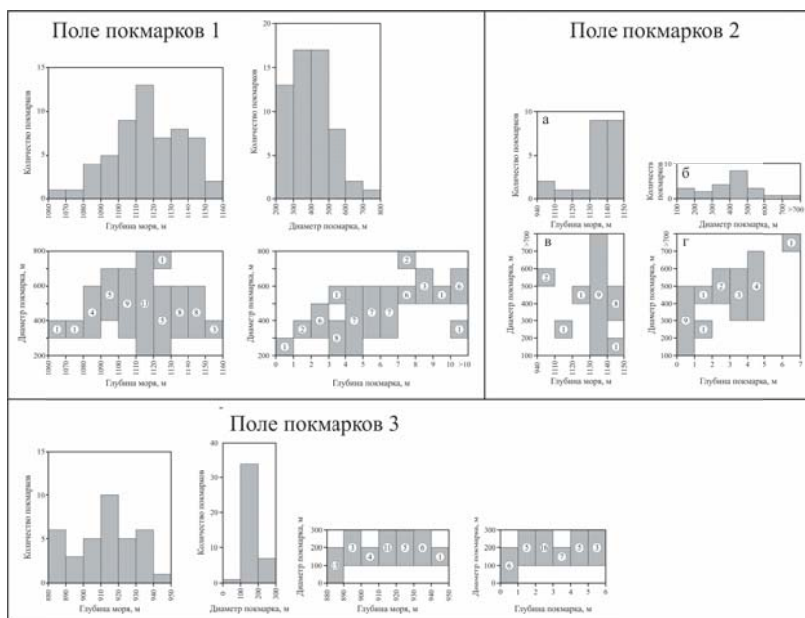


Рис. 5. Статистические характеристики покмарков районов 1–3 возвышенности Северное Ямато. Цифры в кружочках – количество покмарков, попадающих в данный диапазон значений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Judd A.G., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. New York: Cambridge University Press, 2007. 492 p.
2. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Карнаух В.Н. Рельеф дна северо-западной части Японского моря // Геоморфология. 2010. № 1. С. 42–51.
4. Цой И. Б., Вашенкова Н. Г., Василенко Л. Н. и др. Стратиграфия и условия формирования кайнозойского осадочного чехла возвышенности Ямато Японского моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 103–131.

As a result of high-resolution bathymetric and seismoacoustic studies, numerous shallow erosional depressions similar to gas craters (pockmarks) were found on the seabed of the Kita-Yamato Bank for the first time. The diameter of the pockmarks is 100–800 m, and their depth reaches 10 m. The pockmarks were found in the sea depth range of 880–1160 m.

Ковачев С.А., Крылов А.А., Либина Н.В.

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

kovachev@ocean.ru)

Добротность земной коры моря Лаптевых согласно сейсмологическим данным

Kovachev S.A., Krylov A.A., Libina N.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Crustal Q -factor of the Laptev Sea on the base of seismic data

Ключевые слова: м. Лаптевых, земная кора, сейсмичность, затухание, добротность.

В настоящей работе добротность земной коры моря Лаптевых определялась методом нормализации по коде землетрясений. Записи землетрясений были получены сейсмостанциями, установленными в дельте р. Лены по проекту СИОЛА. Величина добротности на частоте 8 Гц оказалась близкой к значению 500, а степень зависимости от частоты равна 0.81.

Несмотря на многочисленные геолого-геофизические и сейсмологические исследования, акватория моря Лаптевых является районом, тектоника которого остается до конца непонятной, как и сейсмические процессы, которые здесь происходят [1–9].

В настоящей работе для оценки добротности коры и верхней мантии Q , значительно влияющей на затухание сейсмических волн, использовался метод «нормализации по коду», разработанный и описанный в работах [10, 11]. Этот метод не требует предположений ни о форме частотной зависимости $Q(f)$, ни об очаговом спектре в отличие от метода, используемого, к примеру, в работах [12–15].

Спектральные амплитуды кода-волн можно представить в виде:

$$A_{ic} = E_{ic}(f)G_c(f)D(f,t), \quad (1)$$

где $D(f,t)$ характеризует изменение интенсивности кода-волн со временем и не зависит как от расстояния «источник – приемник», так и от направления, а эффекты источника $E_{ic}(f)$ и приемника $G_c(f)$ не зависят от направления на приемник. Это следует из [11]. При оценке $Q(f)$ необходимо сделать предположение о виде функции геометрического расхождения. Эти зависимости отражают эффекты пути, описываемые формулой [16]:

$$D(f,t) = Z(r)\exp[-\pi f r / Q(f)v], \quad (2)$$

где r – эпицентральное расстояние; v – скорость поперечных волн; $Z(r)$ – функция, описывающая геометрическое расхождение. Довольно часто она имеет вид трехсегментной функции [16] вида $1/r$ от 1 до 70 км, $1/70$ от 70 до 130 км и $(130/r)^{0,5/70}$ на расстояниях, больших 130 км.

Для определения добротности среды использовались записи землетрясений, произошедших в акватории моря Лаптевых. Записи были получены автономными сейсмическими станциями, установленными в

дельте р. Лены по российско-германскому научно-исследовательскому проекту «Сейсмичность и неотектоника Лаптевоморского региона» (СИОЛА) [17].

Были использованы записи пяти землетрясений, полученные 13 сейсмографами, с высоким отношением сигнал/шум на всех приборах. Диапазон эпицентральных расстояний составил 60–175 км. Записи коды этих сейсмических событий не были осложнены сигналами от землетрясений, следующими за основным толчком [10]. Все эти землетрясения имеют максимум спектра на частоте порядка 8 Гц, поэтому добротность земной коры в данном случае определена для частоты, близкой к доминирующей частоте этих сейсмических сигналов. Были получены зависимости логарифмов отношений спектральных амплитуд S -волн, с поправкой на функцию геометрического расхождения, к спектральным амплитудам кода-волн от расстояния r «источник-приемник»:

$$\lg\{A_i(f)/[Z(r)A_{ic}(f,t_0)]\} \quad (3)$$

для всех сейсмических станций и всех пяти землетрясений (пример на рис. 1). Спектры S -волн вычислялись в 10-секундных интервалах с началом в моменты их прихода, затем определялось среднеквадратичное значение их спектральной плотности. Спектры коды сигнала землетрясения определялись во временных 60-секундных окнах с началом по прошествии 90 секунд от времени в очаге, согласно рекомендациям из работы [18]. Затем точно так же определялся спектр коды, и вычислялось среднеквадратичное значение спектральной плотности. Как видно из рис. 1, эта зависимость аппроксимируется линейной функцией, определенной по методу наименьших квадратов, с высокими коэффициентами детерминации. Наклон линейных зависимостей b даст оценку добротности Q в земной коре дельты р. Лены и на юге моря Лаптевых [16]. При этом используется формула:

$$Q = \lg(e)\pi f / bV_s, \quad (4)$$

где V_s — скорость поперечных волн в км; f — частота сигнала в Гц; b — угловой коэффициент. Среднее значение добротности составило $Q = 486 \pm 42$. Возможно, на разброс значений влияет анизотропия среды в исследуемом районе.

Для получения данных о частотной зависимости добротности использовались записи землетрясения 05 ноября 2016 г. магнитудой 2.4. Сейсмограммы этого землетрясения показаны на рис. 2. Здесь верхняя трасса — это запись компоненты запад-восток горизонтального сейсмографа 30. Ниже приводятся трассы, полученные в результате фильтрации с использованием полосовых фильтров Баттерворта с центральными частотами, указанными на рис. 2 над каждой трассой. После этого строились графики, аналогичные представленному на рис. 1. Для всех частот эти зависимости аппроксимировались линейными функциями, определенными по методу наименьших квадратов. Добротность для разных

частот определялась по формуле (4).

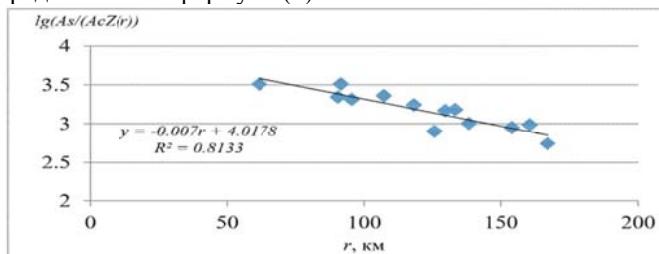


Рис. 1. Зависимость логарифмов отношений амплитуд S-волн с поправкой на функцию геометрического расхождения к амплитудам кода-волн от расстояния r «источник-приемник» для всех сейсмических станций.

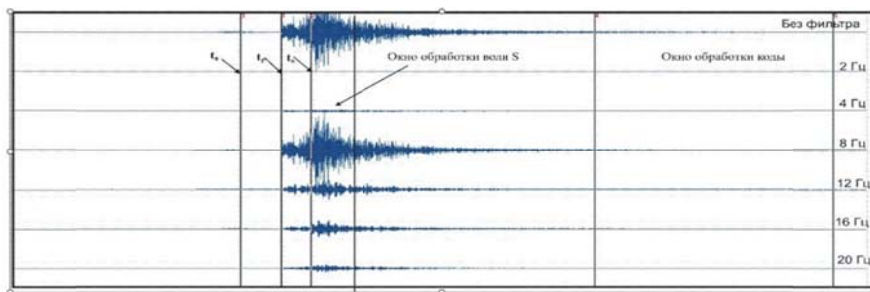


Рис. 2. Сейсмограммы землетрясения 5.11.2016, полученные сейсмографом 30, построенные с использованием фильтров с разными параметрами.

На рис. 3 приводится зависимость добротности от частоты для района моря Лаптевых с аппроксимирующей степенной кривой.

Согласно [18], показатель степени зависимости добротности от частоты изменяется от ~ 0.4 до ~ 1 . В земной коре моря Лаптевых добротность зависит от частоты в степени порядка 0.81 (рис. 3), что, по [18] подтверждает высокую тектоническую, а, следовательно, и сейсмическую активность региона.

По аналогичным исследованиям, выполненным по записям землетрясений сейсмической станции Тикси, были получены другие значения добротности на частоте 8 Гц, а именно $Q=800$ при близком значении степени зависимости от частоты $f=0.8357$. По-видимому, это связано с азимутальным направлением трасс, вдоль которых проводилось определение добротности. В рамках проекта СИОЛА они имели в основном северо-восточную ориентацию и пересекали разломы Лено-Таймырской зоны под углами, близкими к 90° . В случае Тикси их направление было близким к западному, и разломы пересекались под малыми углами. При этом уменьшался коэффициент отражения сейсмических волн от

плоскостей разломов и, как результат, наблюдалось увеличение добротности.

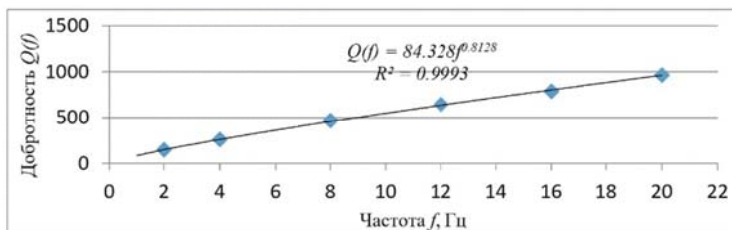


Рис. 3. Зависимость добротности от частоты для района моря Лаптевых с аппроксимирующей степенной кривой.

Работа выполнена в рамках Государственного задания № FMWE-2024-0018 (получение данных) и Гранта РНФ 23-17-00125 (разработка методов интерпретации данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гарагаш И. А., Ковачев С. А., Кузин И. П. Некоторые результаты анализа напряженного состояния земной коры бухты Буор-Хая (море Лаптевых) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 75.
2. Ковачев С.А., Кузин И.П., Соловьев С.Л. Кратковременное изучение микросейсмичности губы Буор-Хая, море Лаптевых, с помощью донных сейсмографов // Физика Земли. 1994. № 7–8. С. 65.
3. Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность лаптевоморского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмостанций на шельфе // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 33–49.
4. Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А. и др. Геодинамические режимы в лаптевоморском регионе согласно новейшим сейсмологическим данным // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 224–230.
5. Крылов А.А., Рукавишникова Д.Д., Баранов Б.В., Ковачев С.А. Современные тектонические процессы и связанные с ними геологические опасности в арктических морях России // Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022. Труды XI Международной научно-практической конференции. Тверь, 2022. С. 53–57.
6. Kovachev S.A., Libina N.V. Assessment of initial seismicity for offshore platforms: a case study of the Pechora Sea // Oceanology. 2024. V. 64. № 1. P. 139–148.
7. Krylov A.A., Ananiev R.A., Chernykh D.V. et al. A complex of marine geophysical methods for studying gas emission process on the Arctic shelf // Sensors. 2023. V. 23. № 8. P. 1–24.
8. Krylov A.A., Novikov M.A., Kovachev S.A. et al. Features of seismological observations in the Arctic Seas // Journal of Marine Science and Engineering.

2023. V. 11. № 12. P. 1–20.

9. Krylov A.A., Kovachev S.A., Ilinskiy D.A. et al. Ocean-bottom seismographs based on broadband met sensors: architecture and deployment case study in the Arctic // *Sensors*. 2021. V. 21. № 12. P. 1–22.

10. Павленко О.В. Оценки добротности коры и верхней мантии в окрестностях Сочи и Анапы (Северный Кавказ) // *Физика Земли*. 2016. № 3. С. 19–30.

11. Aki K. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 1980. V. 21. № 1. P. 50–60.

12. Букина К.И., Виллемсон Л.Х., Ковачев С.А., Соловьев С.Л. Амплитудные кривые объемных волн байкальских землетрясений по наблюдениям автономных донных сейсмографов // *Известия АН СССР. Серия «Физика Земли»*. 1983. № 3. С. 82–87.

13. Соловьев С.Л. Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. М.: Наука, 1993. 159 с.

14. Kovachev S.A., Kuzin I.P., Shoda O.Yu., Soloviev S.L. Attenuation of S-waves in the lithosphere of the Sea of Crete according to OBS observations // *Physics of The Earth and Planetary Interiors*. 1991. V. 69. № 1–2. P. 101–111.

15. Soloviev S.L., Bukina K.I., Kovachev S.A., Villemson L.Kh. Long-rang propagation of short period transversal and longitudinal seismic waves in the Baikal zone // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1987. V. 88. P. 125–137.

16. Boore D.M. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method // *Pure Appl. Geoph.* 2003. V. 160. P. 635–676.

17. Крылов А.А., Ковачев С.А., Гайсслер В.Х., Баранов Б.В. Проект «Сейсмичность и геотектоника Лаптевоморского региона (СИОЛА)»: оценка эффективности временной сейсмологической сети в дельте р. Лены // *Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН*. 2018. 3: 11 с.

18. Havskov J., Ottemoller L. Routine data processing in earthquake seismology with sample data, exercises and software. Springer Science+Business Media B.V. 2010.

In the present work, the Q-factor of the Laptev Sea crust was determined by the method of normalization using earthquake codes. Earthquake records were obtained by seismic stations installed in the Lena River delta under the SIOLA project. The value of Q at the frequency of 8 Hz was close to the value of 500, and the degree of dependence on frequency was equal to 0.81.

Корзинин Д.В., Штремель М.Н.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: korzinin@ocean.ru, mnshtremel@gmail.com)

**Нелинейные свойства волн как фактор формирования
песчаных валов по данным эксперимента в волновом лотке**
Korzinin D.V., Shtremel M.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Nonlinear wave properties as a factor in the formation of
sandbar according to the data of an experiment in a wave flume**

Ключевые слова: пляж, зона волнового заплеска, транспорт наносов, профиль равновесия

Анализируются результаты эксперимента в волновом лотке. Выявлены факторы, определяемые нелинейными свойствами волн, которые ведут к постепенному снижению расхода наносов при росте подводных песчаных валов, что можно рассматривать как условия формирования квазиравновесного профиля.

Введение. В волнах, подходящих к берегу, на промежуточной глубине, т.е. примерно с половины, равной половине длины волны, возникают кратные волновые гармоники. Характерной чертой данного процесса является периодический обмен энергией между основной и второй кратной гармониками [1, 2]. Рост второй гармоники приводит к трансформации изначально синусоидальных волн в асимметричные. В свою очередь, сдвиг фаз между гармониками влияет на асимметрию относительно вертикальной оси. В зоне обрушения волны приобретают пилообразную форму – передний склон волны становится круче, чем задний [3]. Изменение симметрии волн вызывает градиент расхода наносов, направленного в сторону берега (волновой перенос). Наличие данного градиента зачастую определяют как одну из причин возникновения подводных валов [4].

В рамках данного исследования, анализируются результаты эксперимента в волновом лотке. Поставлена цель определить, как нелинейные свойства и асимметрия волн определяет морфодинамику песчаного дна и как данные свойства эволюционируют во времени при изменении рельефа. Для минимизации влияния факторов, связанных с обрушением волн и возникновением противотечения, эксперимент в волновом лотке осуществляется с использованием ровного песчаного дна, т.е. без уклона характерного для береговой зоны.

Описание эксперимента. Эксперимент, в ходе которого исследовалось воздействие волн на песчаное дно, был осуществлен в период с 15 по 26 мая 2023 г. в волновом лотке ООО «Гидротехника» (г. Сочи). Параметры волнового лотка – длина 20 м, ширина 0.8 м, глубина 1 м. Хронограммы волн фиксировались с помощью 15-ти емкостных датчиков. В дальнейшем

рассматривается одна из 30 волновых серий, реализованных в рамках эксперимента. По результатам данной серии (run 36) под воздействием волн высотой 0.18 м и периодом 2 с наблюдалось формирование трех подводных валов на ровном песчаном дне (рис. 1).



Рис. 1. Схема волнового лотка в части расположения песчаного дна. Рельеф дна по итогам run 36. Сверху показано расположение датчиков волнения (5–15)

Методы обработки хронограмм волнения. Изменения симметрии волн влекут за собой соответствующие флуктуации придонных скоростей, что учитывает формула Бейларда для расчета транспорта наносов [5]:

$$q = \frac{1}{2} f_w \rho \left(\frac{\varepsilon_b}{\tan \varphi} \overline{u|u|^2} + \frac{\varepsilon_s}{W_s} \overline{u|u|^3} \right) \quad (1)$$

где $f_w = 0.01$ – коэффициент донного трения, ρ – плотность песка, $\varepsilon_b = 0.1$

и $\varepsilon_s = 0.01$ – коэффициенты турбулентной вязкости и турбулентной диффузии соответственно, $\tan \varphi = 0.5$ – коэффициент внутреннего трения частиц, W_s – гидравлическая крупность (скорость осаждения) наносов, $\overline{u|u|^2}$ и $\overline{u|u|^3}$ – третий и четвертый моменты горизонтальных скоростей движения воды u , осредненных за период волн.

Волновая компонента скорости придонного движения воды u во втором приближении может быть выражена как сумма основной и второй кратной гармоник следующим образом:

$$u(t) = u_m \cos \omega t + u_{2m} \cos(2\omega t + \varphi)$$

где u_m и u_{2m} – амплитуды первой и второй кратных гармоник горизонтальной компоненты волновой скорости; φ – сдвиг фаз между ними в радианах. Значения u_m и u_{2m} могут быть определены с помощью соотношения линейной теории волн:

$$u_m, u_{2m} = \frac{\omega a}{\sinh kd}$$

где ω – угловая частота, a – амплитуда, k – волновое число, d – глубина (значения ω , a , k определяются для каждой из гармоник).

Для определения a_1 и a_2 используется быстрое преобразование Фурье (БПФ). Результатом применения алгоритма БПФ является массив комплексных чисел, отражающих амплитуду и фазу каждой частотной компоненты, а также соответствующий массив частот. Амплитуда каждой

гармонической компоненты вычислялась по формуле:

$$A_k = \frac{2}{N} |X_k|,$$

где X_k – значение каждого из элементов массива БПФ, N – количество отсчетов. Амплитуда первой гармоники a_1 определена как максимум из полученного ряда значений A_k . и по массиву частот определена соответствующая частота первой гармоники. Амплитуда второй гармоники a_2 определена исходя из соответствующего значения частоты, которая вдвое больше чем частота первой гармоники.

Рост второй гармоники a_2 относительно первой a_1 оценивался с помощью соотношения $a_{2r} = a_2 / (a_1 + a_2)$. Ранее было показано, что максимальные значения направленной к берегу компоненты транспорта наносов, вызванной наличием у волн асимметрии, соответствуют точке максимума второй гармоники, где сдвиг фаз равен нулю [6].

Сдвиг фаз $\Delta\varphi$ определен путем восстановления сигналов отдельно для каждой из гармоник с помощью обратного преобразования Фурье и определения минимального расстояния, выраженного в угловых величинах, между пиками полученных хронограмм.

Результаты. Выявлено, что на внешнем склоне песчаных валов (под внешним склоном вала понимается склон, обращенный в сторону волнопродуктора) растут относительные величины второй волновой гармоники (a_{2r}), что приводит к увеличению волновой компоненты расхода наносов (рис. 2). После прохождения гребня a_{2r} снижается и увеличивается сдвига фаз между гармониками $\Delta\varphi$, что говорит об уменьшении волновой компоненты расхода наносов.

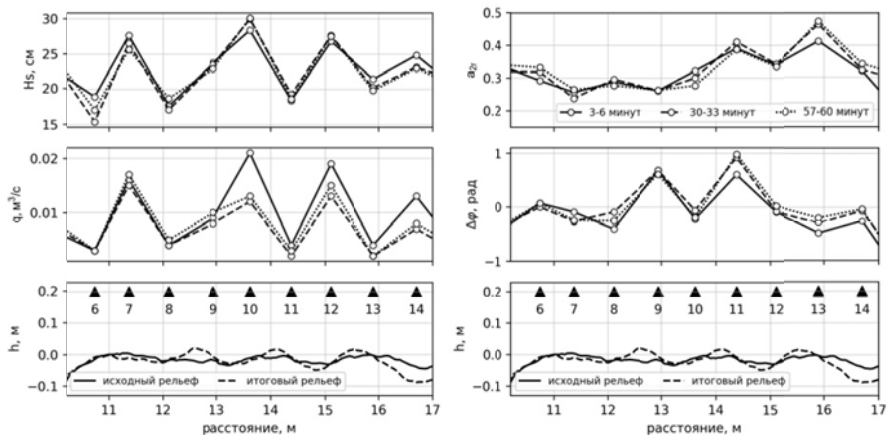


Рис. 2. Изменение значительных высот волн – H_s , расхода наносов – q , относительных величины второй волновой гармоники – a_{2r} , сдвига фаз между гармониками – $\Delta\varphi$ во время run 36. В нижнем ряду графиков показано изменение рельефа дна и положение датчиков волнения

С течением времени расход наносов q уменьшается на внешнем склоне вала за счет уменьшения значений a_{2r} . После прохождения гребня вала, при увеличении глубины дисперсионные процессы преобладают над нелинейными, что проявляется в увеличении сдвига фаз между волновыми гармониками. Оба этих фактора свидетельствуют о том, что происходит приближение профиля к квазиравновесному состоянию.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00238, <https://rscf.ru/project/24-27-00238/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Young I.R., Eldeberky Y. Observations of triad coupling of finite depth wind waves // Coastal Engineering. 1998. V. 33. P. 137–154. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(98\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(98)00006-4).
2. Van der Westhuysen A.J. Modelling nearshore wave processes // Proceedings of the ECMWF Workshop on Ocean Waves, Reading, UK, 25–27 June 2012.
3. Elgar S., Freilich M.H., Guza R.T. Model-data comparisons of moments of nonbreaking shoaling surface gravity waves // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95(C9). P. 16055–16063. <https://doi.org/10.1029/JC095iC09p16055>.
4. Boczar-Karakiewicz B., Davidson-Arnott R.G.D. Nearshore Bar Formation by Non-Linear Wave Processes – A Comparison of Model Results and Field Data // Marine Geology. 1987. V. 77 (3–4). P. 287–304. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(87\)90118-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(87)90118-6).
5. Bailard J.A. An Energetics Total Load Sediment Transport Model for a Plane Sloping Beach // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1981. V. 86 (C11). 10938–54. <https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10938>.
6. Shtremel M., Saprykina Y., Ayat B. The Method for Evaluating Cross-Shore Migration of Sand Bar under the Influence of Nonlinear Waves Transformation // Water. 2022. V. 14(2). 214. <https://doi.org/10.3390/w14020214>.

The results of a wave tank experiment are analyzed. Factors determined by the nonlinear properties of waves have been identified, which lead to a gradual decrease in sediment transport as underwater sandbars grow, a process that can be considered as conditions for the formation of a quasi-equilibrium profile.

Коротаев В.Н.², Римский-Корсаков Н.А.¹, Тихонова Н.Ф.¹

(¹Институт океанологии РАН имени П.П. Ширшова, Москва, e-mail: nrk@ocean.ru;

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, e-mail: vlaskor@mail.ru)

Особенности формирования побережий Чукотки и Корякского нагорья

Korotaev V.N.², Rimsky-Korsakov N.A.¹, Tikhonova N.F.¹

(¹Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, ²Lomonosov State University, Moscow)

Features of the formation of the coasts of Chukotka and the Koryak highlands

Ключевые слова: побережье, устьевая система, дельта, береговой бар, лагуна, фиорд

Экспедиционные исследования арктического побережья России дали обширный материал по гидрологии, русловой морфодинамике и геоморфологии устьевых областях крупных рек от Северной Двины до Колымы. Совместные работы МГУ, Северо-Восточного федерального университета имени М.К. Амосова и Института океанологии РАН имени П.П. Ширшова позволили значительно расширить географию исследований до побережий Чукотского и Берингова морей. В настоящее время, в условиях подъема уровня Мирового океана, общая тенденция к перестройке подводного склона и береговой зоны сохраняется и может быть крайне опасна для побережий, сложенных сильно льдистыми песчано-суглинистыми аллювиально-озерными отложениями. Дальнейшее повышение глобальной температуры существенно смягчит климат арктических побережий, вызовет деградацию мерзлоты, протаивание подземных льдов и ускорит процесс отступления береговых абразионных уступов, морского края речных дельт.

Под *Чукоткой* понимается часть территории Российской Федерации, входящая в Чукотский автономный округ общей площадью 721.5 тыс. км² и расположенная на крайнем северо-востоке России. Граничит с Якутией (Саха) на северо-западе (от мыса Медвежий на побережье Восточно-Сибирского моря вдоль правобережья Нижней Колымы и Омолона), Магаданской областью на юго-западе (в районе хребта Уш-Урэкчэн) и бывшим Корякским округом Камчатского края на юге (в районе хребтов Ичигемский, Пенжинский и Пикась). Омывается Восточно-Сибирским и Чукотским морями Северного Ледовитого океана и Беринговым морем Тихого океана. Крайняя северо-восточная часть Чукотки между Чукотским морем, проливом Беринга и Анадырским заливом носит название Чукотского полуострова. Побережье *Корякского нагорья* располагается в пределах бывшего Корякского округа от бухты Дежнева до полуострова Говена и омывается Беринговым морем и водами Олюторского залива (рисунки).



Рисунок. Схема района исследований

Природные ресурсы и уникальное географическое положение на территории древней Берингии издавна привлекало внимание ученых различных научных направлений, однако до настоящего времени для этого края не выработана единая научно обоснованная стратегия рационального природопользования.

Современный облик побережий окраинных морей России, в том числе и Чукотки, сформировался за последние 30 тыс. лет в результате регрессивно-трансгрессивной стадии Мирового океана, когда его уровень сначала опустился на 100–80 м во время последнего (валдайского) оледенения, а затем поднялся до современного положения 6–5 тыс. лет назад в послеледниковье [1–5].

Наиболее характерным геоморфологическим обликом морских побережий Чукотского полуострова и Корякского нагорья является формирование фиордовых типов берегов.

Следующей характерной чертой геоморфологии берегов Чукотки является широкое развитие лагунных побережий.

Заключение. На формирование рельефа береговой зоны Чукотки и

Корякского нагорья наибольшее влияние оказала послеледниковая трансгрессия моря, в ходе которой произошло подтопление низменных холмистых прибрежных равнин, речных долин и фиордов. Активное воздействие волновой деятельности моря привело к размыву верхней части подводного склона, перестройке его профиля и отступанию аккумулятивных форм в сторону суши и создание современных очертаний береговой линии. Выдвинутые в море участки побережья, сложенные толщей рыхлых четвертичных отложений, были частично размывы волнами, а наносы вовлекались в продольное и поперечное перемещения, формируя косы и пересыпи, что привело к общему выравниванию береговой линии. В настоящее время в условиях подъема уровня Мирового океана общая тенденция к перестройке подводного склона и береговой зоны сохраняется и может быть крайне опасна для побережий, сложенных сильно льдистыми песчано-суглинистыми аллювиально-озерными отложениями. Дальнейшее повышение глобальной температуры существенно смягчит климат арктических побережий, вызовет деградацию мерзлоты, протаивание подземных льдов и ускорит процесс отступления береговых абразионных уступов, морского края речных дельт.

В настоящее время, при поддержке русского Географического общества готовится к изданию «Атлас геоморфологии морских берегов и устьевых систем рек Чукотки и Корякского нагорья». Издательский проект РГО № 61 600.

Исследовательская работа выполнена при финансовой поддержке Минобнауки РФ:

Госзадание № 121051100166-45 Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова,

Госзадание № FMWE-2024-0024, камеральные исследования выполнены частично при поддержке Гранта РНФ (проект № 23-17-00156)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас: морфодинамика устьевых систем крупных рек арктического побережья России / Отв. редакторы: В.Н. Коротаев, Г.И. Рычагов, Н.А. Римский-Корсаков. М.: АПРА, 2017. 148 с.
2. Атлас: геоморфология устьевых систем крупных и малых рек Юга и Дальнего Востока России / Отв. редакторы: В.Н. Коротаев, Г.И. Рычагов, Н.А. Римский-Корсаков. М.: Географический ф-т МГУ, Институт океанологии РАН – АПР, 2020. 150 с. С. 85–89.
3. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
4. Каплин П.А. Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа. М.: Географический ф-т МГУ, 2010. 620 с.
5. Природа и ресурсы Чукотки (Труды Чукотского филиала СВКНИИ ДВО

Expeditionary studies of the Arctic coast of Russia have provided extensive material on the hydrology, channel morphodynamics, and geomorphology of the estuaries of large rivers from the Northern Dvina to the Kolyma. The joint work of Moscow State University, the Northeastern Federal University named after M.K. Amosov and the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences has significantly expanded the geography of research to the coasts of the Chukchi and Bering Seas. Currently, under conditions of rising sea levels, the general trend towards the restructuring of the underwater slope and the coastal zone persists and can be extremely dangerous for coasts composed of strongly icy sandy-loamy alluvial-lacustrine deposits. A further increase in global temperature will significantly soften the climate of the Arctic coasts, cause permafrost degradation, thawing of underground ice and accelerate the process of retreat of coastal abrasive ledges, the sea edge of river deltas.

Крыленко В.В., Крыленко М.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: krylenko.slava@gmail.com)

**Исследование форм подводного рельефа Бакальской банки
(Каркинитский залив Черного моря)**

Krylenko V.V., Krylenko M.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Study of the underwater relief forms of the Bakalskaya Bank
(Karkinitzky Bay, Black Sea)**

Ключевые слова: Черное море, Каркинитский залив, Бакальская банка, подводный рельеф, эрозионно-аккумулятивные формы, Sentinel-2

Выполнен анализ происхождения и оценена динамика гидрогенных мезоформ подводного рельефа, выявленных в районе Бакальской банки на космических снимках Sentinel-2. Наибольший интерес вызывает система устойчивых во времени и пространстве субпараллельных ложбин, перпендикулярных продольной оси Бакальской банки, не имеющая аналогов на подобных аккумулятивных формах.

Бакальская коса расположена на СЗ побережье Крымского п-ова, ее подводным продолжением является Бакальская банка, протянувшаяся поперек Каркинитского залива Черного моря. Методика и некоторые результаты изучения подводного рельефа Бакальской банки на основе обработки космических снимков Sentinel-2 были авторами опубликованы ранее [1, 2]. В последующие годы с использованием данной методики оценивалась динамика выявленных гидрогенных донных мезоформ (рисунок), уточнялись их морфометрические характеристики. В настоящей работе на основе полученных материалов впервые выполнен анализ генезиса и динамики обнаруженных уникальных форм подводного рельефа.

Значительное влияние на формирование современного подводного рельефа Каркинитского залива оказали регрессионно-трансгрессионные циклы. В периоды регрессий мощность вдольбереговых потоков наносов снижалась, преобладали поперечные миграции материала с формированием аккумулятивных форм замыкающего типа, отчленявших часть акватории Каркинитского залива. В ходе трансгрессий повышение уровня моря обусловило быстрые темпы отступления абразионных берегов и значительное увеличение объемов наносов во вдольбереговых потоках. В свою очередь, насыщение вдольбереговых потоков способствовало формированию у выступов берега аккумулятивных форм сводного типа, конфигурацию и длину которых определяли подводный рельеф и волнение.

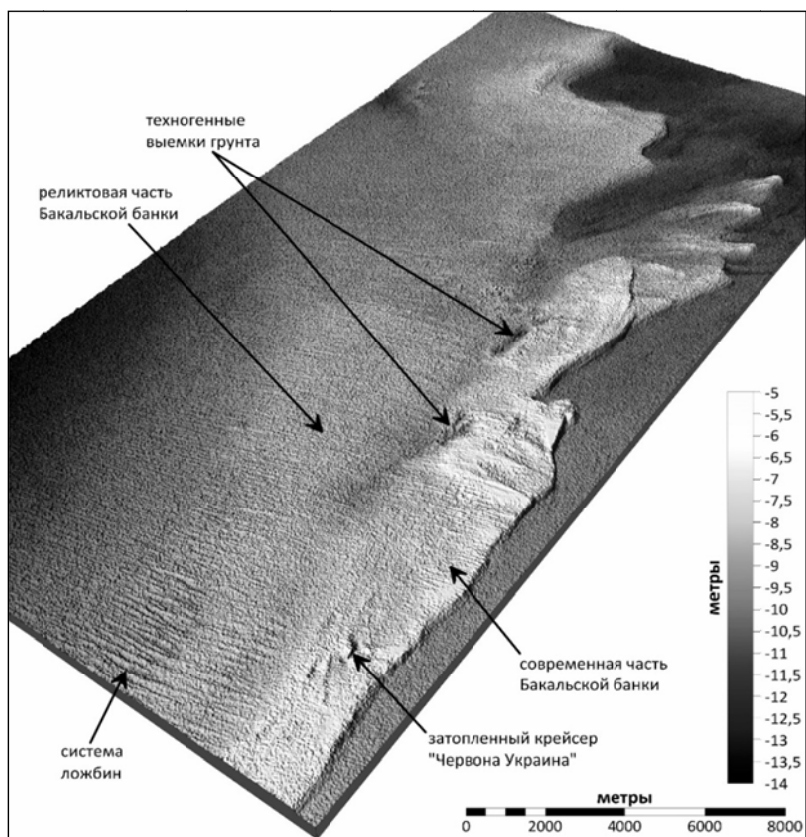


Рисунок. 3D-модель подводного рельефа Бакальской банки.

Восточная, молодая генерация Бакальской банки формировалась вдоль оси древней аккумулятивной формы замыкающего типа, отчленявшей от Черного моря восточную часть Каркинитского залива при более низком уровне моря. Древняя банка постепенно загибается к СЗ, следуя контуру изобат дна, и практически достигает северного берега Каркинитского залива. Тела современной и реликтовой аккумулятивных форм на юге соприкасаются, между ними прослеживается неглубокая ложбина с пологими бортами, ширина этой ложбины увеличивается от 1 км на юге до 2 и более км на севере, где они окончательно расходятся (рисунок). На этом участке четко прослеживается оконечность современной банки, сформированная направленными на север потоками наносов. Наличие ложбины и тот факт, что современная банка вблизи оконечности отделена от древней участком ровного дна, указывает на разные условия формирования этих форм рельефа. Древняя банка формировалась при более

низких отметках уровня моря как замыкающая форма с преобладанием поперечного движения наносов, современная банка формировалась как свободная форма с преобладанием продольного движения наносов. Наиболее вероятной причиной смещения к востоку современной Бакальской банки является резкое изменение планового положения уреза вследствие подъема уровня моря и абразионного отступления берегов.

Аккумулятивное тело современной и северный отрезок реликтовой части Бакальской банки имеют асимметричный поперечный профиль: западный склон пологий, восточный край крутой, превышение его над прилегающим дном Каркинитского залива составляет 5–8,5 м. Наименьшие глубины вдоль продольной оси современной банки составляют 4–5, реликтовой 6–8 м.

Поверхность как современной, так и древней аккумулятивных форм осложнена вторичными положительными и отрицательными формами мезорельефа (рисунок), образующихся под действием сложного сочетания разнонаправленных движений водных масс. Отмечена динамика этих форм рельефа, что указывает на то, что обе генерации аккумулятивных тел Бакальской банки являются литодинамически активными.

Поперечное строение банки отражает движение наносов к востоку под действием мощных [3] волнений З-ЮЗ направлений. Основу бюджета наносов западной ветви Бакальской косы составляют продукты абразии и ракуша, поступающие с вдольбереговым потоком и с подводного склона. Материал банки по своему составу отличен от материала косы, и возможность поступления наносов с тела косы на Бакальскую банку исключается. Согласно [4], на восточном крутом склоне банки залегает плохо сортированные наносы из песка со слабоокатанной крупной толстостенной ракушей, имеющей следы длительного пребывания на дне. Поскольку эти наносы не были принесены с косы и не могли быть образованы на месте, единственный способ их поступления на восточный край банки – это перемещение вверх по подводному склону на гребень банки и сваливание вниз по крутому склону. Местом происхождения может быть широкая полоса западного склона Бакальской банки.

В составе наносов современной генерации Бакальской банки и на Бакальской косе обнаружены древние формы раковинных моллюсков и морских ежей Карангатского времени, не живущих в настоящее время в Каркинитском заливе. Эти находки указывают на интенсивный вынос материала, накопленных ранее в теле реликтовой Бакальской банки.

Вдоль оси современной Бакальской банки, а также на северном участке реликтовой расположены отмели, имеющие каплевидную или дуговидную форму (рисунок). Несмотря на то, что генеральный поток наносов определяется мощным волнением западных румбов и направлен на восток, конфигурация отмелей указывает на наличие течений, направленных на запад. В качестве примера приведем характерные гидрогенные донные

формы, образующиеся при обтекании корпуса затопленного в 1952 г. крейсера «Червона Украина» [5] (рисунок). Поскольку волны В-СВ направлений [3] не могут перемещать наносы на таких глубинах, динамику отмелей определяют движения водных масс иной природы. Вероятно, над Бакальской банкой могут наблюдаться компенсационные течения, формирующиеся в придонных слоях восточной части Каркинитского залива при действии волн З-ЮЗ направлений. Кроме того, при восточных ветрах могут наблюдаться направленные на запад сгонные течения. Наконец, могут образовываться течения при разности плотностей (по солености и температуре) водных масс восточной и западной частей залива. При прохождении над гребнем Бакальской банки эти течения резко усиливаются и формируют характерную конфигурацию отмелей.

Источником материала для формирования отмелей, помимо образующегося при эрозии древнего аккумулятивного тела, является ракуша, продуцирующаяся на обширном пространстве дна к западу от банки [6]. На присутствие запасов наносов и их поперечное движение к берегу указывает наличие подводных валов вдоль западной ветви косы [7]. Изменения объема поступающих к дистальной части Бакальской косы наносов, вызванные колебаниями уровня моря, продуктивностью популяций раковинных моллюсков, интенсивностью абразионных процессов определяют периоды роста и стагнации косы. В периоды роста протяженность косы увеличивается в северном направлении, вдоль оси Бакальской банки. В периоды стагнации происходит отрыв дистальной части с образованием островов. Эти острова, оказавшиеся без подпитки наносами, под действием волн разрушаются, а слагающий их материал смещается на восток, образуя характерные отмели – выступы на восточном краю Бакальской банки. Подобный процесс наблюдается с 2010 г., когда произошло отделение дистальной части и превращение ее в остров, развивающийся в дальнейшем независимо с точки зрения литодинамики [8].

Нами обнаружена система субпараллельных прямолинейных ложбин и разделяющих их валов, покрывающих всю поверхность древней части Бакальской банки (рисунок). Протяженность ложбин не менее 5-6 км, они ориентированы по нормали к оси Бакальской банки. Превышение валов над дном ложбин, в зависимости от участка, составляет от 1 до 1.5 м. Ширина ложбин, также в зависимости от участка, составляет от 50 до 150 м. Характеристики выявленных форм позволяют предположить их эрозионное происхождение. Древнее аккумулятивное тело сложено уплотненными песками с примесью гальки и ракуши. Под действием направленных на запад придонных течений в древних прибрежно-морских отложениях (ракуша, галька, песок сцементированные суглинком) сформировались постепенно удлиняющиеся эрозионные врезы. Извлеченный в ходе эрозии материал (включая древнюю ракушу) впоследствии подхватывается крупными волнами западных румбов и выносится к восточному краю

современной банки. Относительная стационарность течений, сравнительно высокая устойчивость и гомогенность донных отложений способствуют регулярности в пространственном расположении, сходству морфометрических характеристик, стабильности образовавшихся форм рельефа. При сравнении разновременных снимков периода 2016-2025 гг. не отмечено существенных изменений в пространственной структуре указанных форм, в отличие от быстро меняющих конфигурацию отмелей.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ 25-17-00104, <https://rscf.ru/project/25-17-00104/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Krylenko V., Aleinikov A., Krylenko M. et al. Possibility of the underwater topography studying of large accumulative forms according to Sentinel-2 data // Proc. SPIE 11174, 111741P. <https://doi.org/10.1117/12.2532292>
2. Крыленко В.В., Крыленко М.В., Алейников А.А. Исследование подводного рельефа Бакальской банки по данным космических снимков SENTINEL-2 // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 2. С. 30–39.
3. Дивинский Б.В. Гидродинамические условия вод в районе Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 1–39.
4. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Гос. Изд-во географической литературы, 1958. 374 с.
5. Вахонеев В.В., Двухшорстнов В.И. Подводные исследования крейсера «Червона Украина» в 2021 году // Вопросы подводной археологии. 2021. № 12. С. 5–22.
6. Косьян А.Р. Роль прибрежных моллюсков в формировании карбонатных осадков Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 81–91.
7. Руднев В.И. Особенности рельефа дна прибрежной зоны Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 15–21.
8. Горячкин Ю.Н., Косьян Р.Д. Образование нового острова у берегов Крыма // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 323–330.

The origin and dynamics of hydrogenic mesoforms of the underwater relief identified in the area of the Bakalskaya Bank by Sentinel-2 space images have been analyzed. Of greatest interest is the system of stable subparallel hollows, perpendicular to the longitudinal axis of the Bakalskaya Bank. No analogues on similar accumulative forms.

**Крылов А.А., Лобковский Л.И., Баранов Б.В.,
Новиков М.А., Рукавишникова Д.Д.**

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

**Сеймотектонический фактор в флюидодинамических и
оползневых процессах в море Лаптевых**

**Krylov A.A., Lobkovsky L.I., Baranov B.V., Novikov M.A.,
Rukavishnikova D.D.**

(Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow)

**Seismotectonic factor in fluid dynamic and landslide processes
in the Laptev Sea**

Ключевые слова: море Лаптевых, землетрясения, газовые сипы, оползни, триггерный эффект

Новые сейсмологические и геофизические данные, полученные в море Лаптевых, выявили взаимосвязь сеймотектоники с оползневыми и флюидодинамическими процессами в регионе. Полученные результаты необходимы для задачи районирования морских геологических опасностей.

Настоящая работа направлена демонстрацию взаимосвязи региональной сеймотектоники с оползневыми и флюидодинамическими процессами. на примере Лаптевоморского региона, самого сейсмоактивного в российской Арктике. Для этих целей были использованы результаты наземных и донных детальных сейсмологических наблюдений, а также доступные результаты детальных геофизических исследований и данные по расположению газовых сипов, т.е. мест активного выделения пузырькового газа с морского дна в водную толщу и далее в атмосферу.

Было выявлено, что в пределах центральной части континентальной окраины моря Лаптевых между сочленением хребта Гаккеля со склоном и хребтом Ломоносова располагается система каньонов. Обрушение стенок каньонов приводит к возникновению оползневых потоков, которые формируют в верхней части осадочного разреза три горизонта отложений перемещенного материала. Оползневые потоки выносят осадочный материал в котловину Амундсена на расстояние до 325 км, образуя широкое континентальное подножье [1].

Образование каньонов может быть обусловлено растяжением Евразийского бассейна при возвратном движении подлитосферного течения верхнемантийной ячейки. Сейсмичность, приуроченная к хребту Гаккеля и Лаптевоморской рифтовой системе и газовые сипы на шельфе вблизи сочленения хребта с континентальным склоном, вероятно, являются триггерными механизмами, которые могут вызывать обрушение склонов каньонов с формированием оползневых потоков.

В свою очередь, распределение газовых сипов на внешнем шельфе моря Лаптевых ориентировано вдоль предполагаемого трансформного разлома, представляющего из себя северо-восточный сегмент Хатангско-Ломоносовской зоны разломов. Другая крупная область концентрации сипов в губе Буор-Хая также расположено в окрестности крупных разломных зон [2–3]. Согласно анализу известных механизмов очагов землетрясений, обе крупнейших сиповых области в регионе находятся в поле доминирующих растягивающих напряжений в коре [4].

Пути подвода газа к поверхности верхней части геологического разреза, вероятно, служат талики в вечной мерзлоте. Протаивание мерзлоты в этом районе может быть обусловлено повышенным тепловым потоком, которым характеризуются крупные разломные зоны.

Сейсмические волны от землетрясений сами по себе могут служить триггером прорыва или регулятором интенсивности выхода геофлюидов из грунта [5]. Карты распределения плотности сейсмической энергии в Лаптевоморском регионе от региональных сейсмических событий, а также от удаленных событий с Алеутской дуги и Аляски, демонстрируют, что в акватории моря Лаптевых возможно влияние сейсмических волн от локальных и удаленных землетрясений на интенсивность разгрузки метана из донных осадков в водную толщу.

Локальные сейсмологические наблюдения в дельте р. Лены также выявили сезонную изменчивость микросейсмичности, связанную с переменной гидрологической нагрузкой на литосферу, которая, в свою очередь, включает в себя влияние снежного и ледового покрова, вариации уровня воды в протоках дельты, водонасыщенности коры [6].

Полученные в ходе реализации проекта результаты могут быть использованы на практике при оценке и районировании сейсмической и связанных с сейсмичностью геологических опасностей в море Лаптевых.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках государственного задания № FMWE-2024-0018 (анализ геофизических разрезов и выявлению на них оползей на склоне) и гранта РФФИ № 23-17-00125 (анализ связи оползневых и флюидодинамических процессов с сейсмичностью региона).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Baranov B.V., Krylov A.A., Rukavishnikova D.D. et al. Landslide Processes in the Central Part of the Laptev Sea Continental Slope and Their Relation to Tectonics // *Doklady Earth Sciences*. 2025. V. 523(12). <https://doi.org/10.1134/S1028334X25606522>
2. Krylov A.A., Ananiev R.A., Chernykh D.V. 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., Рукавишникова Д.Д. и др. Новые данные о сейсмотектонике моря Лаптевых по наблюдениям донных сейсмостанций // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 98–103. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601582>
4. Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А. и др. Геодинамические режимы в Лаптевоморском регионе согласно новейшим сейсмологическим данным // Доклю ЗАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 224–230. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601783>
5. Shi Z., Wang G., Manga M., Wang C.-Y. Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 430. P. 66–74.
6. Novikov M.A., Krylov A.A., Radiuk E.A. et al. Spatial Distribution and Seasonal Variability of Weak Seismicity in the Lena Delta (Laptev Sea Region) // Pure Appl. Geophys. 2025. V. 182. P. 2753–2779. <https://doi.org/10.1007/s00024-025-03755-6>

New seismological and geophysical data obtained in the Laptev Sea have revealed the relationship between seismotectonics and landslide and fluid-dynamic processes in the region. The results obtained are necessary for the task of zoning marine geological hazards.

Левченко Д.Г.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail levch35@mail.ru;

Источники инфранизкочастотных (0.005–0.5 Гц)

сейсмических сигналов и особенности их регистрации на океаническом дне

Levchenko D.G.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Sources of infra-low frequency (0.005–0.5 Hz) seismic signals and features of their recording on the ocean floor

Ключевые слова: низкочастотное землетрясение, зона субдукции, широкополосный сейсмометр.

Рассматривается возможность использования разработанного в ИОРАН широкополосного донного сейсмометра ШАДС для регистрации «медленных» землетрясений в инфранизкочастотном диапазоне с целью изучения механизмов подготовки сильных морских землетрясений в зоне субдукции.

В последние годы значительно вырос интерес к регистрации сейсмических сигналов на морском дне в инфранизкочастотном диапазоне (ниже 0.5 Гц) в связи с обнаружением и интенсивным изучением так называемых «медленных» землетрясений. Подобные события были обнаружены на морском дне в зонах субдукции и являются уникальным источником информации о физических процессах во время подготовки крупных землетрясений [1]. Эти явления можно разделить на геодезические и сейсмические события. Первые включают процессы медленного скольжения в течение коротких или длительных периодов времени, вторые представляют собой инфранизкочастотные землетрясения (с периодами от 10 до 100 с) и отдельные сейсмические толчки. Несмотря на растущее количество обнаружения этих событий, механизмы их источников все еще плохо изучены. Одной из основных причин является очень низкий уровень их энергии (магнитуда $M < 3$). Регистрация их производится в настоящее время только на морском дне с помощью сложной распределенной системы кабельных сейсмографов (например, DONET в Японии) с последующей специальной статистической обработкой [2]. При этом теряются индивидуальные особенности записей, что снижает их информативность.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН в течение ряда лет разрабатывались и использовались широкополосные автономные донные сейсмографы (ШАДС) с эффективной полосой регистрации от 0.003 до 20 Гц [3]. В конструкции приборов использовались хемотронные (молекулярно-кинетические) сейсмоприемники. Существенное внимание уделялось вопросам повышения реальной чувствительности приборов. С этой целью подробно изучались различные источники помех на дне

акваторий: из-за особенностей взаимодействия корпуса сейсмографа с дном, от морских гравитационных волн, от придонных течений, от конструктивных резонансов в водном слое и дне и др. Разрабатывались, также, схемные решения для снижения собственных шумов аппаратуры [4]. В результате был определен минимальный уровень шумов до 10^{-8} м/сГц на частоте 0.1 Гц при постановке прибора на дно в районе Азорских островов на глубину 1660 м в точке с координатами $35^{\circ}18'$ с.ш. и $34^{\circ}46'$ з.д. Широкая полоса и высокая чувствительность аппаратуры позволили получить ряд уникальных записей на дне: штормовых микросейсм, слабых землетрясений (с магнитудой $M_L < 0$) и удаленного ($L=10$ тысяч км) землетрясения средней энергии ($M_S = 6.7$). На рисунке приведены результаты регистрации вторичных микросейсм и инфранизкочастотных сейсмических сигналов (период около 100 с), полученные в районе Срединно-Атлантического хребта с помощью ШАДС. Уровень микросейсм и сейсмических сигналов составляет около 10^{-6} м/с, что соизмеримо с уровнем сигналов «медленных» землетрясений.

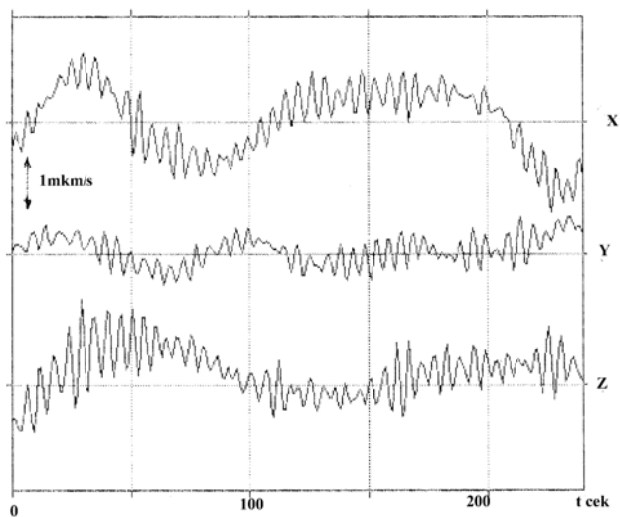


Рисунок. Результаты регистрации сейсмографом ШАДС штормовых микросейсм и инфранизкочастотных сейсмических сигналов на океаническом дне

В настоящее время в ИОРАН с помощью спутниковых геодезических систем проводятся интенсивные изучения тектонических движений в Курило-Камчатской зоне субдукции [5]. Представляется целесообразным расширение сферы исследований путем изучения «медленных» сейсмических событий в этой зоне и в зоне Арктического бассейна. В

докладе кратко обобщаются результаты опыта ИОРАН по обеспечению помехоустойчивой регистрации слабых инфранизкочастотных сейсмических сигналов. Предлагается и обосновывается возможность использования модернизированного сейсмографа ШАДС для регистрации сигналов «медленных» землетрясений в сейсмоактивных зонах с целью лучшего понимания тектонических процессов и возможного обнаружения предвестников сильных морских землетрясений. В отличие от стационарной кабельной системы DONET автономные сейсмографы ШАДС являются мобильными, что позволяет выбирать лучшее расположение на дне, с минимальным уровнем помех. В результате появляется возможность прямой регистрации слабых сигналов без статистической обработки, что позволяет сохранять их индивидуальные особенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tokuda T., Shimada H. Classes of low-frequency earthquakes based on inter-time distribution reveal a precursor event for the 2011 Great Tohoku earthquake // www.nature.com/scientificreports. 2019. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45765-0>. 15 p.
2. Kimura T., Mikada H., Araki E., Machida Y. Seismic Velocity Monitoring Using Ambient Noise Observed by DONET Seismometers in the Nankai Trough, Japan // 20th Intern. Symp. Recent Advances in Exploration Geophysics (RAEG 2016). V. 2016. P. 1–4. DOI: <https://doi.org/10.3997/2352-8265.20140212>
3. Левченко Д.Г. Результаты регистрации широкополосных (0.003–10 Гц) сейсмических сигналов на морском дне // Океанология. 2002. Т. 42. № 4. С. 620–631.
4. Левченко Д.Г. Влияние придонных течений на регистрацию сейсмических сигналов на морском дне // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 768–784. DOI: 10.31857/S0030157422050112
5. Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М. Сейсмотектонические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г. на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // ДАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 548–552. DOI: 10.31857/S086956520002121-6

The possibility of using the broadband bottom seismometer SHADS developed at the Institute of Oceanology and the Russian Academy of Sciences to record “slow” earthquakes in the infra-low frequency range is being considered in order to study the mechanisms of preparation of strong sea earthquakes in the subduction zone.

Леонтьев И.О., Корзинин Д.В.

Смещения береговой линии, обусловленные сезонными колебаниями волновой активности

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, igor.leontiev@gmail.com, korzinin@ocean.ru)

Leont'yev I.O., Korzinin D.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Shoreline displacement due to seasonal changes in wave activity

Ключевые слова: пляж, зона волнового заплеска, транспорт наносов, профиль равновесия

Предложена модель для оценки смещений береговой линии при воздействии волн на песчаный берег. Проведено тестирование модели по материалам наблюдений на участке побережья Балтийской косы. Показано, что модель способна воспроизводить сезонные изменения положения уреза с ошибкой 2.1 м.

Введение. Во время шторма береговая линия оказывается в зоне действия волнового заплеска, где течения способны перемещать значительные объемы наносов. В результате перераспределения материала и деформаций профиля пляжа положение береговой линии может существенно изменяться. Прогноз смещений береговой линии в масштабах отдельных штормов и сезонных изменений волновой активности является актуальной и практически значимой задачей. В настоящей работе предложена модель, позволяющая определить изменения положения уреза на протяжении заданного периода времени.

Концепция модели. Зона заплеска включает надводную и подводную части пляжа, ограниченные соответственно высотой заплеска R и глубиной h_w . Используя принцип сохранения массы, можно показать, что смещения уреза Δx_0 за промежуток времени Δt определяются соотношением

$$\Delta x_0 = -\frac{\hat{q}_w \Delta t}{h_w + R},$$

где \hat{q}_w – расход наносов на глубине h_w . В принятой системе координат $\Delta x_0 > 0$ соответствует отступанию берега. Итоговое смещение береговой линии X_0 за рассматриваемый интервал времени подсчитывается суммированием значений Δx_0 для всех последовательных временных шагов.

Для определения расхода наносов \hat{q}_w используется подход, предполагающий пропорциональность \hat{q}_w разности скоростей диссипации энергии при фактическом и равновесном состояниях профиля, что приводит к соотношению

$$\hat{q}_w = K_w \Phi_g \Phi_d \frac{H_{s0}^2}{T_p} \left(\frac{h_w}{H_{s0}} \right)^{3/2} |\xi - \xi_{eq}| \cos \Theta_B.$$

Здесь K_w – безразмерный коэффициент (10^{-3} – 10^{-4}), Φ_g отражает зависимость

расхода от размера частиц песка, Φ_d определяет направление транспорта наносов (+1 к берегу, -1 от берега), H_{s0} и T_p – высота и период волн на глубокой воде, Θ_B – угол подхода волн на глубине обрушения, $\xi = \frac{\beta}{\sqrt{H_{s0}/L_0}}$ – параметр Ирибаррена, β – уклон пляжа, L_0 – длина волн. Для ξ_{eq} величина β соответствует уклону равновесия β_{eq} . В ходе эволюции пляжа его уклон β стремится к значению β_{eq} , следуя зависимости

$$\frac{d\beta}{dt} = \lambda(\beta_{eq} - \beta),$$

где t – время, λ – скорость изменений, зависящая от волновой активности.

Тестирование и калибровка модели выполнены на основе опубликованных данных лабораторных экспериментов.

Проверка модели в морских условиях. Данные наблюдений, использованные для проверки модели, получены на участке аккумулятивного побережья Балтийской косы, который характеризуется системой подводных валов. Участок исследований имел протяженность 600 м вдоль берега. Детальное описание района и методики исследований приведены в работе [1]. Наблюдения за динамикой прибрежного рельефа осуществлялись на шести профилях в период с мая 2019 г. по август 2023 г. Временные промежутки между съемками составляли от нескольких месяцев до полутора лет.

Для характеристики волнового режима в периоды между съемками использовались данные реанализа волнения ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов [2], характеризующие высоты, периоды и азимуты волн с дискретностью 1 ч.

Сравнение итоговых измеренных и расчетных смещений уреза показывает, что модель адекватно реагирует на изменения волновой обстановки, и предсказанные тренды в основном совпадают с наблюдаемыми. Коэффициент определения (determination coefficient), характеризующий связь расчетных и измеренных величин, равен $r^2=0.790$. Среднеквадратичная ошибка расчетов RMSE составляет 2.1 м. Оптимальные значения коэффициента K_w оцениваются так: аккумуляция ($\Phi_d = 1$) – 0.0010; размыв ($\Phi_d = -1$) – 0.0005.

Обсуждение результатов и заключение. На рисунке приведены расчетные хронограммы смещений уреза и объемов наносов, поступивших на пляж или вынесенных с него на подводный склон. Там же приведены хронограммы высот волн по данным реанализа волнения ERA5.

Представленные на рис. 1 колебания положения береговой линии X_0 демонстрируют очевидную связь с сезонными колебаниями волновой активности. В периоды низкой активности берег выдвигается в сторону моря, чему соответствует сдвиг кривой X_0 в нижнюю часть графика (в сторону отрицательных значений). Это хорошо заметно на графике временного сегмента 4, который приходится на летний сезон с мая по

сентябрь.

Сезон зимних штормов характеризуется отступанием берега, на что указывает смещение кривой X_0 в верхнюю часть графика временного сегмента 3, который охватывает промежуток с октября по март.

Судя по графику временного сегмента 8, период полного цикла эволюции береговой линии может длиться около полутора лет. Сегменты 3 и 4, по сути, отражают отдельные части этого цикла. Согласно расчетным оценкам, колебания укладываются в интервал от -7 до 8.5 м. Это неплохо коррелирует с фактическими данными, согласно которым, за весь период наблюдений средние смещения берега находились в пределах от -6 до 10 м.

Представляют интерес изменения объема наносов V_{bw} , перемещаемого через нижнюю границу пляжа. Значения V_{bw} оказываются в отрицательной области, причем для сегментов 3 и 8 объемы выноса с пляжа на подводный склон растут с течением времени. На примере сегмента 8 видно, что за период около полутора лет потери материала пляжа могут превысить 30 м^3 на метр длины берега. Пока нет ответа на вопрос, будут ли эти потери восполнены в ходе последующих циклов эволюции берега или тренд к размыву пляжа сохранится. Результаты модельных расчетов, очевидно, служат дополнительным стимулом для продолжения наблюдений и поисков ответа на данный вопрос.

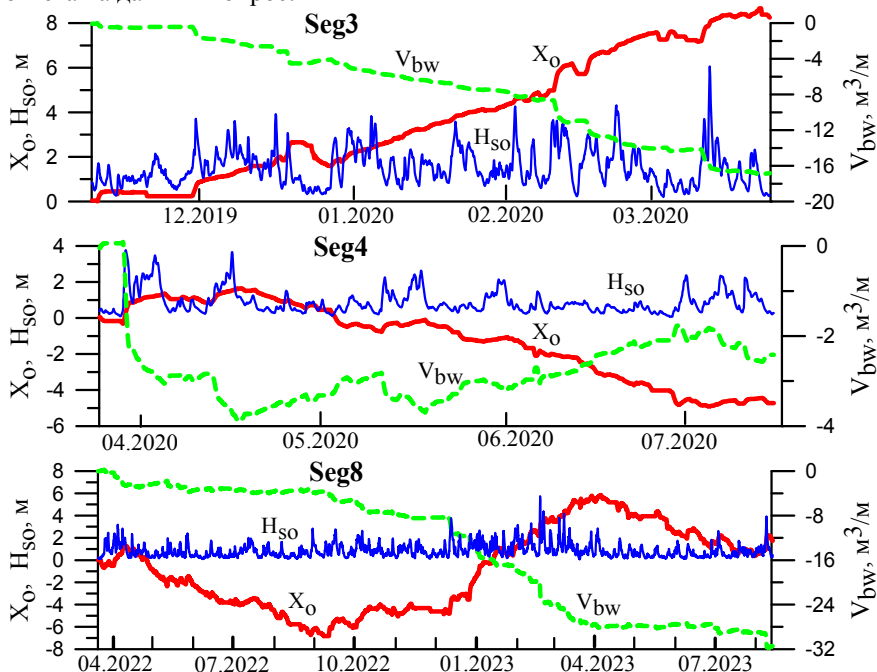


Рисунок. Хронограммы смещений береговой линии (X_0), высот волн (H_{s0}) и

объемов материала (V_{bw}), проходящих через нижнюю границу зоны заплеска в течение данного временного сегмента.

Тестирование модели в морских условиях показывает, что масштаб потоков наносов и смещений береговой линии существенно зависит от наличия или отсутствия системы подводных валов на береговом склоне. В первом случае объемы транспортировки песка между пляжем и подводным склоном сравнительно малы, и то же относится к средним смещениям уреза (несколько метров за сезон). При отсутствии системы подводных валов берег более чувствителен к внешним воздействиям, и всего лишь два последовательных шторма могут вызвать отступление берега более чем на 20 м [3].

Калибровочные коэффициенты модели для выделенных типов берегов значительно отличаются друг от друга, что связано с различием величин потоков энергии, достигающих пляжа. При практическом применении модели, по-видимому, потребуются предварительный тюнинг и адаптация к региональным условиям.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Korzinin D., Leont'yev I. Dynamics of barred coast at different temporal scales (by the example of Vistula Spit in the Baltic Sea) // Water. 2024. V. 16. 3124. <https://doi.org/10.3390/w16213124>.
2. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 Global Reanalysis. // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. Iss. 730. P. 1999–2043. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
3. Zheng J., Dean R.G. Numerical models and intercomparisons of beach profile evolutions // Coastal Engineering. 1997. V. 30. P. 169–201.

A model is proposed to estimate the displacement of the shoreline under the influence of waves on a sandy shore. The model is tested using observations on a section of the Vistula Spit coast. It is shown that the model is capable of reproducing seasonal changes in the position of the water's edge with an error of 2.1 m.

Либина Н.В., Ковачев С.А., Никифоров С.Л.

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

Методы геоморфометрического анализа цифровых моделей рельефа дна

Libina N.V., Kovachev S.A., Nikiforov S.L.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Methods of geomorphometric analysis of digital models of the bottom relief

Ключевые слова: геоморфометрический анализ, цифровые модели рельефа дна, разломы

Рассматриваются методы геоморфометрического анализа цифровых моделей рельефа дна, применяемые для изучения морской геоморфологии и неотектонических структур. Геоморфометрия, как направление количественного анализа формы рельефа, позволяет выявлять разломы и морфоструктурные элементы, а также применяется при геоморфологическом анализе и классификации структур на морском дне. Описаны подходы к извлечению основных геоморфометрических параметров рельефа дна.

Геоморфометрический анализ является частью геоанализа, он основан на физико-математической теории и мощном аппарате вычислительных методов. Основными задачами геоморфометрического анализа являются математическое моделирование и классификация форм рельефа, кроме того, он связан с другими элементами геосистем.

Исходными данными для моделирования являются цифровые модели рельефа (ЦМР). Также методы геоморфометрического анализа могут применяться к геофизическим полям различной природы. Геоморфометрические методы все более активно используются для решения различных задач при сухопутных геолого-геофизических, геоморфологических исследованиях, в том числе для выявления зон активных разломов.

Отсутствие надежных ЦМР дна большинства морей сдерживало применение геоморфометрического анализа для акваторий океанов и морей. Тем не менее, регулярное обновление общедоступной генеральной батиметрической карты океанов General Bathymetric Chart of the Oceans – (GEBCO), данных по цифровой батиметрии арктических морей International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) [1], а также разработка новых батиметрических карт на основе многолучевого эхолотирования создало условия для применения геоморфометрического анализа рельефа морского дна. Анализ можно выполнять в региональном масштабе с использованием указанных выше батиметрических моделей и на основе имеющихся различных геолого-геофизических данных, в том числе многолучевого

эхолотирования. Однако, детальный анализ для многих морских районов пока невозможен из-за отсутствия или недоступности данных многолучевого эхолотирования. Батиметрические исследования отдельных участков акваторий с использованием многолучевых эхолотов позволяют разрабатывать цифровые батиметрические карты и проводить детальный анализ дна.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова совместно с Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова на основе навигационных карт различного масштаба созданы региональные ЦМР дна Белого, Баренцева и Печорского морей с максимально возможной детальностью, с использованием всех доступных данных и учетом геоморфологии. Методика построения ЦМР дна подробно описана в работах [2].

Геоморфометрические методы анализа позволяют получить широкий набор характеристик рельефа [3, 4], но применительно к морскому дну не все из них можно использовать, либо они могут привлекаться в редких случаях. К основным геоморфометрическим характеристикам, получаемым по ЦМР дна, относятся: уклон, градиенты, кривизна (профильная, плановая, общая), поверхности дна и расчлененность рельефа.

Уклон поверхности показывает интенсивность перепада высот (градиент) между двумя заданными точками (степень выположенности рельефа). Он рассчитывается на основе производных первого порядка функции ЦМР. Уклон характеризует скорость склоновых процессов, которые вызваны перемещением вещества (грунтов и мутьевых потоков) по поверхности дна под действием силы тяжести. Уклон является показателем оползневой опасности.

Экспозиция поверхности – угол по часовой стрелке между определенным направлением (как правило, на север) и проекцией уклона на горизонтальную плоскость. Она определяет направление (азимут) максимального уклона (градиента) земной поверхности.

Плановая (горизонтальная) и профильная (вертикальная) кривизна поверхности характеризуют форму изогнутости поверхности в горизонтальной и вертикальной плоскостях соответственно, они рассчитываются на основе производных второго порядка.

Плановая кривизна описывает градиент экспозиции вдоль заданного контура и характеризует так называемый первый механизм аккумуляции, который зависит от способности потока сворачиваться по мере движения по земной поверхности.

Профильная кривизна описывает градиент уклона вдоль заданного контура и описывает меру изменения градиента. Она характеризует скорость стока и процессов транспорта осадочного материала. Таким образом, при помощи вертикальной кривизны можно определять местоположение зон аккумуляции осадочного материала, которые

образуются на вогнутых участках рельефа, и зоны сноса осадков, приуроченных к выпуклым формам морского дна. Также карта вертикальной кривизны, интегрированная с батиметрической картой, представленной в виде карты возможного экзарационного воздействия на дно, может применяться для выявления участков наибольшей экзарационной опасности.

Для обобщения информации о кривизне поверхности в разных направлениях используется синтезирующий показатель, который в зависимости от метода расчета может быть выражен как средняя, суммарная или общая кривизна. Общая кривизна поверхности идентифицирует ее выпуклые участки положительными значениями, а вогнутые – отрицательными независимо от азимута.

Показателем расчлененности рельефа является среднеквадратическое отклонение (СКО) глубин, характеризующее степень рассеяния глубин относительно их средних значений.

Одни и те же методы анализа в зависимости от масштаба (дискретизации) карты могут использоваться для решения различных задач. Так вычисление кривизны рельефа по низкочастотным картам, или картам с низкой дискретизацией, как один из методов используется для выделения линеаментов (разломов). Вычисление кривизны рельефа по картам высокой дискретизации позволяет получить характеристики для геоморфологического анализа и оценки локальных изменений рельефа дна.

Выделение линеаментов (разломов), как правило, производится по следующей схеме. Используются данные регионального масштаба из ЦМР с низкой дискретностью сетки (от 1 до 5 км). Или данные детальной ЦМР дна предварительно обрабатываются фильтром низкой частоты (ФНЧ) для сглаживания локальных неоднородностей рельефа. Далее с помощью расчета кривизны рельефа дна выделяются килевые формы рельефа. После расчета профильной и плановой кривизны, описывающих выгнутые и вогнутые формы рельефа, т.е. гребневые и килевые формы, на карте кривизны строятся только значения отрицательных форм кривизны, соответствующие килевым формам рельефа. Затем по ним выделяются предполагаемые линеаменты. Также для выделения зон линеаментов может применяться теневой анализ – последовательное выделение максимальных градиентных зон изменения рельефа по различным направлениям. Анализируется также расчлененность рельефа и используются цифровые фильтры для выделения границ.

Выделенные зоны линеаментов могут быть проявлением активных разломов, неотектонических деформаций, трещиноватости и складок. Сопоставление результатов выявления линеаментов по ЦМР дна с результатами выделения линеаментов по аномалиям геофизических полей (магнитного и гравитационного) повышает достоверность полученной схемы линеаментов. В сочетании с данными о распределении эпицентров

землетрясений, выявленные линеаменты могут использоваться для разработки моделей зон возникновения очагов землетрясений и оценки сейсмической опасности.

Мы применяли методы геоморфометрического анализа рельефа: теневой анализ и выделение килевых форм с помощью расчета кривизны рельефа дна для выделения линеаментов по ЦМР дна Печорского [5], Баренцева, Каспийского морей и моря Лаптевых [6].

На рис. 1 показан пример выделения килевых форм рельефа дна по профильной кривизне при разной дискретизации сетки ЦМР.

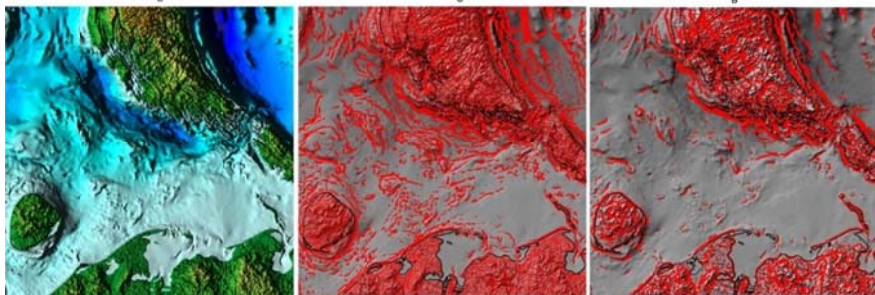


Рис. 1. Выделение килевых форм рельефа дна по профильной кривизне.

а) Карта рельефа Печорского моря и побережья; б) и в) теневые карты рельефа дна с отрицательными (килевыми) формами профильной кривизны (показаны красным цветом), береговая линия показана черным цветом, б – шаг дискретизации ЦМР 500 м, в – 2000 м.

На рис. 2 представлена карта килевых форм рельефа дна Баренцева моря, полученная по профильной и плановой кривизне ЦМР дна.

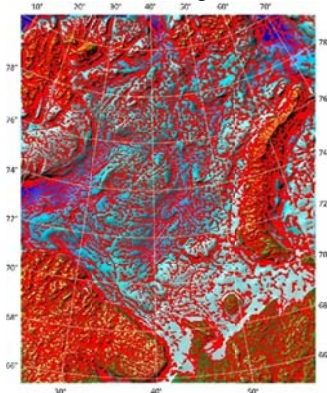


Рис. 2. Карта килевых форм рельефа дна Баренцева моря.

Выводы. Методы геоморфометрического анализа позволяют строить

модели, которые могут применяться при оценке геологических опасностей (сейсмической, оползневой, смещения по разломам и др.), а также решении геоморфологических, геолого-геофизических, инженерных, и других задач, имеющих фундаментальное и прикладное значение.

Существенным достоинством методов геоморфометрического анализа, впрочем, как и других методов геомоделирования, является возможность оперативно проводить предварительные, а иногда и единственно возможные на текущий момент геооценки района без проведения дополнительных дорогостоящих исследований, а также предоставлять данные для эффективного планирования экспедиционных исследований.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE № 0149-2019-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IBCAO: International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean. – URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/arctic_ocean.
2. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
3. Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о земле и экологии, обзор методов и приложений // Известия Самарского научного центра РАН. 2006. № 8(2). С. 458–473.
4. Флоринский И.В. Геоморфометрия сегодня // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2021. Т. 27. № 2. С. 394–448.
5. Ковачев С.А., Либина Н.В. Оценки исходной сейсмичности для шельфовых сооружений на примере Печорского моря // Океанология. 2024. Т. 64. № 1. С. 165–175.
6. Либина Н.В., Крылов А.А., Рукавишникова Д.Д. и др. Выделение линеаментов в Лаптеворском регионе геоморфометрическими методами: приложение к оценке сейсмической опасности // Геоинформатика. 2024. № 4. С. 70–82.

This article examines methods for geomorphometric analysis of digital seafloor elevation models (DEMs) used to study marine geomorphology and neotectonic structures. Geomorphometry, as a method of quantitative landform analysis, allows for the identification of faults and morphostructural elements and is also used in geomorphological analysis and classification of seafloor structures. Approaches to extracting key geomorphometric parameters of seafloor topography are described.

Либина Н.В., Ковачев С.А., Путанс В.А.

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

Выделение линеаментов по цифровой модели рельефа дна Каспийского моря с применением геоморфометрического анализа

Libina N.V., Kovachev S.A., Putans V.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Identification of lineaments based on a digital model of the Caspian Sea bottom relief using geomorphometric analysis

Ключевые слова: геоморфометрический анализ, линеаменты, кривизна рельефа, эпицентры землетрясений, сейсмоакустические разрывы

Геоморфометрия, как направление количественного анализа формы рельефа, позволяет выявлять разломы и морфоструктурные элементы. Она применяется при геоморфологическом анализе и классификации форм рельефа морского дна. В настоящей работе описаны подходы к извлечению основных геоморфометрических параметров рельефа дна. Отмечается важность интеграции геоморфометрии с другими видами данных (геофизическими, сейсморазведочными, спутниковыми) для комплексного изучения подводного рельефа.

Линеаменты в рельефе, как правило, являются поверхностным проявлением разломов различной глубинности, возраста и размера, а также разрывов, трещин, зон повышенной концентрации деформаций, градиентных зон геофизических полей и других проявлений разнообразных структурных нарушений. Район акватории Каспийского моря можно рассматривать в качестве удачной научной площадки для развития методики выделения линеаментов, используя методы геоморфометрического анализа ЦМР дна, в частности выделения килевых форм с помощью расчета кривизны и теневого анализа рельефа. Этот регион сейсмоактивный, давно и всесторонне изучается, соответственно имеется существенное количество данных для верификации результатов выделения линеаментов регионального масштаба.

Для выявления линеаментов в качестве исходных данных использовалась ЦМР Caspy-30'' [1]. Сетка дискретизации с шагом 5000 м позволяла выделять линеаменты регионального уровня. Одним из применявшихся методов было выделение килевых форм с помощью расчета кривизны рельефа дна.

Методика исследования включала расчет морфометрических показателей, а именно вертикальной и горизонтальной кривизны. Эти параметры, основанные на вторых производных функции ЦМР, позволяют выявлять как выпуклые (гребневые), так и вогнутые (килевые) элементы рельефа. При построении карты кривизны учитывались только ее

отрицательные значения, соответствующие килевым формам, на основе которых производилось выделение потенциальных линеаментов. Результаты представлены на рис. 1. Килевые формы показаны на теневых картах, построенных в проекции Меркатора.

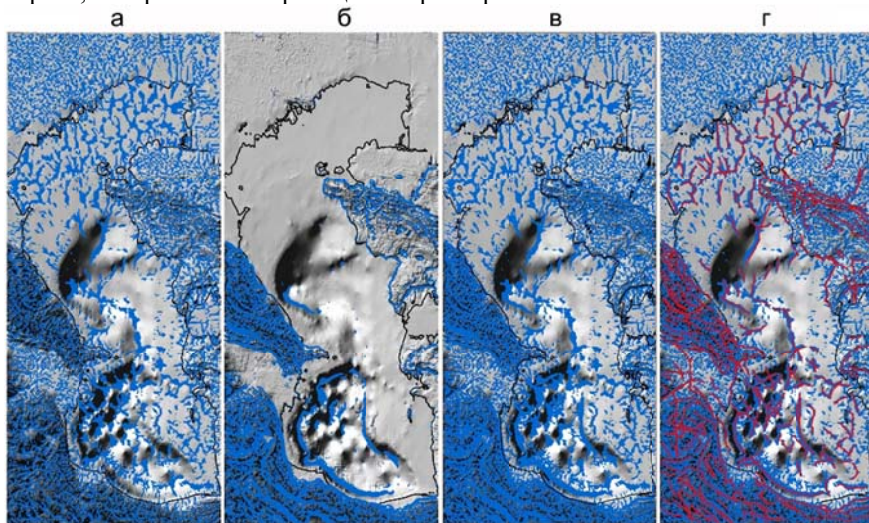


Рис. 1. Выделение линеаментов по картам килевых форм кривизны рельефа дна Каспийского моря: а) Килевые формы на карте плановой кривизны рельефа; б) килевые формы на карте профильной кривизны рельефа; в) килевые формы на карте общей кривизны рельефа; г) выделенные по килевым формам на карте общей кривизны рельефа линеаменты (красные линии).

Теневой анализ морфологии дна выполняется визуальным путем по полутоновым изображениям (теневым картам) ЦМР с его условной подсветкой. Направление условной подсветки последовательно изменялось, выбирались разные азимуты виртуального источника света для того, чтобы все линейные элементы прогибов рельефа были отчетливо различимы. На каждой теневой карте вручную выделялись предполагаемые линеаменты (разломы), которые далее сводились на одной карте.

Проверка достоверности выявленных линеаментов осуществлялась с привлечением независимых геофизических и геолого-геофизических данных, указывающих на наличие разломных зон. В качестве верифицирующих материалов использовались: каталоги землетрясений; разрезы непрерывного сейсмопрофилирования (НСП); картированные по данным НСП зоны выхода флюидов («трубы»); схемы активных разломов, составленные на основе комплексных геолого-геофизических исследований (рис. 2).

Карта рельефа дна Каспийского моря и прилегающей территории с данными, используемыми для верификации предлагаемого метода выделения линеаментов, показана на рис. 2а. На карте отображено распределение эпицентров землетрясений из каталога Геологической службы США [2] и данные донных сейсмологических наблюдений Института океанологии РАН [3, 4]. Здесь также показаны выявленные ранее геофлюидодинамические объекты «трубы». Некоторые из точек обнаружения разломов по данным непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) – это результаты фактического проявления активных разломных зон. Также приведена схема активных разломов из работы [5].

На рис. 2б видно, что эпицентры землетрясений, приуроченные к зонам концентрации разломов, приурочены к линеаментам, выделенным по данным о кривизне рельефа. Сопоставление положения локализованных линеаментов (разломов) с профилями НСП показало, что выделенные нами линеаменты (разломы) на профилях НСП отображаются в виде аномалий волнового поля, которые соответствуют нарушениям в тонкой структуре осадков (рис. 3).

Результаты исследования, выполненных в Каспийского регионе, показали эффективность применения геоморфометрических методов (теневого анализа) и выделения килевых форм с использованием расчетной кривизны рельефа) для выявления линеаментов регионального масштаба, при которой в качестве исходных данных используется ЦМР дна (батиметрическая модель). Совместное использование результатов геоморфометрического анализа с данными о распределении эпицентров землетрясений позволяет выделить активные разломные зоны и может оказаться весьма перспективным при оценке сейсмической опасности на шельфе для идентификации зон возможных очагов землетрясений (зон ВОЗ).

Дальнейшее развитие методов выявления линеаментов по ЦМР дна может быть основано на совместном использовании данных об аномалиях магнитного и гравитационного полей и экспериментах по выбору методов фильтрации и геоморфометрического анализа для формирования оптимального комплекса обработки и интерпретации информации.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE № 0149-2019-0006).

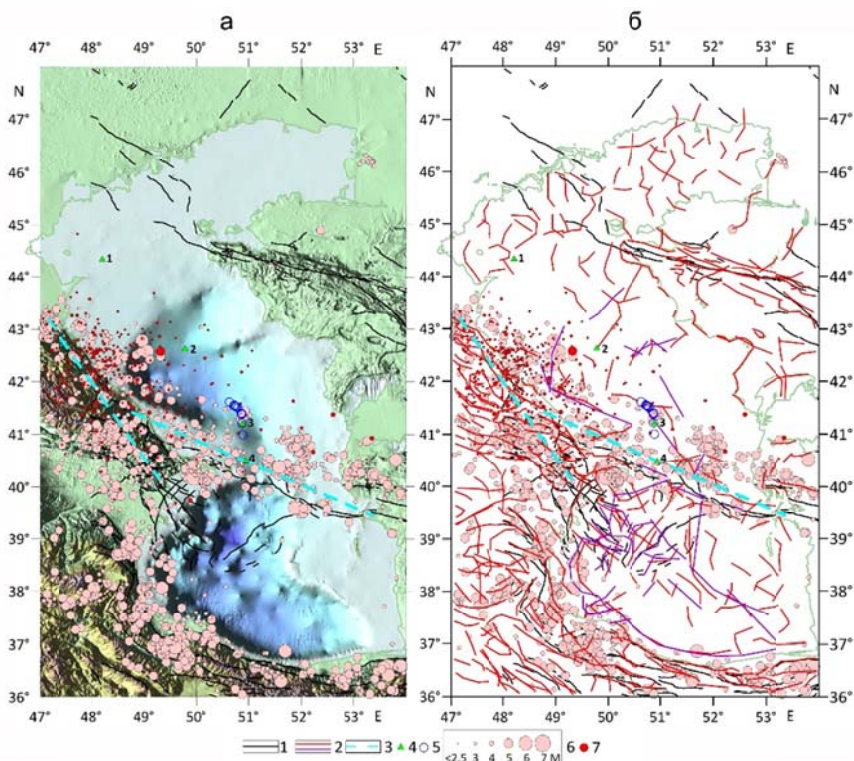


Рис. 2. Сводные карты распределения эпицентров землетрясений и активных разломных зон в районе Каспийского моря (а) на фоне ЦМР, (б) на схеме распределения выделенных по ЦМР линейментов:

1. Активные разломные зоны по данным [5]; линейменты, выделенные с помощью анализа кривизны рельефа (красная линия), выделенные с помощью анализа теневого рельефа (фиолетовая линия); 2. Западно-Каспийский разлом и Апшеронский порог; 3. точки зафиксированных разломов по данным НСП; 4. «трубы» флюидодинамики; 5. эпицентры землетрясений по данным каталога USGS [2]; 6. эпицентры землетрясений зарегистрированных донными станциями ИО РАН в 2004–2006 гг. [3, 4].

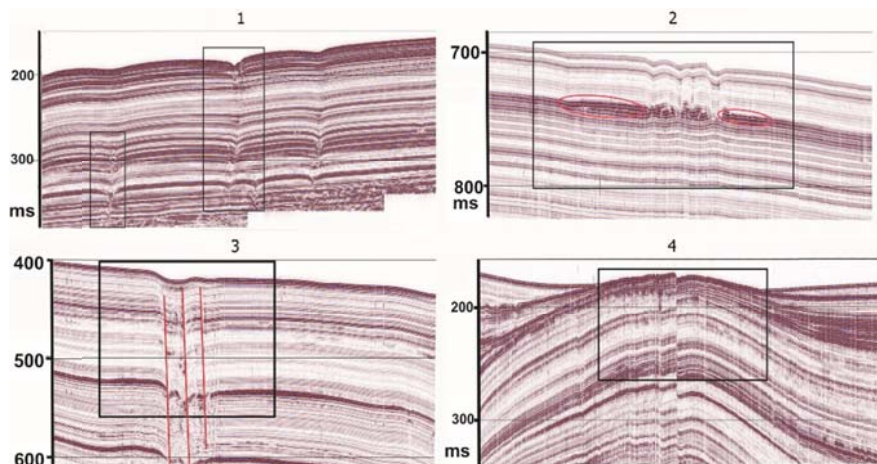


Рис. 3. Разрезы НСП пересекающие разломы в точках, показанных на рис. 2 треугольниками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ЦМР Caspy-30''. URL: <http://caspi.ru/HTML/025/ind-02.html>. Дата обращения 17.03.2020.
2. USGS. Search Earthquake Catalog. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. Дата обращения 15.02.2024.
3. Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Новые данные о мантийной сейсмичности Каспийского региона и их геологическая интерпретация // Геотектоника. 2009. № 3. С. 30–44.
4. Ковачев С.А. Микросейсмичность среднего Каспия по результатам донных сейсмологических наблюдений // В сборнике: Труды Каспийского филиала ИО РАН. Астрахань, 2016. С. 9–37.
5. Active Faults of Eurasia Database (AFEAD). URL: http://neotec.ginras.ru/index/datamap/AFEAD_J39_Map.html; [/AFEAD_K39_Map.html](http://neotec.ginras.ru/index/datamap/AFEAD_K39_Map.html); [/AFEAD_L39_Map.html](http://neotec.ginras.ru/index/datamap/AFEAD_L39_Map.html). Дата обращения 20.08.2024.

Geomorphometry, as a method of quantitative landform analysis, allows for the identification of faults and morphostructural elements. It is used in geomorphological analysis and classification of seafloor landforms. This paper describes approaches to extracting key geomorphometric parameters of seafloor topography. The importance of integrating geomorphometry with other types of data (geophysical, seismic, satellite) for a comprehensive study of underwater topography is highlighted.

Лобковский Л.И.¹, Баранов А.А.^{2,3}, Бобров А.М.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, ²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, e-mail: aabaranov@gmail.com; ³Институт физики Земли РАН, г. Москва)

Обобщение теории тектоники плит на основе 3D-модели конвекции в мантии Земли

Lobkovsky L.I.¹, Baranov A.A.^{2,3}, Bobrov A.M.³

(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)

Generalization of the plate tectonics based on a 3D model of convection in the Earth's mantle

Ключевые слова: тектоника плит, мантийная конвекция, сейсмическая томография, SMEAN 2

На поверхности сферической модели за счет мантийной конвекции с неньютоновской реологией, учитывающей ослабленные литосферные зоны спрединга и субдукции, получена самосогласованная модель геодинамики современной Земли. Модель автоматически учитывает все основные силы, действующие в мантии и на поверхности Земли. Построенная 3D модель мантийных течений хорошо описывает горизонтальные движения поверхности Земли, которые наблюдаются по данным космической геодезии, и дает количественную основу для интерпретации особенностей региональных геологических процессов. Это означает реальное обобщение тектоники литосферных плит для современного этапа развития Земли.

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 скейлинг фактора от глубины [2, 3]. При этом полная температура в мантии получается добавлением к ее вариациям средней адиабатической и наадиабатической температуры. Для расчетов мы используем закон вязкости, зависящей от полной температуры и глубины: $\eta(T, r) = A_0 \exp(\gamma T_m(r)/T(r))$, где $T_m(r)$ температура плавления, $T(r)$ полная температура, γ параметр активации, A_0 размерный коэффициент. Значение параметров A_0 и γ для верхней мантии до глубины 660 км принимается $A_0 = 2 \times 10^9$ Па·с, $\gamma = 17$, тогда как для нижней мантии $A_0 = 1.2 \times 10^{13}$ Па·с, $\gamma = 10$. При таких параметрах скачок вязкости на глубине 660 км составляет около 30. Приведенный закон вязкости дает вариации вязкости как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. В рамках

принятой реологической модели мантийной среды вблизи поверхности Земли обособляется высоковязкий слабо деформируемый литосферный слой. При моделировании современной («мгновенной») картины трехмерных течений в мантии следует учитывать наличие зон субдукции и океанических хребтов, сформированных в результате длительной геологической эволюции, которые задаются как существующие линейные неоднородности в литосфере с пониженной вязкостью на два порядка. Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [4]. В программу был добавлен код, осуществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN 2. На входе модифицированная программа CitcomS считывает файлы, содержащие вариации поперечных сейсмических скоростей в Земле на различных глубинах в виде коэффициентов разложения по сферическим гармоникам и переводит их в полную температуру в каждой точке сетки согласно методике, описанной выше. Таким образом, «формируется» современное («мгновенное») поле температуры. Затем решается уравнение переноса импульса (уравнение Стокса) для скоростей течений в естественных переменных скорость—давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы. На рис. 1 показано сравнение рассчитанных скоростей на поверхности Земли и скоростей из модели ITRF на основе данных ГНСС [5].

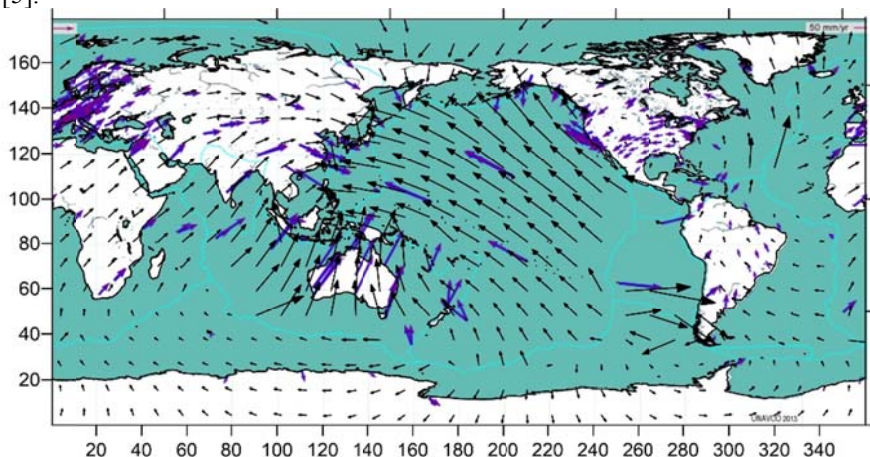


Рис. 1. Векторное поле рассчитанных скоростей на поверхности Земли показано черными стрелками. Синими стрелками показаны скорости из модели ITRF [5]. Черной линией показаны контуры континентов. Голубой линией показаны границы основных плит.

На рис 2 показаны рассчитанные в модели скорости на поверхности Земли для Евразии и окружающих регионов. Тихоокеанская океаническая

плита движется как целое в северо-западном направлении со скоростью несколько сантиметров в год. Евразийская плита в целом движется на восток, причем скорости внутри нее меняют направление, что показывает относительно большую величину деформаций внутри этой плиты. Скорости также существенно меняют направления для северо-восточной Азии [6]. Величины и направления рассчитанных скоростей на поверхности коррелируют с моделью кинематики плит NNR-MORVEL56 [7] и с данными космической геодезии для Северной Евразии [8].

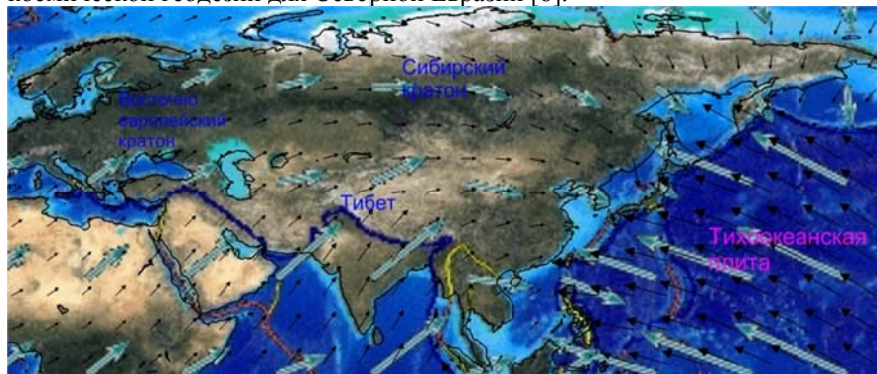


Рис. 2. Векторное поле рассчитанных скоростей на поверхности Земли показано черными стрелками. Голубыми стрелками показаны скорости из модели NNR-MORVEL56 [7]. Черной линией показаны контуры континентов.

Как было показано ранее на примере Арктического региона, постулат теории тектоники плит о твердотельном вращении плит на поверхности Земли (теорема Эйлера), на котором основаны кинематические построения тектоники плит, не всегда применим [6]. Другое исходное положение теории тектоники плит о полной обособленности литосферных плит также не везде выполняется. Например, граница между Евразийской и Североамериканской плитами в северо-восточной Азии еще полностью не сформировалась. Однако эта граница, согласно постулатам тектоники плит, обязательно должна существовать. Поэтому многие авторы стремились «нарисовать» эту границу с помощью введения дополнительных малых плит (Амурской, Охотоморской и др.) вопреки имеющимся фактическим данным, например рассеянной сейсмичности и т.д. Анализ этих и других тектонических противоречий привел к обобщению классической тектоники плит, в котором вместо жестких плит допускались деформируемые плиты с возможностью незамкнутых границ [6]. При этом, однако, терялась возможность расчета кинематики плит с использованием теоремы Эйлера независимо от конвективных движений в мантии. Для количественного описания тектоники деформируемых литосферных плит на сферической

поверхности Земли требовалась трехмерная модель мантийной конвекции, что значительно усложняло расчеты движения литосферной оболочки по сравнению с Эйлеровой кинематикой жестких плит. В настоящей работе сделан необходимый шаг к обобщению теории тектоники плит. Он основан на конвективной 3D модели современной глобальной геодинамики, которая, опираясь на реальные плотностные неоднородности Земли, полученные по данным сейсмической томографии, дает расчетную картину горизонтальных движений поверхности Земли, близко соответствующую кинематическим моделям тектоники плит и данным спутниковой геодезии [9].

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН и частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

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. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // *Геотектоника*. 2025. № 1. С. 3–20.
4. 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.
5. Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P. et al. ITRF2014 plate motion model // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 209. P. 1906–1912.
6. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
7. Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 11.
8. Мельник Г. Э., Стеблов Г. М. Стабильность Северной Евразии по данным спутниковой геодезии // *Физика Земли*. 2024. № 2. С. 3–15.
9. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М. Трехмерная модель конвекции в реально неоднородной мантии как основа количественного обобщения тектоники плит для современного этапа развития Земли // *Докл.*

A self-consistent model of modern Earth's geodynamics was obtained on the surface of a spherical model using mantle convection with non-Newtonian rheology, taking into account weakened lithospheric spreading and subduction zones. The model automatically accounts for all the major forces acting in the mantle and on the Earth's surface. The resulting 3D model of mantle flows accurately describes horizontal movements of the Earth's surface, as observed from space geodesy data, and provides a quantitative basis for interpreting the characteristics of regional geological processes. This represents a generalization of plate tectonics for the current stage of Earth's evolution.

**Любинецкий В.Л., Иваненко А.Н., Веклич И.А.,
Пальшин Н.А., Городницкий А.М.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ФГБУН ИОРАН), г. Москва, e-mail: lyubinetzkiy@hotmail.com)

**Магнитные аномалии трога Кинг (Северная Атлантика)
Lyubinetzkiy V.L., Ivanenko A.N., Veklich I.A., Palshin N.P.,
Gorodnitskiy A.M.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Magnetic anomalies of the King Trough (North Atlantic)

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, линейные магнитные аномалии, возраст литосферы, скорость спрединга, трансформный разлом.

Рассматриваются магнитные аномалии в районе трога Кинг, расположенного на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике. Интерпретация основана на комплексе геолого-геофизических данных, в первую очередь – магнитных и батиметрических, полученных в 55 и 57 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», а также в 69 рейсе НИС «Академик Йоффе». Синтезирована карта аномального магнитного поля на площади почти 0.7 млн. км², идентифицированы линейные магнитные аномалии с С5 по С34 (10–80 млн. лет). Раскрытие трога Кинг происходило на сформировавшейся в интервале 60–23 млн. лет литосфере и сопровождалось мощным внутриплитным магматизмом на его бортах.

В 2023–2024 гг. в районе трога Кинг в Северной Атлантике были проведены 55, 57 рейс НИС "Академик Николай Страхов" (далее – АНС) и 69 рейс НИС «Академик Йоффе» (далее – АИ). Данные о магнитном поле регистрировались магнитометрами Geometrics G882 и SeaPOS-2. Обработка данных гидромагнитной съемки выполнялась в программной среде MATROS-IV.

Согласно модели образования мезоструктурного кластера Кинг, в период 33.5–20.1 млн. лет, в результате подъема мантийного плюма сформировался асейсмичный хребет. Сводовое поднятие стало ареной мощного внутриплитного вулканизма, интенсивность которого возрастала с юго-востока на северо-запад. За этим последовало образование трога Кинг и впадин Пик и Фрин, скорее всего, в результате проседания осевой части поднятия. [1]

СИНТЕЗ КАРТЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Были объединены данные рейсов АНС 55 и 57, АИ 69 с базой Geodas и гридом 1995 г., изданным Канадской геологической службой [2]. Наши данные (АНС 55, 57, АИ 69) обладают наилучшей аппаратной и пространственно-временной привязкой, поэтому, имеют наибольший вес в результирующей карте. Остальным данным присвоены меньшие веса с учетом их качества, пробелы карты заполнены гридом из [2]. Весь массив

профильных данных увязан между собой, тем самым минимизировано влияние временных вариаций и линейных трендов, связанных с уровнями нормального поля.

По увязанным профильным данным рассчитан грид с шагом 1 км при среднем межпрофильном расстоянии ~10 км. Данным АНС и АИ приписан вес 5, данные Geodas имеют вес 2–3, а данные канадского грида – 1. Значения нашего грида умножены на площадную весовую функцию и сложены с данными из [2], результат нормирован на сумму весов. В результате получена синтезированная карта, которая сохраняет все детали, обеспеченные высокоточной съемкой экспедиций АНС и АИ, а в местах ее отсутствия – отражает паттерн аномалий канадского грида. Итоговая карта АМП, редуцированного к полюсу, послужила основой для дальнейших построений. На ней четко прослеживаются линейные магнитные аномалии на обоих бортах трога Кинг, которые нарушаются в центральной его части и во впадинах Пик и Фрин.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ И АНАЛИЗ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

В силу недостаточного количества профилей поперек простирания линейных магнитных аномалий, по которым обычно ведется их идентификация, мы применили площадной анализ карты АМП, редуцированного к полюсу, и карты рассчитанной намагниченности в слое постоянной мощности; последнее обычно применяется для детальных площадных придонных съемок. Мы расширили этот способ на площадь 811 x 844 км и получили новый качественный результат: идентификацию аномалий по намагниченности (прямо в магнитоактивном слое), а не по аномальному полю (рис. 1).

Для расчета модели магнитоактивного слоя мы использовали метод 3D инверсии Паркера-Хэстиса в его давно опробованном варианте. На вход программы подавались гриды АМП и рельефа с исключенным осадочным слоем, т.е. реальный рельеф, создающий магнитные аномалии. После инверсии мы получили эквивалентное представление источников магнитных аномалий в виде намагниченности в слое постоянной мощности (выбранной 1 км). По измеренному полю и рассчитанной намагниченности для ряда галсов была также проведена профильная 2D идентификация.

Для площадной идентификации аномалий мы разработали интерактивное приложение для выделения центров/краев хронов и присваивания им соответствующего возраста, опираясь на существующие идентификации для этого района из каталога [4] и работу, наиболее полно учитывающую последние аэромагнитные съемки для района к северу от Азорских островов [5]. Упомянутые идентификации для района, собственно, трога Кинг являются экстраполяцией, поскольку опираются на старые карты АМП, опубликованные Макнабом с соавторами [2]. Существующие идентификации линейных магнитных аномалий за пределами трога Кинг можно считать достаточно надежными, чего нельзя

сказать о его центральной части.

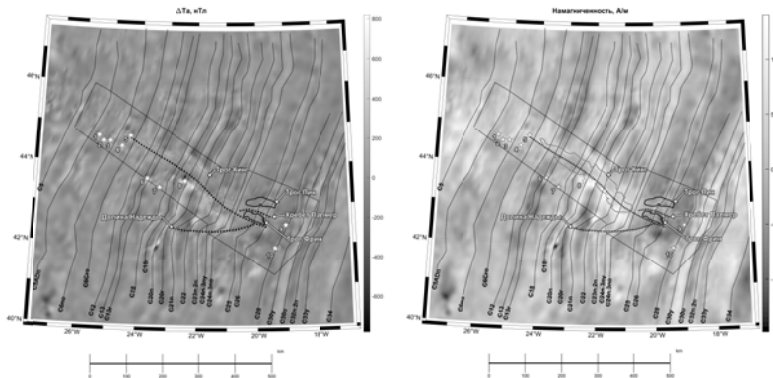


Рис. 1. Идентификация линейных магнитных аномалий по АМП и намагниченности. Серая линия – положение трога Кинг (изобата 3600 м), черная линия – положение впадин Пик и Фрин (изобата 5000 м). Черные жирные пунктирные линии – основные структурные элементы. Тонкая черная пунктирная линия – границы полигона. Звезды – основные вулканы: 1 – Малый Гницевич, 2 – Средний Гницевич, 3 – Большой Гницевич, 4 – Лукина-Лебедева, 5 – Гамаюн, 6 – Седова, 7 – Русанова, 8 – Антиальтаир, 9 – Георгия Зимы, 10 – Северянка.

Наши съемки в районе трога Кинг позволили существенно уточнить положение хронов и, соответственно, определить параметры спрединга для всего района. По выделенным хронам мы рассчитали карты возраста литосферы и скоростей спрединга (рис. 2), впервые с подобной детальностью.

В интервале хронов C12–C28 (30.8–64.6 млн. лет) наблюдается постепенно уменьшающееся смещение их осей по палеотрансформе широтного простиранья. В интервале хронов C12–C24 (30.8–52.9 млн. лет) над трогом Кинг происходит разрыв осей магнитных аномалий и их перекрытие мощными аномалиями субширотного простиранья, приуроченными к бортам трога, особенно на его южном фланге с подводной горой Антиальтаир. Эти аномалии прослеживаются и дальше к западу от трога Кинг, вплоть до плато Гницевича.

Скорость спрединга на полигоне составляет в среднем 15–20 мм/год, уменьшаясь до 10 мм/год в интервалах 22–33 млн. лет и 63–73 млн. лет. Локальные увеличения рассчитанной скорости спрединга до 40–45 мм/год в интервале 50–55 млн. лет отражают, по-видимому, перескок оси спрединга, приведший к заложению палеотрансформа «Долина Надежды».

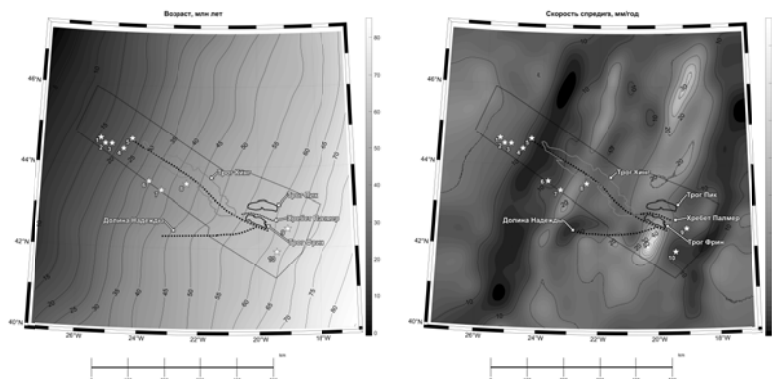


Рис. 2. Карта возраста литосферы и скорости спрединга района мегакластера «Трог Кинг». Условные обозначения – см. на рис. 1.

Помимо системы линейных магнитных аномалий на полигоне наблюдаются аномалии, приуроченные к подводным горам и тектоническим структурам. Бортам трога Кинг соответствуют интенсивные аномалии и повышенные значения намагниченности. Палеотрансформу, расположенному южнее трога, соответствует смещение осей линейных аномалий, максимальное (около 40 км) в его восточной части возле впадины Фрин, и постепенно затухающее в районе хрона С12 (30.8 млн. лет) на западе. Отметим, что этот же хрон является первым на западе (самым молодым), не претерпевшим разрыв по оси трога Кинг.

Глубину до источников магнитных аномалий, в силу их ярко выраженной линейной природы, мы оценивали одномерным спектральным способом по имеющемуся небольшому набору субширотных профилей. Результаты оказались однородны по значениям, показав постепенное заглубление средней глубины до верхней кромки магнитоактивного слоя с запада на восток с одновременным незначительным увеличением мощности слоя.

Таблица. Оценки алегания магнитоактивного слоя спектральным способом по 7 протяженным субширотным профилям

Профиль	1	2	3	4	5	6	7
Средний возраст, млн	20.7	26.7	42.8	57.6	58.6	58.8	63.2
Верх, км	5.4	4.45	3.9	4.82	4.56	4.38	4.35
Низ, км (мощность)	10.2 (4.8)	9.15 (4.7)	7.84 (3.94)	8.46 (3.64)	7.76 (3.2)	12.38 (8)	8.21 (3.86)
Средняя глубина дна, км	3.152	3.536	3.541	4.121	3.924	4.531	4.286

ВЫВОДЫ.

1. На основе обширных материалов геомагнитных съемок синтезирована карта АМП на акватории площадью свыше 0.7 млн. км²
2. Выявлена система линейных магнитных аномалий с C5 по C34, претерпевающая смещение и разрыв в интервале C12–C28 (30.8–64.6 млн. лет) в районе самого трога Кинг и сопряженных структур.
3. На бортах трога положение линейных аномалий совпадает, кроме ЮВ части, где наблюдается смещение осей аномалий на первые десятки км.
4. Источники основных аномалий сосредоточены в магнитоактивном слое мощностью 3.5–4.5 км, расположенным непосредственно под дном. Имеются также глубинные источники, приуроченные к бортам трога и вулканическим структурам.
5. Центральная впадина трога в АМП проявляется слабо, что может быть связано с термохимическими процессами разрушения намагниченности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сколотнев С.Г. и др. Рельеф, аномальное магнитное поле и строение осадочного чехла в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 516. № 2. С. 499–506. DOI: 10.31857/S2686739724060015
2. Macnab R. et al. New database documents the magnetic character of the Arctic and North Atlantic // Eos Trans. AGU. 1995. V. 76(45). P. 449. doi:10.1029/95EO00278.
3. Seton M. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 15. P. 1629–1641. doi: 10.1002/2013GC005176
4. Luis J.F., Miranda J.M. Re-evaluation of magnetic chrons in the north Atlantic between 35°N and 55°N: implications for the development of the Azores // Journal of geophysical research. 2008. V. 113. B10105. doi:10.1029/2007JB005573

Magnetic anomalies in the King Trough region, located on the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge in the North Atlantic, are examined. The interpretation is based on a complex of geological and geophysical data, primarily magnetic and bathymetric, obtained during Cruises 55 and 57 of the R/V Akademik Nikolay Strakhov and Cruise 69 of the R/V Akademik Yoffe. A map of the magnetic anomalous was synthesized over an area of almost 0.7 million km², and linear magnetic anomalies from C5 to C34 (10–80 Ma) were identified. The opening of the King Trough occurred on lithosphere formed between 60 and 23 Ma and was accompanied by powerful intraplate magmatism on its flanks.

Марков А.Я.

(Sprach u. Naturwissenschaftliches Studio Dr. Markov. Dusseldorf, Germany, E mail dr.markov@yahoo.de)

Основные этапы геодинамики Южно-Курильской островной дуги

Markov A.Ja.

(Sprach u. Naturwissenschaftliches Studio Dr. Markov)

Main stages of geodynamics in South Kurile Island Arc

Ключевые слова: геодинамика Южных Курил, геоморфология и геология Малой Курильской гряды, Большая Курильская гряда, модель субдукции Южно Курильской дуги.

Формирование рельефа и особенностей рельефа Южных Курильских островов связано с различными этапами изменения геодинамической обстановки в Курильской котловине, зоне коллизии Японо-Курильской дуги на Хоккайдо, Южно-Курильской зоне субдукции. Современные модели геодинамики представлены в зоне Южно-Курильского желоба.

Анализ результатов исследования в совокупности с литературными источниками [1–5, 8] позволяет, в целом, представить общую схему основных этапов геодинамической эволюции территории. Для экономичности и наглядности автор предлагает рассмотреть основные этапы в схематичном варианте (рис. 1), ограничиваясь исключительно кратким сопроводительным комментарием. Более детальное подтверждение выводов автора можно получить при ознакомлении с публикациями автора.

1-этап. Мел–палеоген (рисунки 1.1–1.2.). Формируется древняя мел–палеогеновая вулканическая дуга расположена в СВ части хребта Витязя. Фрагменты ее частично выходят на поверхность в СВ части о. Шикотан, слагая матакотанскую и малокурильскую свиты. Перед фронтом мел–палеогеновой зоны субдукции на поверхности Тихоокеанской плиты (ТП) расположены террейновые блоки Шикотанский, Диметровский и др. [7, 8]. Происходит постепенное отмирание мел–палеогеновой дуги, и ее миграция в сторону ТП. Террейновые блоки были сорваны с поверхности субдуцирующейся ТП и частично впаяны в образовавшуюся аккреционную призму. Участки аккреционной призмы можно наблюдать на поверхности в форме аллохтонных массивов или пластин в пределах ЮВ части о. Шикотан, слагающий хаотический Зеленовский комплекс, напоминающий своеобразный тектонический мусор. Вполне вероятно, что главный структурный шов, разделяющий комплекс вулканических островных пород матакотанской и малокурильской свит зеленовского комплекса на о. Шикотан, является местом древней мел–палеогеновой зоны субдукции ТП. [7, 8].

2-этап. Оligocen–Miocenovый (рис. 1.3). Наиболее важный и ключевой

о. Хоккайдо [1, 22]. Одновременно происходило ограничение территории островных блоков с небольшим горизонтальным сдвигом вдоль образовавшихся крупных поперечных разломов. В результате сформировался блоково-ступенчато-клавишный рельеф островной системы.

Fig 2. Dr Lobkovsky and Dr Baranov South Kuril geodynamic model, 1988.

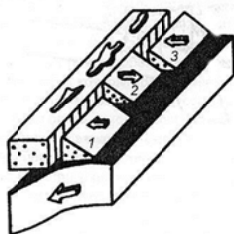


Fig 1. Dr Markov South Kuril geodynamic model, 2009

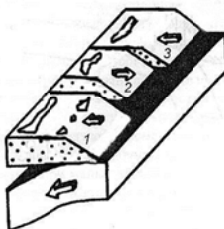


Рис. 2. Модель Лобковский – Баранов [17] с уточнениями автора статьи

Синхронные процессы происходили на территории МКГ, для которой характерно сначала общее воздымание и формирование крупной абразионной террасы с общим структурным перекосом к о. Хоккайдо [2, 3], а затем ее тотальное разрушение вдоль системы поперечных разломов. В районе Срединно-Курильского прогиба произошло отмирание (зачемление) крупного разлома, замедление или прекращение процесса субдукции МКГ в зоне Хидако, смещение оси и деформирование миоцен-плиоценовых толщ вдоль системы поперечных разломов. Аналогичные процессы прослеживаются и в районе оси желоба, где происходило смещение, как зоны сочленения Курильского и Японского желоба вдоль крупного сдвига, так и формирования ступенчатого контура оси Курильского желоба.

Современный геодинамический режим. Голоцен–современный период. Детальные полевые геоморфологические наблюдения автора позволили прийти к следующим выводам:

1. На островах как МКГ отсутствуют геоморфологические признаки вертикальных тектонических движений, начиная с плиоцен–плейстоценового периода. Вся система Южно-Курильских островов (ЮКО) носит регрессионный характер, без явных признаков погружения или поднятия, находясь, как бы на плаву, постепенно разрушаясь морскими волнами [1–4, 11]. Прежние сведения о наличии крупных морских террас на территории ЮКО являются ошибочными.

2. На фоне длительного стабильно-регрессионного геодинамического режима, существуют явные признаки короткокомментных, скачкообразных пружинно-колебательных горизонтальных движений в режиме подъем опускание, вкрест простирания МКГ с периодом 100–500 лет, с небольшой амплитудой до 2–3 м в высоту, связанных с землетрясениями и цунами, что хорошо координируется с многочисленными исследованиями по территории восточного Хоккайдо, п-ва Немуро, о. Шикотан, МКГ [20, 21–28,

30].

3. Эти данные подтверждают выводы о процессе скачкообразного проскальзывания в режиме «напряжение разгрузка» подвигающейся тихоокеанской плиты в зоне субдукции, что подтверждает теоретическую модель Лобковского о существовании сейсмических блоковых брешей [6].

4. Территория островов подвержена господствующими активными горизонтальными тектоническими движениями вкрест простирания островов. Горизонтальные древние и современные трещины на острове МКГ иногда достигают размеров примерно 350 м в длину и до 60 м в ширину. Дополнительно существует медленный тренд по перекосу всей дуги с СВ на ЮЗ в направлении о. Хоккадо. Многочисленные острова МКГ Танильева, Анучено, Юрий и т.д., а также п-ов Немуро являются верхушками останцами микроблоков, с самостоятельными геодинамическими разнонаправленными горизонтальными движениями как вкрест, так и вдоль простирания дуги.

5. Геоморфологическое строение островов и подводной части МКГ предполагает две основные модели связи с процессом субдукции ТП. Модель 1. «Барьерная» модель погружения горст-грабен с господствующими вертикальными взбросо-взбросовыми движениями [29]; Модель 2. Т.н. «отскока проскальзывания» ТП [6] (рис. 3). Погружающаяся океаническая плита постепенно выпрямляется, а плоскости разломов, образовавшихся ранее, смещаются в обратном направлении. Внутриплитные надвижки с большим углом падения возникнут в погружающейся океанической плите.

Совокупные данные по геоморфологии и батиметрии, сейсмичности, спутниковые и геодезические замеры горизонтальных и вертикальных движений на острове Шикотан склоняет автора тезисов к господствующей 2 модели «отскока проскальзывания».

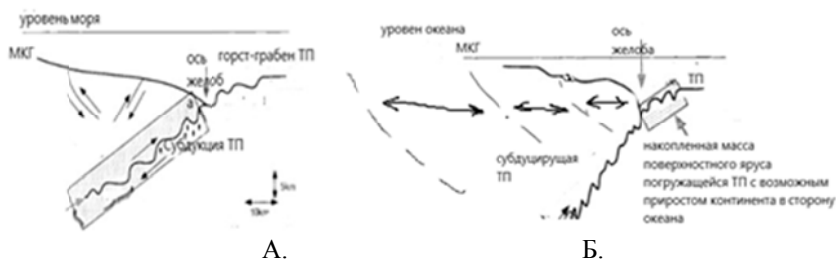


Рис. 3. (А) модель «барьера» с господствующими краткосрочными взбросо-взбросами. (Б). Модель горизонтального «отскока проскальзывания».

6. Наблюдаются синхронные геотектонические процессы как на территории МКГ, так и о. Кунашир БКГ, что свидетельствует о едином геодинамическом режиме. Геоморфологические исследования автора п-ва Ловцова и в целом подтверждают теоретические модели, предложенные

авторами [6] как для геодинамического механизма формирования Южно Курильской островной дуги, так и для обоснования возможного механизма сейсмической брешы в качестве основной модели прогнозирования крупных землетрясений Курило-Камчатского региона [6, 17], которые так же подтверждается практическими исследования японских ученых [10, 15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марков А.Я. История формирования рельефа о. Кунашир (Большая Курильская гряда). М.: Деп. ВИНТИ. 1992. № 252. В. 92. С. 1–9.
2. Марков А.Я. Связь рельефа Малой Курильской гряды с процессом субдукции в Курило-Камчатском желобе // Геоморфология. 1992. № 1. С. 16–21.
3. Марков А.Я. О возрасте позднекайнозойских отложений Малой Курильской гряды на основании палинологических данных. М.: Деп. ВИНТИ. 1992. № 253. В. 92. С. 1–17.
4. Марков А.Я. Геодинамика Южно Курильской островной дуги и перспективы нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 410–413.
5. Дмитриевский А.Н. и др. Геодинамическая модель вторичного спрединга и формирования залежей углеводородов в тылу островных дуг // Газовая промышленность. 2004. № 8. С. 24–48.
6. Лобковский Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. С. 503–535.
7. Отчет прибрежно-морской экспедиции на Курильских островах М.: Институт океанологии АН СССР, 1988. 87 с.
8. Родников А.Г. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник Краунц. Серия науки о земле. 2005. № 5. С. 45–58.
9. Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 117 с.
10. Atsushi N. et al. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites // Marine Geology. 2008. P. 1–20.
11. Bulgakov R. Reconstruction of Quaternary History of Southern Kuril Islands. Allan Press, 1996. 240 p.
12. Komatsh U. et al. Petrological constitution of the continental type crust upthrust in the Hidake Belt, Hokkaido // Japanese Association of mineralogists and Economic geologists Special. 1982. Paper 3. P. 220–230.
13. Kimura G. Oblique subduction: forarc tectonics of the Kuril Arc // Geology. 1986. № 14. P. 404–407.
14. Kiminami K. Sedimentary History of the Late Cretaceous – Paleocene Nemuro Group, Hokkaido // Soc. Japan. 1983. № 89. P. 607–624.
15. Kobayashi K. et al. Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches // Geophys. Jour. Internat. 1998. V. 134. Is. 2. P. 356–372.
16. Khain V.E., Polyakova I.D. Oil and Gas Potential of Continental Margins of the Pacific Ocean // Lithology and Mineral Resources. 2008. V. 43. № 1. P. 81–

17. Lobkovsky L.I. et al. The Kuril Earthquakes and Tsunamis of November 15, 2006, and January 13, 2007: Observations, Analysis, and Numerical Modeling // *Oceanology*. 2009. V. 49. № 2. P. 166–181.
18. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. № 174. P. 235–255.
19. Miller M.S. et al. Morphology of the distorted subducted Pacific slab beneath the Hokkaido corner, Japan // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2006. V. 156. P. 1–11.
20. Nakanishi A. et al. Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure // *Tectonophysics*. 2008.
21. Nanayama F. et al. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench // *Letters to Nature*. 2003. P. 660–663.
22. Terekhov E.P., Tsoy I.B., Mozherovskii A.V., Vagina N.K. Pliocene Sediments of Shikotan Island (Lesser Kuril Ridge) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2011. V. 19. № 3. P. 337–351
23. Khomicha V.G., Boriskina N.G., Kasatkina S.A. Geology, magmatism, metallogeny, and geodynamics of the South Kuril islands // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 105. P. 151–162.
24. Liu X., Zhao D., Li S. Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 1069–1090.
25. Kenji Hirata et al. Variable Tsunami Sources and Seismic Gaps in the Southernmost Kuril Trench // *Pure appl. Geophys.* 2009. V. 166. P. 77–96.
26. Lay Th., Kanamori H., Ammon Ch.J. et al. The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *Jour. geophys. res.* 2009. V. 114. B11308. doi:10.1029/2008JB006280
27. Nakanishi A., Smith A.J., Miura S. et al. Structural factors controlling the coseismic rupture zone of the 1973 Nemuro-Oki earthquake, the southern Kuril Trench seismogenic zone // *Jour. geophys. res.* 2004. V. 109. B05305. doi:10.1029/2003JB002574
28. Sawai Y. et al. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan // *Jour. geophys. res.* 2009. V. 114. B01319. doi:10.1029/2007JB005503
29. Junzokasahara et al. Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone // *The Island Arc*. 1997. V. 6. P. 267–280.
30. Захаров И.К. и др. Горизонтальные деформации земной поверхности на островах Сахалин и Шикотан // *Тихоокеанская геология*. 1982. № 1. С. 119–122.

Formation of the relief and topography the South Kuril Islands is associated with different stages of changing geodynamic situation in the Kuril Basin, Japan-Kuril Arc-Arc Collision zone in Hokkaido, South-Kuril subduction zone. Modern models of geodynamics are shown in South Kuril Trench zone.

Новиков М.А., Крылов А.А.

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

Особенности строения сейсмоактивной зоны в районе губы Буор-Хая

Novikov M.A., Krylov A.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Features of the structure of the seismically active zone in the Buor-Khay Bay area

Ключевые слова: море Лаптевых, губа Буор-Хая, сейсмогенный слой, фокальные механизмы, сдвиговая кинематика

В сегменте губы Буор-Хая выявлено субмеридионально вытянутое распределение гипоцентров, сосредоточенное в верхней–средней коре на глубинах 3–18 км. Данные двух сезонов локального сейсмологического мониторинга выявили устойчивый градиент распределения глубин очагов землетрясений в юго-восточном направлении.

Шельф моря Лаптевых представляет собой переходную область между спредингом хребта Гаккеля и континентальным рифтингом [1–3] и характеризуется высокой сейсмоактивностью [4, 5]. Губа Буор-Хая расположена в прибрежно-шельфовой зоне моря Лаптевых, к ней приурочена система субмеридиональных активных разломов, формирующих узкую зону повышенной сейсмичности [6]. Целью работы является сопоставление геометрии облака гипоцентров землетрясений с закартированными разломами и опубликованными решениями фокальных механизмов для выявления особенностей данной сейсмоактивной зоны. Анализ выполнен раздельно по двум сезонам локального мониторинга в рамках проекта SIOLA [7–9] с учетом различий в конфигурации сети сейсмографов.

По данным первого сезона локального мониторинга (рисунок 1а-в) эпицентры землетрясений образуют поле, вытянутое в субмеридиональном направлении параллельно системе закартированных разломов губы Буор-Хая [10]. Максимальная концентрация событий приурочена к центральной части области и зоне пересечения профилей. Дополнительные скопления землетрясений отмечаются у юго-западной границы полигона, где поле эпицентров ориентировано вдоль субмеридиональной Хараулахской разломной зоны. Гипоцентры преимущественно располагаются в интервале ~3–18 км, при единичных проявлениях в северо-западной части до ~30 км. На разрезе АВ фиксируется слабый градиент глубин с увеличением к северо-западной части профиля, что указывает на соответствующий наклон сейсмоактивной зоны. На разрезе CD значимых различий по глубине

гипоцентров не выявлено. Локально вблизи Быковского полуострова наблюдается приповерхностное увеличение плотности событий на глубинах 5–10 км, указывающее на активизацию неглубоких разломных структур в пределах верхней коры.

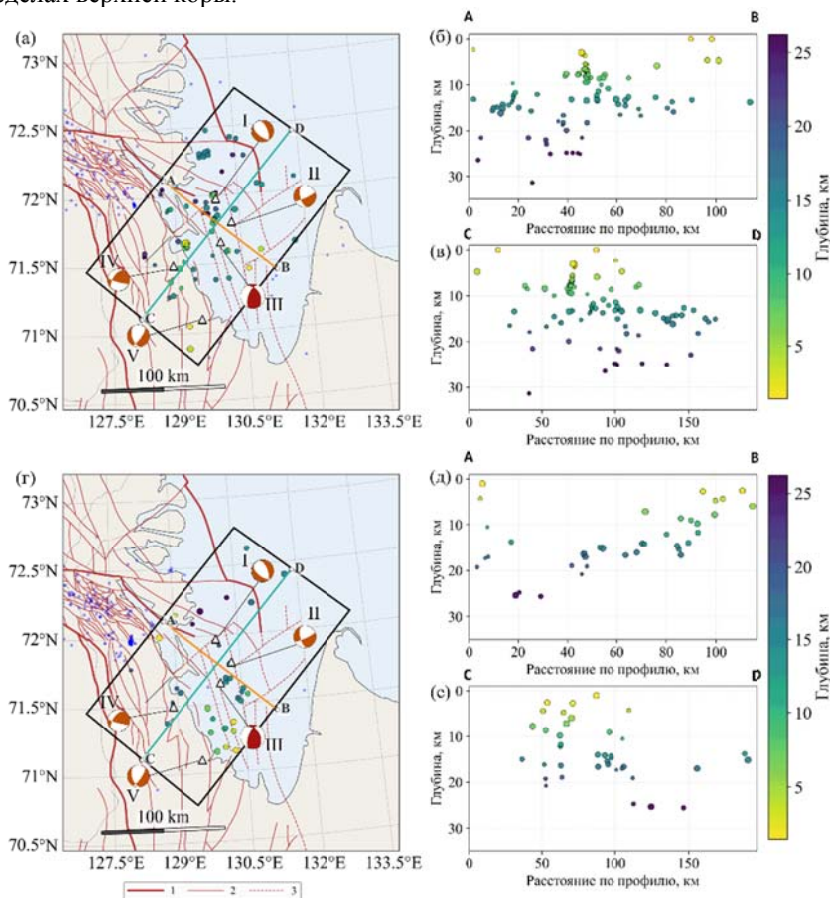


Рисунок 1. Распределение гипоцентров землетрясений в области губы Буор-Хая, полученных в рамках проекта SIOLA: (а), (г) – карты эпицентров с нанесенными профилями вертикальных разрезов А-В и С-Д, (1) – разломные границы тектонических блоков, (2), (3) – достоверные и предполагаемые внутриблоковые разломы [Государственная геологическая карта ..., 2016]; (б), (д) – вертикальный разрез распределения глубин гипоцентров вдоль профиля А-В для первого и второго сезона соответственно; (в), (е) – вертикальный разрез вдоль профиля С-Д для первого и второго сезона соответственно. Белые треугольники, пронумерованные I–V – механизмы очагов согласно [11, 12]. Синими

маркерами обозначены эпицентры землетрясений, не вошедшие в анализ.

Во втором сезоне (рис. 1г-е) было зарегистрировано меньшее количество событий вследствие меньшего количества станций в сети [9], однако распределение очагов землетрясений демонстрирует схожие закономерности: основная активность остается приуроченной к субмеридиональным разломам южной части губы Буор-Хая. По вертикальному разрезу вдоль профиля А-В сохраняется уменьшение глубин от северо-запада к юго-востоку, что согласуется с результатами по данным первого сезона мониторинга и указывает на устойчивость слабого продольного наклона облака гипоцентров. Таким образом, несмотря на различия в конфигурации и чувствительности сети сейсмографов, геометрия сейсмоактивной зоны и ее глубинные характеристики демонстрируют устойчивость.

Опубликованные решения фокальных механизмов для событий в пределах сегмента Буор-Хая [11, 12] указывают на преобладание сдвиговой кинематики на круто падающих плоскостях (типичные углы падения порядка 50–75°) при чередовании знака вертикальной составляющей (нормальная или взбросовая компонента в смешанном режиме). При этом в выявленных механизмах преобладают азимуты простирания в диапазоне 160–170°, что совпадает с общим направлением распределения облака гипоцентров.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00125 (анализ глубинного распределения сейсмичности и связь с известными разломами) и Госзадания № FMWE-2024-0026 (обработка данных сейсмологического мониторинга зоны Буор-Хая).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. V. 298. P. 357–393. doi:10.1016/S0040-1951(98)00159-0.
2. Drachev S.S. Laptev Sea Rifted Continental Margin: Modern Knowledge and Unsolved Questions // *Polarforschung*. 2000. V. 68. № 1–3. P. 41–50.
3. Пискарев А.Л. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.
4. Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / Отв. ред. Л.П. Имаева, И.И. Колодезников. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 134 с.
5. Новиков М.А., Крылов А.А. Уточнение параметров сейсмического режима для района дельты р. Лены // *Российский сейсмологический журнал*. 2025. Т. 7. № 3. С. 31–48. doi:10.35540/2686-7907.2025.3.03.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.:

ГЕОС, 2000. 226 с.

7. Geissler W.H., Shibaev S., Haberland C. et al. Seismicity of the Laptev Sea Rift // Overduin P.P. (ed.). Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2016. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, 2017. V. 709. P. 103–107. doi:10.2312/BzPM_0709_2017.
8. Plötz A., Krylov A., Geissler W.H. et al. Local seismicity along the Olenek Sector of the Lena-Anabar suture, SW Laptev Sea Rift System – Rift-related or reactivation of the former passive margin of the Siberian Craton? // Tectonophysics. 2025. V. 901. 230676. doi:10.1016/j.tecto.2024.230676.
9. Novikov M.A., Krylov A.A., Radiuk E.A. et al. Spatial Distribution and Seasonal Variability of Weak Seismicity in the Lena Delta (Laptev Sea Region) // Pure and Applied Geophysics. 2025. doi:10.1007/s00024-025-03755-6.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 (Тикси). Геологическая карта дочетвертичных образований. СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.
11. Seredkina A.I., Melnikova V.I. New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-Asian seismic belt // Journal of Seismology. 2018. V. 22. № 5. P. 1211–1224. doi:10.1007/s10950-018-9762-9.
12. Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А. и др. Геодинамические режимы в Лаптевоморском регионе согласно новейшим сейсмологическим данным // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 224–230. doi:10.31857/S2686739723601783.

In the Buor-Khay segment, a submeridionally elongated distribution of hypocenters was identified, concentrated in the upper-middle crust at depths of 3–18 km. Data from two seasons of local seismological monitoring revealed a stable gradient in the distribution of earthquake depths in the southeast direction.

Попов М.С., Борисов Д.Г., Левченко О.В., Иванова Е.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mihael.popov99@gmail.com)

Контуритовые дрифты в зоне трансформного разлома Романш (Экваториальная Атлантика)

Popov M.S., Borisov D.G., Levchenko O.V., Ivanova E.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Contourite drifts in the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic)

Ключевые слова: контуриты, контуритовый ров, придонные течения, сейсмопрофилирование

В зоне трансформного разлома Романш впервые выделены и описаны три контуритовых дрифта, сформированные потоками Антарктической донной воды. Эти осадочные тела рассматриваются как потенциальные природные архивы информации об истории придонной циркуляции вод в Центральной Атлантике.

Разлом Романш представляет собой один из крупнейших трансформных разломов Атлантического океана. Вдоль него в восточном направлении движется интенсивный поток придонной воды антарктического происхождения, со скоростью свыше 20 см/с [1].

В долине разлома Романш в теории имеются все условия для формирования контуритов, однако контуритовые дрифты в этом районе ранее обнаружены не были.

Целью данного исследования стало выявление контуритовых тел в зоне разлома Романш как перспективных природных архивов для реконструкции истории придонной циркуляции вод в Экваториальной Атлантике.

В основу работы легли данные высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования, полученные в 63-м рейсе НИС «Академик Иоффе» с помощью узколучевого параметрического профилографа «SES 2000 deep» [2]. Для идентификации контуритовых тел применялись общепринятые диагностические критерии, описанные в работах [3, 4] и других.

Анализ данных позволил выявить три дрифта вдоль маршрута следования экспедиции (см. рисунок). Контуритовые тела имеют общие характерные черты:

- небольшая длина – от первых километров до первых десятков километров. Ширина дрифта ограничена шириной долины;
- наличие одного или двух эрозионных каналов, отделяющих дрифт от склона хребта;
- приуроченность (не во всех случаях) к областям локальных сужений долины;

- валоподобная геометрия дрефта.

С.Ш.

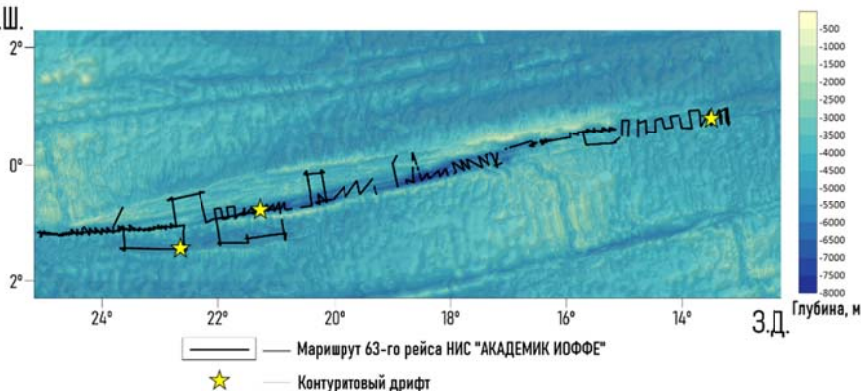


Рисунок. Маршрут съемок «эхолот-профилографом SES 2000 deer» в районе исследования.

Обнаружение этих дрефтов позволяет по-новому взглянуть на процессы осадочного заполнения долин трансформных разломов, а также пересмотреть или дополнить существующие данные по классификации контуритов. Отдельно отметим, что один из обнаруженных в активной части разлома дрефтов (между 21° и 22° з.д.) является самым глубоководным контуритовым дрефтом из известных на данный момент. На сегодняшний день контуритовые дрефты в таких разломах остаются редкими малоизученными объектами. Их дальнейшее исследование может способствовать выделению нового типа дрефтов, формирующихся в долинах трансформных разломов. Также исследования данных осадочных тел может стать важным источником информации о придонной циркуляции Атлантики в геологическом прошлом.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Frey D.I. et al. Multiple abyssal jets flowing into the Vema deep, Romanche fracture zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023. V. 128. № 2. P. 158–168.
2. Иванова Е.В. и др. Исследования осадочного заполнения трансформных разломов и водных масс восточной тропической Атлантики (63-й рейс НИС «Академик Иоффе») // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 6. С. 1021–1023.
3. Rebesco M. et al. 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.

4. Smillie Z., Stow D., Esentia I.P. Deep-sea contourites drifts, erosional features and bedforms // Encyclopedia of ocean sciences: Earth systems and environmental sciences. Elsevier, 2018.

For the first time, three contourite drifts formed by Antarctic Bottom Water (AABW) flow have been identified and described within the Romanche Fracture Zone. They are regarded as potential natural archives for reconstructing the history of bottom water circulation in the Central Atlantic.

**Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Ковалева О.А.,
Буданов Л.М., Фатеев Д.С.**

(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: Daria_Ryabchuk@mail.ru)

**Литология современных осадков и седиментационные
процессы северо-западного шельфа Берингова моря
Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Kovaleva O.A.,
Budanov L.M.¹, Fateev D.S.**

(A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg)

**Lithology and recent sediment processes of the Bering Sea
north-western shelf**

Ключевые слова: Анадырский залив, Берингов пролив, донные отложения, литодинамика, закономерности осадконакопления

Анализ особенностей состава и пространственного распространения современных морских донных осадков беринговоморского шельфа, заливов и фиордов Чукотки позволил получить представления о развитии современных зон придонной гидро- и литодинамики, установить области морской аккумуляции и площади дна, подверженные денудации вследствие воздействия придонных течений и высокой штормовой активности, выявить взаимосвязь распределения донных осадков от геоморфологической позиции.

Базовые знания о донных отложениях и их площадном распространении в Беринговом море получены советскими исследователями в 1950–1960-е гг. [2, 5]. Комплексные океанографические работы в Беринговом море проводились Институтом океанологии (ИО АН СССР) на НИС «Витязь» (1950–1975 гг.). Результаты исследований многочисленных экспедиций в Беринговом море обобщены в монографии А.П. Лисицына [6]. Основные закономерности современного осадконакопления в Анадырском заливе по данным детальных лито-геохимических исследований установлены работами специалистов ТОИ ДВО РАН, выполнявшимися в 1990-х гг. [1, 3 и др.]. Информация о гранулометрическом, минеральном и химическом составе поверхностных донных отложений приводится в публикациях, отражающих результаты экспедиционных исследований, выполненных специалистами институтов РАН (мособот «Шуя», 2006; НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2008, 2011; НИС «Профессор Хромов», 2009 и др.)

В рейсе НИС «Иван Киреев» 20 августа – 22 сентября 2021 г. специалистами Института Карпинского совместно с АО «Ромона» в рамках Госзадания по составлению Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 выполнены морские геолого-геофизические исследования в северо-западной части Берингова моря. Участок работ, рассматриваемый в настоящей статье, включал в себя Анадырский залив и российскую часть Берингова пролива

до мыса Дежнева. Для исследования поверхностных отложений осуществлен донный пробоотбор с применением бокс-корера и ковша-дночерпателя на 54 станциях, и подводная видеосъемка на 50 станциях на глубинах моря от 10 до 70 м. Пробы из бокс-корера отбирались послойно. При составлении карты использовался верхний слой (0–2 см), который наиболее точно отражает современные условия седиментации осадочного вещества. Кроме того, дополнительная информация о характере осадочного покрова получена при анализе материалов гидролокации бокового обзора (ГЛБО) (1150 км) и многолучевого эхолотирования (рис. 1). Съемка ГЛБО выполнялась с помощью аппаратного комплекса 4200 SIDE SCAN SONAR SYSTEM («EdgeTech», США), рабочая частота 122 КГц (НЧ). Многолучевой эхолот R2Sonic использовался в составе интегральной навигационной системы QINSy с обработкой данных в программе QPS Qimera. На всех профилях выполнялась непрерывная высокочастотная сейсмоакустика параметрическим профилографом (EdgeTech, модель CHIRP 3300NM) с частотно модулируемым сигналом 2–10 кГц.

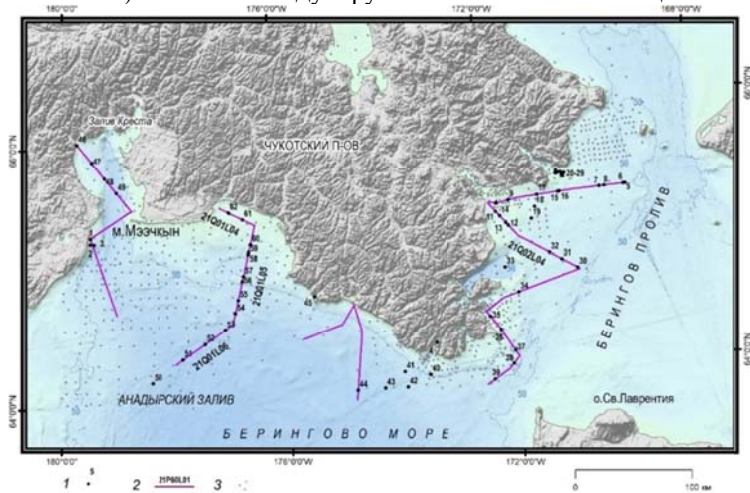


Рисунок. Схема фактического материала: 1 – станции донного пробоотбора Института Карпинского 2021 г. и их номера; 2 – геофизические профили Института Карпинского 2021 г.; 3 – архивные станции донного пробоотбора.

Для всех отобранных проб выполнен гранулометрический анализ и определение карбонатной составляющей. Гранулометрический анализ песчаных и галечно-гравийно-песчаных осадков выполнялся ситовым методом с применением анализаторной просеивающей машины AS 200 фирмы Retsch. Для осадков, содержащих более 2% гравийно-галечного материала, к стандартному набору сит (0.04–2.5 мм) добавлялись сита с

диаметром ячеек 4 мм, 5 мм, 6.3 мм, 8 мм и 10 мм. Исследования гранулометрического состава алевропелитовых отложений выполнены с применением лазерного анализатора размеров частиц Microtrac MrB (измерения гранулометрического состава частиц в диапазоне от 0.2 до 2000 мкм методом лазерной дифракции). Тип отложений определен по результатам лабораторных исследований в соответствии с десятичной классификацией «ВНИИОкеангеология» [6]. Содержание карбонатного углерода ($C_{\text{карб}}$) и CaCO_3 определялось методом кулометрии в Центральной аналитической лаборатории Института Карпинского.

Конфигурация полей различных по гранулометрическому составу отложений (рис. 1, 2) уточнялась с учетом составленной авторами цифровой модели рельефа морского дна (ЦМР). В основу модели были положены данные о глубинах и изобатах с морских навигационных карт ГУНиО масштабов 1:200 000 – 1:500 000, а также собственные данные эхолотного профилирования.

Как показали проведенные исследования, в Анадырском заливе и в российской части Берингова пролива до глубин моря 60–70 м преимущественное развитие имеют плохо сортированные полимодальные отложения, в составе которых при доминировании песчаных (до 70%) и гравийно-галечных (до 80%) фракций, может присутствовать до 20% алевро-пелитового материала.

Таким образом, современные фациальные разновидности донных отложений формируются преимущественно в условиях аседиментогенных обстановок, для которых характерны транзит мелкопесчаного и алевритового материала, широкое развитие волновой и течениевой подводной абразии с формированием на поверхности дна перлювиальных отложений. В пределах полей песчаных, гравийно-песчаных и гравийных отложений до глубин моря 60 м отмечаются обширные по площади зоны развития знаков ряби на поверхности дна, что подтверждает активность процессов транзита осадочного материала и позволяет, с учетом данных по гранулометрическому составу отложений, ориентировочно оценить скорости придонных течений в 40–50 см/с.

Общие закономерности циркумконтинентальной зональности в распределении поверхностных отложений нарушаются благодаря наличию локальных депрессий рельефа, ограниченных подводными барьерами в виде реликтовых аккумулятивных тел как волнового, так и ледникового генезиса. В этих локальных седиментационных бассейнах как в геоморфологических ловушках накапливаются выносимые реками песчаные и пелитовые алевриты. Кривые распределения этих осадков, как правило, одномодальные, грубообломочный и песчаный материал в них присутствует в незначительном количестве. Для глубин более 60–70 м в Анадырском заливе характерны условия относительно стабильной нефелойдной седиментации пелитовых алевритов, нарушаемой периодическим

гидродинамическим воздействием придонных течений.

Содержание карбонатного углерода ($C_{\text{карб}}$) в осадках варьирует от 0.13 до 4.27% и CaCO_3 от 0.69 до 35.6%, что определяется содержанием в них раковин моллюсков и их обломков.

Одним из важных процессов осадконакопления является ледовый разнос терригенного материала, активность которого подтверждается повсеместным распространением, в том числе в пелитово-алевритовых нефелоидных осадках обломков гравийной и галечной размерности различных по степени окатанности и петрографическому составу пород.

В прибрежных районах Анадырского залива и Берингова пролива отмечаются многочисленные следы ледового выпаживания морского дна, что нарушает целостность приповерхностного геологического разреза.

Полевые работы осуществлены в 2021 г. в рамках Государственного задания Института Карпинского. Комплексная интерпретация данных пробоотбора, гидролокации бокового обзора и сейсмоакустического профилирования выполнены при поддержке РНФ, проект 24-77-10058.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Влияние литодинамических факторов на распределение благородных металлов во взвеси и донных отложениях морской части эстуария р. Анадырь // Геохимия. 1997. № 5. С. 535–551
2. Гершанович Д.Е. Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря // Тр. ВНИРО. 1964. Т. LII. С. 31–81.
3. Дударев О.В., Боцул А.И., Чаркин А.Н. Особенности современного осадочного процесса на шельфе западной части Анадырского залива (Берингово море) // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 30–38.
4. Лисицын А.П. Донные отложения Берингова моря // Географическая характеристика Берингова моря. Тр. ИО АН СССР. 1959. Т. XXIX. С. 65–83.
5. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
6. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.3. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 169 с.

Analysis of the composition and spatial distribution of bottom sediments of the Bering Sea shelf, bays and fjords of Chukotka allowed to characterize recent areas of different hydro- and lithodynamics regime, to establish bottom areas of marine sedimentation and erosion due to the impact of bottom currents and high storm activity, to identify the relationship between the distribution of bottom sediments and their geomorphological position.

**Сажнева А.Э., Шрейдер А.А., Ключев М.С., Бреховских А.Л.,
Ракитин И.Я., Кононов М.В., Евсенко Е.И.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: alexe@ocean.ru, aschr@ocean.ru)

Исследование свойств магнитоактивного слоя литосферы в акватории Южного океана

Sazhneva A.E., Schreider A.A., Klyuev M.S.,

Brekhovskikh A.L., Rakitin I.Ya., Kononov M.V., Evsenko E.I.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Investigation of the properties of the magnetoactive layer of the lithosphere in the waters of the Southern Ocean

Ключевые слова: Антарктика, Южный океан, палеомагнитные аномалии, магнитоактивный слой

В этом исследовании мы попытались оценить характеристики и улучшить понимание инверсионного магнитоактивного слоя литосферы в Южном океане. Мы сравнили возраст литосферы, определенный по линейным магнитным аномалиям и данным глубоководного бурения, с моделями магнитоактивного слоя. Затем мы сравнили параметры этого слоя в Южном океане с параметрами в Индийском океане и в Мировом океане в целом. Оказалось, они близки к мировым, что указывает на хорошую и надежную работу моделей магнитоактивного слоя в Южном океане.

В области палеодинамики океана одной из ключевых задач является дальнейшее усовершенствование палеодинамических реконструкций для Южного океана, который включает в себя акватории Тихого, Атлантического и Индийского океанов, расположенные южнее 40 градусов южной широты.

Для достижения этой цели необходимо более точно определить параметры инверсионного магнитоактивного слоя. Уточнение этих параметров позволит более точно рассчитывать теоретические магнитные аномалии и на этой основе идентифицировать линейные палеомагнитные аномалии, а также восстанавливать возраст океанического ложа. Интенсивные геолого-геофизические исследования, проводимые в океане в последние годы, предоставили большое количество данных о магнитоактивном слое, который отвечает за палеомагнитные аномалии.

В рамках данной работы была проведена статистическая обработка данных, полученных из 15 скважин, расположенных в Южном океане. Было рассмотрено 9 идентифицированных палеомагнитных аномалий, что позволило определить возраст литосферы для 5 скважин.

Для определения среднегеометрических величин естественной остаточной намагниченности использовались опубликованные результаты палеомагнитных измерений 134 образцов из 14 скважин. Для определения

фактора Кенигсбергера – 71 образец из 10 скважин. Для определения наклона вектора остаточной намагниченности – 89 образцов из 13 скважин. Для определения среднеарифметической величины температуры Кюри были использованы данные по 31 образцу из 12 скважин.

В результате проведенных исследований было получено.

Средняя намагниченность базальтов из скважин в Южном океане составляет 1.1 А/м, а из скважин в областях уверенно идентифицированных палеоаномалий – 1.9 А/м. Для скважины 267 требуется корректировка возраста, определенного по палеоаномалиям, так как возраст осадков, определенный биостратиграфическим методом, достаточно точен. Для скважины 265 требуется реконструкция модели магнитоактивного слоя, которая будет приемлема для расчетов с целью повышения точности палеонаклона в модели.

В исследовании была предпринята попытка количественной оценки параметров и улучшения наших знаний об инверсионном магнитоактивном слое литосферы Южного океана. Было проведено сравнение возраста литосферы, полученного по уверенно идентифицируемым линейным магнитным аномалиям, скважинам глубоководного бурения, где было достигнуто базальтовое дно, и моделям магнитоактивного слоя литосферы. Это показало, что имеющиеся данные по возрасту и угловым параметрам вектора намагниченности образцов из скважин глубоководного бурения в Южном океане в целом соответствуют таковым, полученным по палеомагнитным аномалиям.

Также было проведено сравнение параметров, полученных в Южном океане, с параметрами, полученными в Индийском океане, а затем в Мировом океане. Это подтвердило, что среднегеометрические значения величин естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости, фактора Кенигсбергера и среднеарифметическое значение температуры Кюри для образцов из скважин Южного океана в целом близки к таковым в Мировом океане.

Все это свидетельствует о том, что модели магнитоактивного слоя литосферы Южного океана хорошо разработаны и относительно надежны.

Настоящая работа выполнена в рамках Государственного задания № FMWE-2024-0018.

In this study, we attempted to evaluate the characteristics and improve our understanding of the inversion magnetoactive layer of the lithosphere in the Southern Ocean. We compared the age of the lithosphere, determined by linear magnetic anomalies and deep-sea drilling data, with models of the magnetoactive layer. Then we compared the parameters of this layer in the Southern Ocean with those in the Indian Ocean and in the World Ocean as a whole. It turned out that they are close to the global ones, which indicates good and reliable operation of models of the magnetoactive layer in the Southern Ocean.

**Сколотнев С.Г.¹, Пейве А.А.¹, Соколов С.Ю.¹,
Добролюбова К.О.¹, Иваненко А.Н.², Боголюбский В.А.¹,
Веклич И.А.², Чамов Н.П.¹, Добролюбов В.Н.¹,
Денисова А.П.¹, Патина И.С.¹, Любинецкий В.Л.²,
Докашенко С.А.¹, Ткачева А.А.¹, Фомина В.В.¹**

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

Происхождение мезоструктурного кластера трог Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике)

**Skolotnev S.G.¹, Peyve A.A.¹, Sokolov S.Yu.¹,
Dobrolyubova K.O.¹, Ivanenko A.N.², Bogolyubskii V.A.¹,
Veklich I.A.², Chamov N.P.¹, Dobrolyubov V.N.¹,
Denisova A.P.¹, Patina I.S.¹, Lyubinetskii V.L.²,
Dokaschenko S.A.¹, Tkacheva A.A.¹, Fomina V.V.¹**

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

Origin of the mesostructural cluster King's Trough (eastern flank of the MAR, North Atlantic)

Ключевые слова: внутриплитная аккреция коры, горячая точка, межплитная граница, вулканизм, морфоструктуры, магнитные аномалии, трог Кинг, Северная Атлантика

Показано, что кластер мезоструктур на восточном фланге САХ в Северной Атлантике, состоящий из трога Кинг, Азоро-Бискайского поднятия, впадин Пик и Фрин и плато Гницевича, формировался длительное время в районе межплитной границы при активном внутриплитном вулканизме в сочетании с рифтингом.

Одним из важных направлений геологических исследований в океане является изучение разномасштабных структур дна, сформировавшихся за пределами осевых зон спрединга. К их числу относится кластер мезоструктур на восточном фланге САХ в Северной Атлантике, включающий образованное вулканическими горами, непосредственно к югу от трога Кинг. Происхождение ключевой мезоструктуры, трога Кинг, до сих пор остается дискуссионным, варьируя от рифтинга, разрушившего асейсмичный хребет, до растяжения, приуроченного к межплитной границе [1–3].

В 2023 и 2024 гг. в районе этого кластера состоялись две экспедиции (55-й и 57-й рейсы НИС "Академик Николай Страхов") [4, 5], в которых помимо опробования дна проводились батиметрическая и гидромагнитная съемки. По результатам работ произведены морфоструктурное районирование дна, структурирование аномального магнитного поля и типизация донно-каменного материала. Анализ этих результатов в

совокупности с данными, полученными другими исследователями [6, 7], позволил сделать следующие выводы.

1. Азоро-Бискайское поднятие формировалось как след горячей точки, являвшейся одним из первых проявлений Азорского плюма, локализованной вблизи или на оси спрединга в период между 78–80 (33 хрона) и 56–53 (24 хрона) млн. лет назад.

2. Северо-восточная ветвь АБП от 78–80 и примерно до 60 млн. лет назад (между 31 и 26 хронами) одновременно служила межплитной границей между Евразией и Иберией с точкой тройного сочленения (ТТС) на оси САХ.

3. В период затишья активности горячей точки 60–58 (31–26 хроны) млн. лет назад в районе г. Георгия Зимы сформировался политрансформный разлом субширотного простирания с правосторонним смещением, который стал продолжением межплитной границы между Евразией и Иберией.

4. В период между 58 и 53 млн. лет назад (в раннем эоцене) в районе этой межплитной границы возникли напряжения растяжения, политрансформ развивался в режиме транстенсии, также возникли ответвления от него в виде косых депрессий с растяжением параллельным Азоро-Бискайскому поднятию, примерно в направлении 26°. Сформировались и стали развиваться трого Пик и Фрин. Хребет Палмер, первоначально являвшийся межразломным хребтом в политрансформе, испытал погружение с наклоном и вращением. В разрезе стенок разломов и межразломного хребта закономерно развиты породы нормальной океанической коры, но имеются серпентинитовые протрузии. Большинство исследователей считают, что растяжение в районе трога Кинг обусловлено Пиринейским орогенезом, происходящим при коллизии Иберии и Евразии. Основная фаза орогенеза (55–47 млн. лет назад) началась именно в это время.

5. Около 45 млн. лет назад в районе ТТС в условиях продолжающегося растяжения начался мощный импульс магматизма, связанной с новой фазой активности Азорского плюма, закончившегося около 35 млн лет назад уже вне ТТС, что привело к формированию крупного вулканического массива в районе переходной провинции, похоронившего структуры растяжения как трансформного, так и косого направления, проявляющие себя через сеть разломов соответствующего направления. Также вокруг сформировался широкий ареал структур точечного и локального вулканизма, в том числе, слой щелочных базальтов на поверхности хребта Палмер.

6. Это событие знаменовало начало формирования трога Кинг, по аналогии с рифтом Терсейра, в случае с которым межплитная граница между Африкой и Евразией перешла от трансформного Азоро-Гибралтарского разлома к косому рифту, поскольку она пошла в сторону наименьшей прочности литосферы, обусловленной ее нагревом

современным Азорским плюмом. В случае с трогом Кинг нагрев осуществлялся мигрирующей вдоль оси САХ к северу микрогорячей точкой, которая является продуктом латерального растекания горячего и обогащенного вещества Азорского плюма, активизировавшего около 45 млн. лет назад, преимущественно в виде подосевого потока. Изменилось направление растяжения – около 56° .

7. Нарастивание трога в северо-западном направлении происходило порциями, по-видимому, в силу импульсивного поступления плюмового материала, что приводило к поперечной сегментации флангов трога Кинг и менее отчетливо самого трога. В соответствии с размерами сегментов импульсы ослабевают со временем. Механизм образования каждого сегмента распознается по строению северо-западного окончания трога Кинг. Зона аномального плавления подлитосферного потока плюмового материала возникает при пересечении его с зоной растяжения, при этом это происходит за пределами оси спрединга. На первом этапе прогретая литосфера поднимается над зоной аномального плавления и происходит ареальный площадной вулканизм, совокупно формируется сводовое поднятие. На втором этапе при увеличении интенсивности плавления образуется вулканическое нагорье, погребая структуры растяжения. Этап может закончиться возникновением вулканической постройки. На третьем этапе при существенном снижении объема плавления образуется осевая трещина, разрастающаяся до депрессии. Происходит вначале быстрое, а затем постепенное углубление депрессии, при этом в бортах трога могут вскрываться породы, сформировавшиеся в осевой зоне САХ. Разделившиеся части нагорья, а иногда и вулканической постройки все более и более расходятся в противоположные стороны.

8. Около 39 млн. лет назад – новый мощный импульс магматизма, сопоставимый с таковым в переходной зоне. Он привел к образованию крупного сегмента, в пределах которого расположена гора Антиальтаир. Изменилось направление растяжения, примерно в направлении 40° , при этом, по-видимому, оно сопровождалось левосторонним сдвигом (судя по поведению хроны 21). В ходе этого этапа эволюции трога Кинг возникли вулканические постройки, выступавшие над уровнем моря.

9. В дальнейшем вулканизм ослабевал, более северо-западные сегменты нагорья представляют собой узкие хребты. В соответствии с линейными магнитными аномалиями формирование трога завершилось перед хроной 6 около 20 млн. лет назад. По мнению большинства исследователей это связано с тем, что межплитная граница, приуроченная к трогу Кинг, перестала существовать в связи с окончательным присоединением Иберии к Евразии. Последний сегмент трога Кинг так и не раскололся на два фланга. Мигрирующая микрогорячая точка в настоящее время располагается в районе 45° с.ш., где распространены обогащенные толеиты.

10. Помимо подосевого потока плюмового материала формирующий и сформированный трог Кинг являлся аттрактором других подлитосферных потоков, которые поступают к нему с юга со стороны Азорского плюма, и являются источником вулканизма на его южном фланге, который проявляется в виде ареального вулканизма, наращивая южную часть свода, и формируя отдельные мелкие и крупные вулканические постройки, их кластеры и цепочки.

11. Наиболее мощные зоны аномального плавления некоторое время могут быть самостоятельными источниками магматизма, проявлявшегося уже на стадии раскрытия трога.

12. Тектонические движения, происходящие в более ранних сегментах, влияют на пространственное распределение тектонических и магматических процессов в ближайших северо-западных более поздних сегментах, пролонгируя разломы, к которым в том числе, может быть приурочен вулканизм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kidd R.B., Searle R.C., Ramsay A.T.S. et al. The geology and formation of King's Trough, northeast Atlantic // *Ocean Mar. Geol.* 1982. V. 48. № 1. P. 1–30.
2. Srivastava S.P., Roest W.R. King's Trough: reactivated pseudo-fault of a propagating rift // *Geophys. J. Int.* 1992. № 108. P. 143–150.
3. Macchiavelli C., Vergés J., Schettino A. et al. A new southern North Atlantic isochron map: insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. V. 122. № 12. P. 9603–9626.
4. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Добролюбова К.О. и др. Строение океанического дна в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика) // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2024. Т. 515. № 6. С. 5–12.
5. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю. и др. Строение океанического дна в районе сочленения трога Кинг и плато Гницевича (Северная Атлантика) // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2025. Т. 520. № 2. С. 212–223.
6. Dürkefälden A., Geldmacher J., Hauff F. et al. Magmatic and geodynamic evolution of the King's Trough Complex – the «Grand Canyon» of the North Atlantic // *Status conference research vessels. Forschungszentrum Jülich GmbH Zentralbibliothek, Verlag.* 2024. P. 229–234.
7. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *G3.* 2020. DOI: 10.1029/2020GC009214

It has been shown that the cluster of mesostructures on the eastern flank of the MAR in the North Atlantic, consisting of the King's Trough, the Azoro-Biscay Rise, the Peak and Freen Troughs, and the Gnichevich Plateau, was formed over a long period of time in the area of the interplate boundary during active intra-plate volcanism combined with rifting.

**Сушчевская Н.М.¹, Дубинин Е.П.², Лейченков Г.Л.³,
Беляцкий Б.В.⁴**

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва;

²Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва;

³Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; ⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГИ) Санкт-Петербург)

**Роль Африканского мантийного плюма в генерации
континентального и океанического магматизма с мезозоя
до настоящего времени**

**Sushchevskaya N.M.¹, Dubinin E.P.², Leitchenkov G.L.³,
Belyatsky B.V.⁴**

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow;

²Lomonosov Moscow State University; ³Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg

⁴Karpinsky All-Russia Research Geological Institute (VSEGI), St. Petersburg)

**The role of the African mantle plume in the generation of
continental and oceanic magmatism from the Mesozoic to the
present**

Ключевые слова: мантийные плюмы, Антарктида, мезозойские магматические провинции, Южный океан

На примере изучения магматизма мезозойских плюмов Кару-Мод, Кергелен показана их взаимосвязь с Африканским супер-плюмом, существенно сказавшаяся на образовании крупных изверженных провинций на смежных территориях южной Африки и Антарктиды, а также последующим образованием и периодической активизации многочисленных горячих точек в пределах Южного океана и их взаимодействия с рифтовыми зонами

Предполагается, что мантийные плюмы возникают или связаны с крупными областями пониженных скорости сейсмических волн (LLSVP) в нижней мантии. Мезозойские плюмы Гондваны и современные горячие точки в южной части Индийского и Атлантического океанов приурочены к краям крупной термальной провинции TUZO, расположенной под Африкой [1–3]. По данным [2] над центральной частью Тузо на протяжении 200 млн. лет сохранялось устойчивое положение Африканского континента. При этом присутствие длительно живущей области (Тузо) под Африкой является главным фактором термальной, магматической и структурной эволюции южной части Гондваны и последующего образования океанических областей. В течение 20 лет при изучении магматизма Антарктиды и прилегающих океанических областей мы используем и развиваем модель влияния

Африканского глубинного мантийного суперплюма. Около 180 млн. лет назад крупный плюм Кару-Мод внедрился в литосферу Гондваны (сопряженные районы восточной Африки и Антарктиды), а через 40–50 млн. лет (135–120 млн. лет назад) произошло внедрение плюмов: Кергелен в Индийском океане и Парана-Этендека – в Южной Атлантике (рис. 1).

Самым ранним проявлением плюмовой активности в пределах Африки является плюм Кару (с одноименной крупной изверженной провинцией), который привел к литосферному растяжению между Западной и Восточной Гондваной с образованием тройного сочленения внутриконтинентальных рифтов между Африкой, Антарктидой и о. Мадагаскар [4, 5].

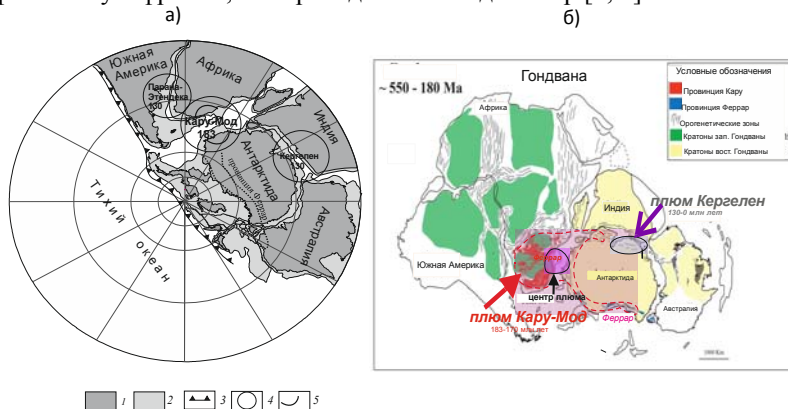


Рис. 1. Пространственное распространение и гетерогенность плюма Кару-Мод в юго-восточной Гондване на возраст (180 млн. лет) начала раскола Африки и Антарктиды. а) Развитие плюмов мезозойских плюмов в пределах Гондваны: 1 – материка, 2 – материковые окраины, 3 – зона субдукции, 4 – области проявления плюмов, 5 – центральная часть плюма; б) Реконструкция Гондваны и развитие мезозойских мантийных плюмов 180–110 млн. лет назад [5, 6].

Уникальной особенностью проявленного магматизма, сформировавшего крупные магматические провинции в пределах южной Африки (Кару) и Антарктиды (Земля Королевы Мод (ЗКМ), провинция Феррар) явилось образование глобальной зональности толеитового магматизма, когда более глубинные по выплавлению (высоко- Ti магмы) приурочены к центральной части плюма, а в периферической части плюма более развиты низко- Ti магмы – менее глубинные по происхождению. Самая центральная область развития плюма фиксируется по распространению специфических базальтовых расплавов, производных плавления пироксенитового источника. Их наличие, связанное с начальными этапами воздействия плюма, связано с плавлением фрагментов пироксенитовой мантии, включенной в плавление [6]. Геохимические отличия источников расплавов

провинции Феррар связаны, прежде всего, с тем, что литосфера Восточной Антарктиды вдоль Трансантарктических гор (провинция Феррар) испытывала интенсивное воздействие процессов субдукции одновременно с влиянием плюма Кару–Мод (рис. 2). Дальнейшее распространение плюма Кару–Мод на восток привело к формированию около 170 млн. лет базитового комплекса оазиса Ширмахера, расположенного на побережье моря Рисер-Ларсена в центральной части ЗКМ у предполагаемой восточной границы проявления плюма Кару–Мод. 135 млн. лет назад произошло внедрение плюма Кергелен, который привел к образованию крупной изверженной провинции в Австралии, Индии и Антарктиде [7]. В Антарктиде магматизм проявился в виде щелочных даек и штоков в пределах долгоживущей (палеозойско-мезозойской) рифтовой системы Ламберта [8], что, вероятно, и способствовало возникновению щелочных магм с близкими геохимическими характеристиками, которые можно связать с региональными особенностями литосферной мантии при подплавлении континентального основания (рис. 2).

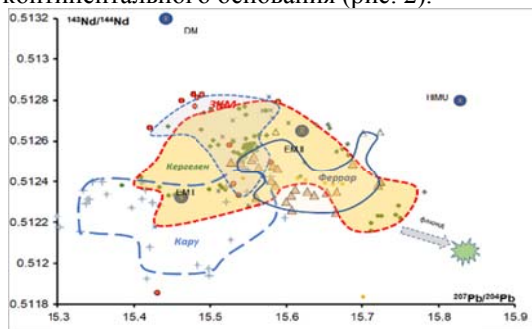


Рис. 2. Изотопные вариации магм, сформированных под воздействием плюмов Кару–Мод (провинции Кару, ЗКМ, Феррар) и Кергелен (плато Кергелен, поднятие Аф. Никитина, ВИХ, р-н. Ламберта)

Локальное воздействие на мантийные неоднородности краевой части Антарктиды, образованные на разных этапах континентального развития Гондваны, могло привести к появлению специфических расплавов низких степеней плавления, богатых летучими и литофильными элементами, с изотопными характеристиками, соответствующими характеристикам обогащенной древней континентальной мантии. Эволюция плюма Кергелен оказала заметное влияние на состав магм в пределах древней спрединговой зоны (хребет Вартон), поднятия Афанасия Никитина, Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и продолжилось вплоть до четвертичного времени, когда начали формироваться остров Херн в пределах плато, а также вулкан Гауссберг на побережье восточной Антарктиды [9] (рис. 2). Важно подчеркнуть, что новейшие модели термоплотностной конвекции

показывают широкую возможность течений в мантии, достигающих нескольких тысяч км. [10].

Влияние глубинного, долгоживущего африканского супер-плюма существенно сказалось на эволюции Южной Атлантики и Индийского океана образованием многочисленных горячих точек и их взаимодействию с формирующимися рифтовыми зонами. Это отразилось в морфологии океанических областей, характере магматизма и в составах обогащенных магм, формирующих поднятия. Для последних фиксируется примесь в плавящемся источнике фрагментов континентальной литосферы [11]. Так выявлено, что подводный хребет Шака в южной Атлантике связан с ранней до раскольной историей восточной Гондваны, в субдукционных условиях, но сама зона субдукции более древняя, чем известные субдукционные зоны западной части Атлантики. Хребет Шака рассматривается как неспрединговый блок-останец, оказавшийся пространственно сближенным с поднятием Буве, благодаря сложной истории раскрытия Южного океана под воздействием плюма Кару–Мод [12].

Таким образом, развитие Африканского супер-плюма в мезозое привело: **1)** к образованию плюма Кару–Мод, внедренного в литосферу суперконтинента Гондваны около 180 млн. лет назад, давшего начало к образованию крупных изверженных провинций на смежных территориях южной Африки (провинция Кару) и Антарктиды (восточная часть Земли Королевы Мод, Феррарская провинция) и послужило началом распада суперконтинента, а также формированию Мозамбикского бассейна; **2)** к последующей активизации плюма Кергелен (130–120 млн. лет), что способствовало расколу гондванских блоков Индии, Австралии и Антарктиды раскрытию восточной части Индийского океана и формированию изверженных провинций в Индии (Радж Махал) ледника Ламберта (восточная Антарктида), гигантских структур плато Кергелен, поднятия Афанасия Никитина, хребта Брокен и Восточно-Индийского хребта; **3)** к сохранению плюмового воздействия до настоящего времени при образовании и периодической активизации многочисленных горячих точек, их взаимодействия с рифтовыми зонами, отделению Южной Америки от Африки и Антарктиды, формированию акватории приантарктической части Южной Атлантики и таких крупных морфоструктур, как плато Агульяс (около 100 млн. лет), поднятий Метеор, Айлос Оркадос (65–60 млн. лет назад), Юго-Восточная Георгия и Мод;

Работа выполнена при поддержке темы гос. задания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Murphy J.B. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation.// *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 178. P. 1–11.
2. Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plume generation

zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core–mantle boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 265. P. 49–60.

3. Svenson H.H., Torsvik T.H., Callegaro S. et al. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, // *Large Igneous Provinces from Gondwana and Adjacent Regions*. Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 463. P. 17–40. <https://doi.org/10.1144/SP463.7>

4. Elliot D.H., Fleming T.H. Weddell triple junction: the principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana // *Geology*. 2000. V. 28. P. 539–542.

5. Лейченко Г.Л., Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // *Докл. РАН*. 2003. Т. 391. № 5. С. 675–678.

6. Сушевская Н.М., Лейченко 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. 503–525.

7. Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В. и др. Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей восточной Антарктиды // *Геохимия*. 2017. № 9. С. 782–799.

8. Leitchenkov G.L., Belyatsky B.V., Kaminsky V.D. The age of rift-related basalts in East Antarctica 2018 // *Doklady Earth Sciences*. 2018. V. 478. № 1. P. 63–67.

9. Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) – результат влияния мантийного плюма Кергелен // *Геохимия*. 2014. № 12. С. 1079–1098.

10. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // *Геотектоника*. 2025. № 1. С. 3–20.

11. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сушевская Н.М. Тектоническое строение и эволюция литосферы приантарктической части южной Атлантики // *Океанология*. 2024. № 1. С. 94–111.

12. Сушевская Н.М., Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Агапитова Д.А. Хребет Шака (Южная Атлантика) – останец континентальной структуры // *Геохимия*. 2024. Т. 69. № 12. С. 82–103.

Using the example of studying the magmatism of the Mesozoic plumes of the Karoo Mod and Kerguelen, their relationship with the African superplume is shown, which significantly affected the formation of large igneous provinces in adjacent territories of South Africa and Antarctica, as well as the subsequent formation and periodic activation of numerous hot spots within the Southern Ocean and their interaction with rift zones.

**Цуканов Н.В.^{1,3}, Ватрушкина Е.В.¹, Лучицкая М.В.¹,
Мазуркевич К.Н.²**

Возраст, особенности состава и происхождение вулканотуфогенных пород Верхне-Пегтымельской впадины Чукотского террейна.

(¹Геологический институт РАН, Москва; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kambear2011@yandex.ru)

**Tsukanov N.V.^{1,3}, Vatrushkina E.V.¹, Luchitskaya M.V.¹,
Mazurkevich K.N.²**

Age and composition and origin volcanic-tuff rocks of Upper-Pegtymel basin, Chukchy terrane

(¹Geological Institute RAS; ²A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute,

³Shirshov Institute of Oceanology RAS)

Ключевые слова: Верхне-Пегтымельская впадина, Чукотский террейн, базальты и долериты, кислые туфы, изотопное датирование.

Аннотация. Определен позднемеловой (86-88 млн. л.) возраст для долеритов и кислых туфов, развитых в Верхне-Пегтымельской впадине на южной окраине Чукотского террейна. Химический состав изученных пород показывает, что они накапливались в пределах активной окраины в надсубдукционной обстановке. Внедрение долеритов, вероятно, связано с растяжением в тылу окраинно-континентального вулканического пояса.

Введение. Верхне-Пегтымельская впадина (50×10 км) как самостоятельная структура была выделена Паракецовым К.В. [5] из-под покровов эффузивов Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Она находится на юго-востоке Чукотского террейна, в верховьях р. Пегтымель. Здесь среди вулканотуфогенных пород ОЧВП обнажаются туфотерригенные, терригенные и магматические породы позднеэоценового возраста (рис. 1а, б). Образования ОЧВП (амгеньская толща) здесь представлены верхнемеловыми (коньяк-кампанскими) лавами, игнимбритами и преимущественно кислыми туфами.

При работах в 2020 г. в центральной части впадины в бассейне руч. Пастбищный по правому борту ручья наблюдались дайки долеритов и базальтов, которые обнажаются в поле развития кислых туфов амгеньской толщи и туфопесчаников имлекинской толщи.

Возраст. Акцессорные цирконы были выделены из долерита, отобранного из дайки в туфотерригенных породах имлекинской толщи на левом борту руч. Пастбищный. Самый молодой возраст циркона из образца составил: 87.63±2.6 млн. л. При этом в образце были выделены также несколько групп разновозрастных цирконов. Результаты исследований

цирконов из кислого туфа, отобранного на правом борту руч. Пастбищный, показывают позднемеловой возраст в интервале от ~88 до ~84 млн. лет. Цирконы из кислого туфа, в междуречье руч. Глухой и Пастбищный, имеют позднемеловой возраст 86.25 ± 0.69 млн.л.

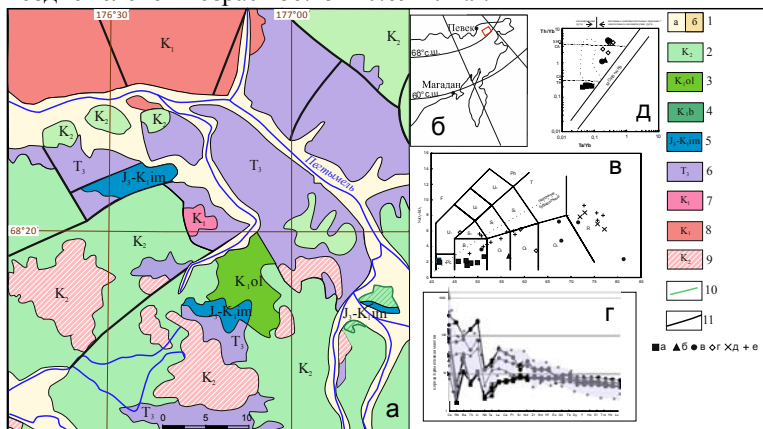


Рис. 1. Геологическая схема левобережья р. Пегтымель, а – по данным [1] с изменениями; б – схема положения района исследований: 1 – четвертичные отложения; а – аллювиальные, б – ледниковые; 2 – позднемеловые вулканогенные образования кислого и среднего состава (ОЧВП); 3 – альбские угленосные отложения ольховской свиты; 4 – берриасские риолитовые туфы берложской толщи; 5 – титон-берриасские туфотерригенные отложения имлекинской толщи; 6 – верхнетриасовые терригенные отложения; 7 – альбские гранитоиды; 8 – раннемеловые гранодиориты; 9 – позднемеловые субвулканические комплексы кислого и среднего состава; 10 – позднемеловые дайки долеритов и базальтов; 11 – разрывные нарушения. Рис 1в – диаграмма TAS [7]; 1г – мульти элементная диаграмма редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии по [10], пунктирной линией оконтурено поле составов пород ОЧВП, данные из работы [6]; 1д – диаграмма Ta/Yb – Th/Yb, по [8], поле, выделенное пунктирной линией – породы ОЧВП коньякского и коньяк-сантагонского возраста по [6]. В подписях к рис.: а – долериты и базальты; б – андезиты; в – кислые туфы; г – гальки из конгломератов в имлекинской толще, по [2]; д – кислые туфы Берложьей кальдеры, по [6]; е – верхнемеловые вулканыты ОЧВП, данные из работы [6]).

Особенности состава. Изученные вулканические породы представлены: долеритами и базальтами (SiO_2 45.8–49.9 вес.%), андезитом (SiO_2 56.7 вес.%) и кристаллокластическими туфами кислого состава (SiO_2 67–81 вес.%). На диаграмме по отношению кремнезема и щелочности практически все изученные породы попадают в поле субщелочной серии. Содержания

TiO₂ в основных породах колеблется от 1.34 до 1.79 вес.% при низких содержаниях K₂O, а в андезите—1.04 вес.%. В кислых туфах этот показатель варьирует в пределах 0.39–0.5 вес.% при K₂O 3.77–3.8 вес.%. На диаграмме SiO₂–FeO_{общ.}/MgO фигуративные точки вулканитов располагаются преимущественно в поле толеитовой серии.

В базальтах, долеритах и андезите наблюдаемые соотношения и концентраций элементов примесей показывают признаки субдукционной обстановки (рис. 1г). Отмечаются Nb и Ta минимумы, повышенные отношения крупноионных литофилов (КИЛ), редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных (ВЗЭ) элементов. Отношения (La/Yb)_n больше единицы (1.24–1.32) в основных породах, >2 в андезите и более 5 в кислых разновидностях. Величины εNd(T) в породах изменяются от деплетированных значений (+7.19–+6.8) при концентрациях SiO₂=42–48 мас.% и MgO=4.5–6 мас.% в долеритах и базальтах до 2.01 в андезите и слабо отрицательных (–1.08; –0.91) при SiO₂ = 67.93–81.3 мас.% в кислых туфах. Предполагается, что это может быть связано с тем, что магматические мантийные расплавы, сформировавшие эти породы, были контаминированы сиалическими материалом.

Обсуждение и выводы. Изученные нами базальты, долериты и кислые туфы, кроме андезита, имеют позднемеловой возраст. Базальты и долериты образуют дайки в отложениях имлекинской толщи и позднемеловых кислых туфах. Малоомощная пачка кислых туфов (рис. 1а), вероятно, перекрывает породы имлекинской толщи.

Данные по изотопии Nd, Pb, Sr изученных нами пород показывают, что долериты характеризуются положительными значениями εNd и низкими ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7039–0.704), что, в целом, позволяет говорить о деплетированном характере глубинных источников для их формирования. Вместе с тем, высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7055) для туфов указывают, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты. Так изученные породы располагаются вдоль тренда смешения обогащенного источника типа ЕМII и мантийного компонента ЕМI. Магматические источники изученных пород формировались при смешении флюидной составляющей при плавлении метаморфизованной океанической коры и добавления осадочного вещества в зону плавления. Особенностью составов основных вулканитов является низкие значения отношений Th/Yb (менее 0.5) при относительно высоких значениях Ba/Th. На диаграмме Th/Yb–Ba/Th их фигуративные точки образуют субвертикальный тренд, что свидетельствует о преобладающей роли флюидной фазы от плавления измененной океанической коры. Средние и кислые породы имеют низкие Ba/Th отношения (29–150) и высокие Th/Yb значения (1–4.5). На диаграмме фигуративные точки этих пород смещены в поле низкого Ba/Th при относительно высоком отношении Th/Yb. Для таких пород предполагается существенная роль расплавов, происхождение которых связано с

плавлением осадочных пород, перекрывавших субдущирующуюся океаническую кору. Такие отношения редких элементов характерны в большей степени для вулканитов тыловых зон островных дуг [3–4]. На диаграмме Ta/Yb–Th/Yb, по [8], базальты и долериты попадают в поле составов пород океанических островных дуг, а андезит и кислые туфы в поле активных континентальных окраин и континентальных островных дуг. При этом породы ОЧВП коньякского и коньяк–сантонского возраста из работы [6] попадают в поле известково-щелочной серии.

Одним из индикаторов меры участия осадочного компонента в составах пород островных дуг является соотношение $Sm/La-Th/La$. Вулканические пояса и дуги, под которые субдущируется незначительное количество осадков, должны иметь близкие к мантийным значения Th/La . В дугах с большим объемом поступающих осадков, значения Th/La должно приближаться к таковым в осадках. Базальты и долериты показывают вариации значений Th/La в пределах (0.1–0.13). Для кислых туфов и андезита отношение Th/La составляет 0.2–0.4. Породы из галек в конгломератах имлекинской толщи имеют более высокие отношения (0.4–0.7). Следует отметить, что точки составов базальтов и долеритов образуют на диаграмме независимый тренд и располагаются вблизи поля океанических базальтов, что также отличает их от разновозрастных основных вулканитов ОЧВП (рис. 1). Близкие по возрасту и составу вулканиты ОЧВП (убенкинская толща, коэвуньская, энмываамская свиты) [6] по особенностям химического состава отличаются от изученных нами долеритов и базальтов. На диаграмме $La/Yb-Th/Ta$ фигуративные точки базальтоидов концентрируются вблизи составов примитивной мантии, в то время как кремнекислые породы и комплексы ОЧВП занимают поле близкое к магмам с обогащенным компонентом. На диаграмме $Th/Nb-Ce/Nb$ [9] базиты имеют относительно высокое отношение Ce/Nb и наиболее низкое Th/Nb , что также говорит об источнике близком к ДММ. Для остальных пород более характерны высокие отношения этих элементов, что показывает большую роль субдукционного компонента.

На основе полученных данных можно предположить, что основные вулканиты формировались из другого источника, менее обогащенного по сравнению с источником разновозрастных вулканитов ОЧВП и, вероятно, формирование изученных комплексов происходило в другой геодинамической обстановке. Базальты и долериты с такими особенностями геохимического состава не характерны для комплексов ОЧВП. Возможно, формирование этих образований связано с растяжением в тылу пояса.

Тезисы подготовлены в рамках гранта РФФИ № 24-27-00352

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варламова В.А., Вяткин Б.В., Малышева Г.М. Информационный отчет

о результатах незавершенных работ по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания 1:500000 территории Чукотского автономного округа». Анадырь: ФГУГП «Георегион», 2004. С. 331.

2. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский–раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

3. Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов становления о-ва Кунашир // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 517–534.

4. Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Кимура Дж.И. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 469–487.

5. Паракецов К.В. Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

6. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.

7. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckheisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.

8. Pearce J.P. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich, U.K.: Shiva Press, 1983. P. 230–249.

9. Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: Trace element constraints: Oceanic and continental lithosphere: Similarities and Differences // Journal of Petrology. V. Spec. Lithosphere Iss. Publ. London. 1988. P. 415–445.

10. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Magmatism in ocean basin / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

The Late Cretaceous (86–88 Ma) age has been determined for dolerites and acid tuffs developed in the Upper Pegtymel depression on the southern edge of the Chukchy terrane. The chemical composition of the studied rocks shows that they accumulated within the active margin in a suprasubduction environment. The introduction of dolerites is probably related to the extension in the rear of the marginal continental volcanic belt.

**Черных А.А.¹, Яковенко И.В.¹, Бешок М.М.^{1,2},
Заварзина Г.А.¹, Синица П.К.¹, Высоколян А.М.¹**

(¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, e-mail: a.a.chernykh@vniio.ru;

²Санкт-Петербургский Государственный Университет, СПбГУ, г. Санкт-Петербург)

Структурно-тектоническая карта Арктического бассейна масштаба 1:2 500 000

**Chernykh A.A.¹, Yakovenko I.V.¹, Beshok M.M.¹,
Zavarzina G.A.¹, Sinitza P.K.¹, Vysokolyan A.M.¹**

(¹FSBI «VNIIOkeangeologia», ²Saint Petersburg State University, SPbU)

The structural and tectonic map of the Arctic basin at scale 1:2 500 000

Ключевые слова: тектоника, эволюция, потенциальные поля, сейсморазведка, фундамент, комплексная интерпретация, районирование, Арктический бассейн.

В результате комплексного анализа геолого-геофизических данных создана структурно-тектоническая карта Арктического бассейна в масштабе 1:2 500 000. Она позволяет делать важные выводы о тектоническом строении и эволюции геоструктур СЛО, тестировать эволюционные модели, служит фундаментальной основой для выполнения структурно-формационного и структурно-минерагенического районирования.

В геологии представления о строении и эволюции земной коры отображаются в виде тектонических карт. Эти карты могут отличаться по принципу их составления. Они представлены либо картами тектонического районирования, либо, в основе – структурными картами. Методики картографирования и, в частности – тектонического районирования, в России традиционно регламентированы, если работа выполняется в рамках подведомственных Роснедра организаций. Однако, в подавляющем большинстве случаев, эти методики разработаны для территории суши – основного объекта картографирования нашей страны. Они основаны на результатах анализа и обобщения огромного объема выполненных натурных геологических наблюдений – как естественных выходов горных пород, так и керна скважин различной глубины. Дополняют этот массив данных результаты косвенных – геофизических наблюдений, позволяющих прогнозировать строение недр, недоступных для прямого геологического изучения. Таким образом, в пределах суши накапливаемый с течением времени массив данных позволяет создавать все более достоверные и детальные геологические модели, включая модели тектонического строения и эволюции изучаемых площадей.

Акватории Российской Федерации, как правило, слабо изучены дорогостоящим морским глубоким бурением вне пределов районов добычи углеводородов (Балтийское, Каспийское, Печорское, южная часть Карского

моря и шельф о. Сахалин). В рассматриваемой же глубоководной части СЛО пробурена только одна скважина, в полярной области хребта Ломоносова, глубиной около 400 м [1]. Параметрическое бурение на континентальном шельфе России не ведется с начала 90-х годов XX века и в целом – количество пробуренных глубоких скважин мизерно. Прямые геологические данные предоставляют естественные выходы пород прибрежной и островной суши. Однако, не всегда геологию обрамления акваторий и островов можно «транслировать» на смежную акваторию: нередко граница суши и моря совпадает с крупными тектоническими границами, а острова могут характеризовать выходы «аномальных» по отношению к остальной части акватории объектов – отдельных срединных массивов, террейнов. Вышесказанное объясняет – почему при региональном изучении акваторий ведущую роль играют косвенные методы изучения глубинного геологического строения – геофизические, а именно – морские сейсмо-, грави- и магниторазведка. Но даже ими, значительные площади шельфов России и, тем более – глубоководная часть СЛО – изучены в недостаточной или даже слабой степени.

Вышесказанное объясняет – почему при региональном изучении акваторий ведущую роль играют косвенные методы изучения глубинного геологического строения – геофизические, а именно – морские сейсмо-, грави- и магниторазведка. Но даже ими, значительные площади шельфов России и, тем более – глубоководная часть СЛО – изучены в недостаточной или даже слабой степени. Поэтому, существующие методические документы для тектонического районирования в пределах суши (пусть даже с выходами на прилегающие акватории) не подходят для условий обширных арктических акваторий, включая СЛО.

Фундаментальной работой в помощь тектоническому изучению регионов является Тектонический кодекс России [2]. Авторы настоящей работы старались во многом опираться на данный методический документ.

Наиболее рациональным подходом при решении задачи изучения тектонического строения СЛО нам представляется таковой, использованный авторами серии тектонических карт, созданных под редакцией Н.А. Богданова и В.Е. Хаина [3–7]. На этих пяти картах на акваториях демонстрируется структура поверхности фундамента, элементы тектонического районирования, разрывные нарушения разной кинематики, отдельные достоверно установленные геологические объекты и другая дополнительная информация (возраст океанической коры, изобаты и др.). Тектоническое строение, структура фундамента – обосновываются результатами комплексной интерпретации геофизических данных, полученных на акватории, с учетом геологических данных по прилегающей суши или бурения (геологического опробования). Только через создание обоснованной, непротиворечивой тектонической модели можно переходить к созданию модели тектонической эволюции и геодинамической модели.

Для арктической циркумполярной области создано не так много карт геологического содержания, в том числе – тектонических карт и схем в масштабах сводного и обзорного картографирования (1: 1 500 000 ÷ 1:10 000 000). Среди наиболее известных – карта осадочных бассейнов [8], геологическая карта Арктики [9] и тектоническая карта Арктики [10]. В то же время, для существенно более изученных, в сравнении с Арктическим бассейном, отдельных акваторий арктического шельфа и, в частности, всего российского сектора в целом – существует гораздо большее количество более детальных (масштаб 1:2 500 000) обзорных геологических и тектонических карт (например, [4, 11, 12] и др.).

В основу создания (базовый слой) настоящей структурно-тектонической карты (далее – Карты) положен, как это делалось и ранее [4], структурный каркас структурообразующей, т.е. сформированной в эпохи последних по времени фаз тектонической активизации, поверхности. В качестве таковой поверхности выбрана подошва пост- и синрифтового осадочного чехла. С оговороками, мы называем ее поверхностью фундамента: на одних площадях это абсолютно корректно (хорошо изученные области шельфовых морей с кристаллическим или складчатым фундаментом), на других – условно, так как существующие малочисленные сейсморазведочные данные МОВ ОГТ 2D не позволяют закартировать локально зафиксированные осадочные комплексы нижнего (? промежуточного) структурного этажа (слабо изученные шельфовые области и поднятия в Арктическом бассейне). На столь большой площади обсуждаемая структурная поверхность гетерогенна и гетерохронна. Известно, что активная фаза формирования осадочных бассейнов западно-арктического шельфа пришлась на палеозойско-мезозойское время, а восточно-арктического шельфа и Арктического бассейна – на мел-кайнозойское время.

Текущий уровень изученности сейсморазведкой МОВ ОГТ 2D не позволяет одинаково достоверно закартировать данную поверхность: данных, в целом, достаточно в пределах континентальных шельфов, но, например, для района подводного хребта Альфа – они практически полностью отсутствуют. Некоторые районы характеризуются наличием лишь отдельных профилей МОВ ОГТ 2D. Отдельно стоит отметить, что суровые условия СЛО, наличие круглогодичного ледового покрова в глубоководной его части – существенно сказываются на качестве и информативности получаемых по результатам сейсморазведки разрезов. Только крайне дорогостоящие экспедиции с использованием атомного ледокола для проводки по профилям и специально доработанного НИС обеспечивают получение данных хорошего качества [13].

В связи с вышеописанной проблемой, в районах с низким уровнем изученности сейсморазведкой МОВ ОГТ 2D, при создании модели рельефа фундамента (основного структурного слоя Карты) применялись различные виды моделирования. Далее, отдельные модели рельефа фундамента по

участкам объединялись в сводную модель.

На Карте поверхность фундамента показана тонами разного цвета в пределах разных трансрегиональных структур на континентальной и переходной коре, шаг изогипс также меняется в зависимости от особенностей спектра глубин данной поверхности. В областях развития океанической коры оттенками цвета показан ее предполагаемый возраст, но изогипсы фундамента также отображены.

Тектоническое районирование выполнено по результатам комплексной интерпретации данных потенциальных полей, сейсморазведки МОВ ОГТ 2D, батиметрии, гравимагнитного моделирования и, конечно же – с учетом геологических данных по территории суши. В пределах района исследований выделены таксоны 4-х рангов: глобальные, трансрегиональные, региональные и территориальные [2]. На Карте границы таксонов показаны условными знаками, в соответствии с легендой.

По результатам комплексной интерпретации геофизических данных на Карте показано положение разрывных нарушений двух рангов разной кинематики. К первому рангу отнесены разломы, проникающие до границы верхней и нижней континентальной коры или глубже, вплоть до сквозькоровых. На данном этапе работ разделения разломов на установленные достоверно (выходящие на сушу или уверенного фиксируемые на сейсмических разрезах МОВ ОГТ 2D) и предполагаемые не выполнялось.

Помимо этого, по результатам комплексной интерпретации данных и моделирования, на карте показаны: магнитохроны и оси линейных магнитных аномалий; область распространения HALIP (высокоширотной арктической магматической провинции); рельеф фундамента (псевдотеневой рельеф); положение бровки шельфа, палеовулканов, глубоких скважин и эпицентров землетрясений (рисунок). Подготовленная карта сопровождается картами аномалий потенциальных полей и схемами глубин поверхности фундамента и раздела Мохоровичича, мощности осадочного чехла и земной коры, глубинными геолого-геофизическими разрезами.

Созданная структурно-тектоническая карта, на наш взгляд, является наиболее детальной и информативной, позволяет делать важные выводы о тектоническом строении и эволюции геоструктур СЛО, служит фундаментальной основой для выполнения структурно-формационного и структурно-минерагенического районирования. Выявленные структурные и тектонические особенности поверхности фундамента и строения земной коры представляют важные ограничения при разработке моделей эволюции региона. В частности, для области хребтов Альфа-Менделеева и смежных котловин Амеразийского бассейна получены доказательства их эволюции по модели сопряженных вулканических пассивных окраин [14, 15]. Детальность построений структурно-тектонической карты на акватории позволяет перейти к моделированию процессов формирования геоструктур,

тестированию разных эволюционных моделей.

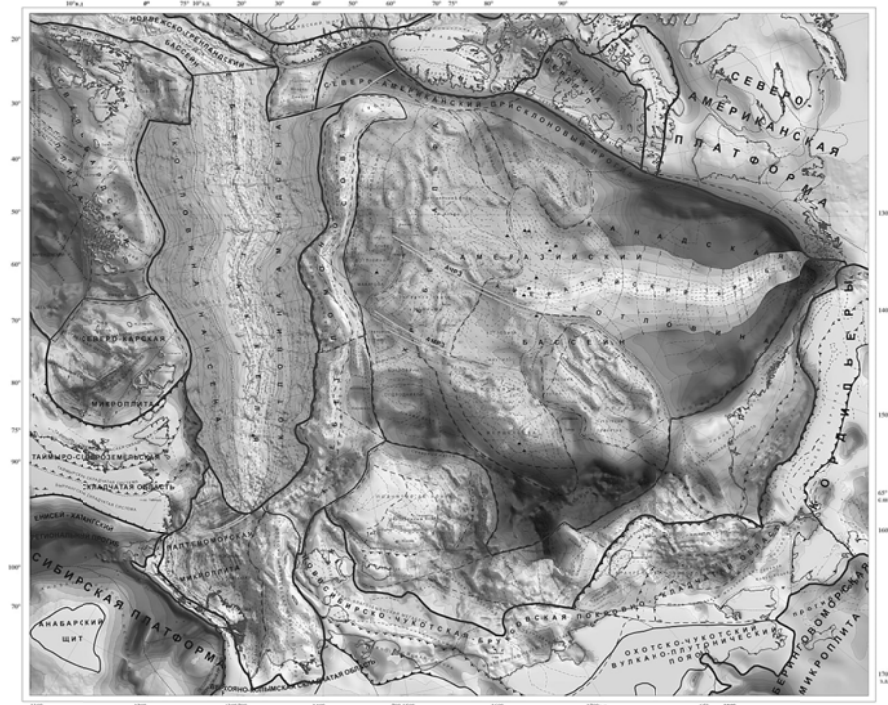


Рисунок. Структурно-тектоническая карта Арктического бассейна и прилегающих акваторий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S03. Doi: 10.1029/2007PA001476
2. Тектонический кодекс России / Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, А.В. Гушин и др. / МПРИЭ РФ: Роснедра: М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016.
3. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000 / ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛ РАН, 1996
4. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб 1:2 500 000 / ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛ РАН, 1998.
5. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000 / ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛ РАН, 2000.
6. Карта тектоники фундамента Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000 / ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ГИН РАН, 2003.

7. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2 500 000 / ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛ РАН, 2003.
8. Grantz A., Robert W. Scott R.W. et al. Sedimentary successions of the Arctic Region (58–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons // Geological Society Memoir. 2011. V. 35. № 1. P. 17–37.
9. Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V. et al. Geological map of the Arctic. Geological Survey of Canada, "A" Series Map, 2159A // Natural Resources Canada. 2011. <https://doi.org/10.4095/287868>
10. Тектоническая карта Арктики / ред. О.В. Петров, М. Пубелье (ВСЕГЕИ/CGMW). СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 72 с.
11. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д., Чехович В.Д. Тектоническая карта Восточной Арктики м-ба 1: 2500000. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011.
12. Петров О.В., Морозов А.Ф., Стрельников С.И. Государственная геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000 // Региональная геология и металлогения 2012. № 49. С. 15–22.
13. Казанин Г.С., Заяц И.В., Иванов Г.И. и др. Геофизические исследования в районе северного полюса // Океанология 2016. Т. 56. № 2. С. 333–335.
14. Черных А.А., Яковенко И.В., Каминский В.Д. и др. Тектоническая схема Американо-Северного бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. РАН, 2023. Т. 510. № 3. С. 134–141.
15. Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F. et al. Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // Gondwana Research. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.10.010>.

As a result of a comprehensive analysis of geological and geophysical data, a structural and tectonic map of the Arctic Basin has been created on a scale of 1:2 500 000. It allows us to draw important conclusions about the tectonic structure and evolution of the geostructures of the Arctic Ocean, test evolutionary models, and serve as a fundamental basis for performing structural-formational and structural-mineragenic zoning.

**Чечекин А.В.¹, Агафонов К.А.¹, Башкатов Д.С.¹,
Марусов С.Е.¹, Чечекин В.А.²**

(¹Конструкторское Бюро “Синергия”, г. Санкт-Петербург, e-mail:

achechekin@synergy.ru, kagafonov@synergy.ru; ² Санкт-Петербургский

Государственный Университет, Институт Наук о Земле, направление – геология, г. Санкт-Петербург)

**„Аксолотль“: экономичный мониторинг морской
геофизики и защита инфраструктуры на основе
волоконной интерферометрии**

**Chechekin A.V.¹, Agafonov K.A.¹, Bashkatov D.S.¹,
Marusov S.E.¹, Chechekin V.A.²**

(¹Synergy Design Bureau, St. Petersburg, ²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Geology Department, St.Petersburg)

**"Axolotl": Cost-Effective Monitoring of Marine Geophysics
and Infrastructure Protection Using Fiber-Optic
Interferometry**

Ключевые слова: волоконно-оптическая интерферометрия, интерферометр Саньяка, микросейсмичность, морская геофизика, целостность подводной инфраструктуры

Прибор «Аксолотль», разработанный в КБ «Синергия», представляет собой перспективную систему мониторинга морских акваторий. Устройство демонстрирует высокую эффективность в решении широкого круга задач — от детектирования сейсмической активности до контроля подводной инфраструктуры, сочетая научную новизну с практической применимостью в сложных условиях морской среды.

Пространственно-распределенные волоконно-оптические датчики находят широкое применение в задачах мониторинга протяженных объектов, таких как трубопроводы, железнодорожные пути и охраняемые периметры. Одним из наиболее перспективных типов таких датчиков является датчик, принцип работы которого очень близок интерферометру Саньяка [1], который характеризуется высокой чувствительностью, доступностью компонентной базы и простотой оптической схемы.

В данной статье рассказывается о демонстрационном образце, созданном коллективом КБ “Синергия” и о перспективах его использования в различных предметных областях, в первую очередь, там, где требуется раннее обнаружение низкоамплитудных колебаний, свидетельствующих о ранних стадиях развития фиксируемого физического процесса, например – в сейсмологических исследованиях, в задачах непрерывного зонального мониторинга вулканической активности, где востребованы пространственно-распределенные сенсорные системы, не требующие значительных финансовых инвестиций. Коротко, в силу ограничений на

общий объем материала, рассказывается о перспективах модификации прибора, позволяющих улучшить ряд характеристик. Модификация включает использование второго источника лазерных импульсов и оптического мультиплексирования, что позволяет улучшить пространственное разрешение и снизить влияние шумов.

В основе работы прибора лежит принцип интерференционной суперпозиции двух лазерных импульсов, распространяющихся навстречу друг другу по оптоволоконной петле. Любая внешняя модуляция (внешнее механическое воздействие) меняет статистические характеристики регистрируемого на фотодетекторе светового импульса, что дает возможность эффективно решать задачи по обнаружению и классификации внешнего, по отношению к оптоволокну, колебательного процесса. Принципиальная схема используемой оптоволоконной петли представлена на рисунке ниже:

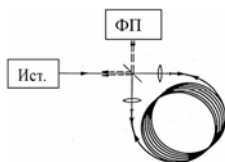


Рис. 1. Оптоволоконная петля прибора “Аксолотль”

На рисунке представлены в соответствующих обозначениях: Ист. — источник лазерных импульсов; ФП — лавинный фотодетектор; оптическими линзами представлен разделитель (сплиттер) оптического импульса, выполняющий разделение энергии импульса на две части; оптоволоконная петля. После выполнения процедуры оцифровки оптического импульса, мы можем наблюдать специальный сигнал — рефлектограмму, максимум которого (на рисунке ниже) соответствует оптоволоконной петле. Временная развертка этого максимума позволяет получить полную сигнатуру (“портрет”) внешнего воздействия.

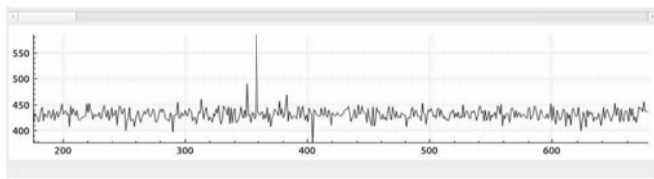


Рис. 2. Рефлектограмма прибора “Аксолотль” с максимумом на петле



Рис. 3. Временная развертка максимума рефлектограммы при внешнем воздействии

На представленных иллюстрациях наглядно показано, что приведенная оптоволоконная схема может быть хорошим детектором внешних колебаний. Коллективом КБ данная схема была применена, в первую очередь, для обнаружения активности судов на поверхности акватории, но эксперименты со средами, в которых вибрационные колебания распространяются весьма устойчиво, свидетельствуют о том, что данный сенсор вполне успешно может быть применим в задачах сейсморазведки и мониторинга вулканической активности.

Одним из ключевых преимуществ прибора на основе оптоволоконных петель является его экономическая эффективность. В отличие от систем DAS, которые требуют использования дорогостоящих высокоточных лазеров и сложных систем обработки сигналов, наш прибор использует более доступные компоненты: источник световых импульсов, - в качестве источника может быть использован недорогой лазерный диод, что значительно снижает стоимость системы; оптоволоконные петли, - стандартное оптоволокно, применяемое в телекоммуникациях, является относительно недорогим и доступным материалом; это делает предложенное решение более привлекательным для широкого круга применений, включая мониторинг сейсмической активности в удаленных или труднодоступных регионах.

Для повышения точности локализации источника внешних колебаний в оптоволоконном приборе на основе интерферометра Саньяка предлагается модификация [2–4], включающая использование второго источника лазерных импульсов и оптического мультиплексирования. Такая модификация позволяет улучшить пространственное разрешение и точность определения координат источника колебаний за счет увеличения количества независимых измерений и снижения влияния шумов.

Прибор «Аксолотль» открывает новые возможности для изучения и мониторинга морской геофизической среды. Его ключевое преимущество — способность одновременно решать научные и прикладные задачи: от исследования тектонических процессов на шельфе до контроля безопасности подводной инфраструктуры. Технология особенно востребована в Арктике, где традиционные методы мониторинга сталкиваются с экстремальными условиями. Уже сегодня система демонстрирует потенциал для прогнозирования оползней, обнаружения

газовых выбросов и минимизации рисков для нефтегазовых месторождений.

В ближайшие годы развитие «Аксолотля» будет направлено на интеграцию с цифровыми платформами нефтегазовых компаний и расширение функционала за счет ИИ-аналитики. Это позволит не только фиксировать изменения геологической среды, но и прогнозировать их последствия для промышленных объектов. С учетом экономической эффективности (развертывание системы в 3–5 раз дешевле аналогов) и адаптивности к различным условиям, технология имеет все шансы стать отраслевым стандартом в морской геофизике.

Таким образом, «Аксолотль» представляет собой уникальный симбиоз науки и практики, способный трансформировать подходы к мониторингу морских акваторий — от фундаментальных исследований до коммерческого внедрения в интересах нефтегазового сектора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Малыкин Г.Б., Эффект Саньяка. Корректные и некорректные объяснения // Успехи Физических Наук. 2000. Т. 170. № 12.
2. Чобан Т.В., Жирнов А.А., Степанов К.В. и др. Распределенный датчик акустических воздействий на основе интерферометра Саньяка с опросом по методу "нулевых частот" // Фотон-Экспресс. 2021. № 2. С. 14–17.
3. Huang J., Chen Y., Peng H. et al. A 150 km distributed fiber optic disturbance location sensor with no relay based on the dual-Sagnac interferometer employing time delay estimation. // Opt. Commun. 2021. V. 479. art. 126420.
4. Song Q., Zhou P., Peng H. et al. Improved localization algorithm for distributed fiber optic sensor based on merged Michelson-Sagnac interferometer. // Opt. Express. 2020. V. 28. № 5. P. 7207–7220.

The 'Axolotl' device, developed by Synergy Design Bureau, is an advanced marine monitoring system. It effectively performs diverse tasks – from seismic activity detection to subsea infrastructure inspection, combining scientific innovation with practical operation in challenging marine environments.

Шейков А.А., Шельтинг С.К.

(ГНЦ АО «Южморгеология», Геленджик, SheltingSK@rusgeology.ru)

Внешние границы аллювиальных равнин Северо-Западного шельфа Черного моря

Sheikov A.A., Shelting S.K.

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

The outer boundaries of the alluvial plains of the Northwestern shelf of the Black Sea

Ключевые слова: Черное море, шельф, аллювиальные равнины, бровка шельфа, материковый склон, олистостромы.

При выполнении работ подготовки к изданию листов ГК 200 Крымской серии, на основании анализа данных сейсморазведки, предложена схема структурно-геоморфологического районирования, согласно которой участок шельфа от м. Херсонес до м. Урет относится к Южнокрымско-Каламитской подобласти шельфа. Вдоль южной границы Северо-Западной подобласти авандельта палео-Каланчака граничит с подпровинцией материкового склона. На этом участке шельфа, выше бровки фронт авандельты заходит в тыловую область оползневых структур Западно-Крымского олистострома.

При выполнении работ геологической съемки шельфа по объекту 1122, на морской части листов L-36-XXVII, L-36-XXVIII (Западная площадь)», у западного побережья Крыма, разработана новая схема структурно-геоморфологического районирования.

Для морской части листов Крымской серии существуют схемы геоморфологического районирования для изданного листа ГК 1000 [1] и для изданной ГК дна северной части Черного и западной части Азовского морей масштаба 1:500 000 [2]. Согласно схеме геоморфологического районирования ГК1000, большая часть площади листа располагается в Северо-Западной подобласти шельфа, подпровинции шельфовых равнин, провинции впадины Черного моря. Южная часть листа относится к подпровинции материкового склона и подножия Черного моря [1]. При выполнении работ подготовки к изданию листов ГК 200 Крымской серии, на основании анализа данных сейсморазведки [3], предложена новая схема структурно-геоморфологического районирования (рисунок), согласно которой участок шельфа от м. Херсонес до м. Урет относится к Южнокрымско-Каламитской подобласти шельфа.

В западной части листа L-36-XXVII, в пределах Северо-Западной подобласти шельфа, бровка шельфа проходит вблизи изобаты 120 м, по границе резкого свала глубин материкового склона. Линия бровки неровная, огибает многочисленные врезы верховьев ложбин и каньонов материкового склона. Шельф в этой части площади представляет собой

субгоризонтальную, платообразную поверхность дельты палео-Каланчака (I.1.2.2). Вдоль внешней границы дельты, в интервале глубин от 56 до 92 м, протягивается пологий склон авандельты палео-Каланчака (I.1.2.3). На востоке авандельта палео-Каланчака граничит с Южнобережно-Каламитской подобластью шельфа (I.1.1.2, I.1.1.3). Вдоль южной границы Северо-Западной подобласти авандельта палео-Каланчака граничит с подпровинцией материкового склона. На этом участке (I.1.2.1), выше бровки шельфа фронт авандельты заходит в тыловую область оползневых структур Западно-Крымского олистострома (ЗКО).

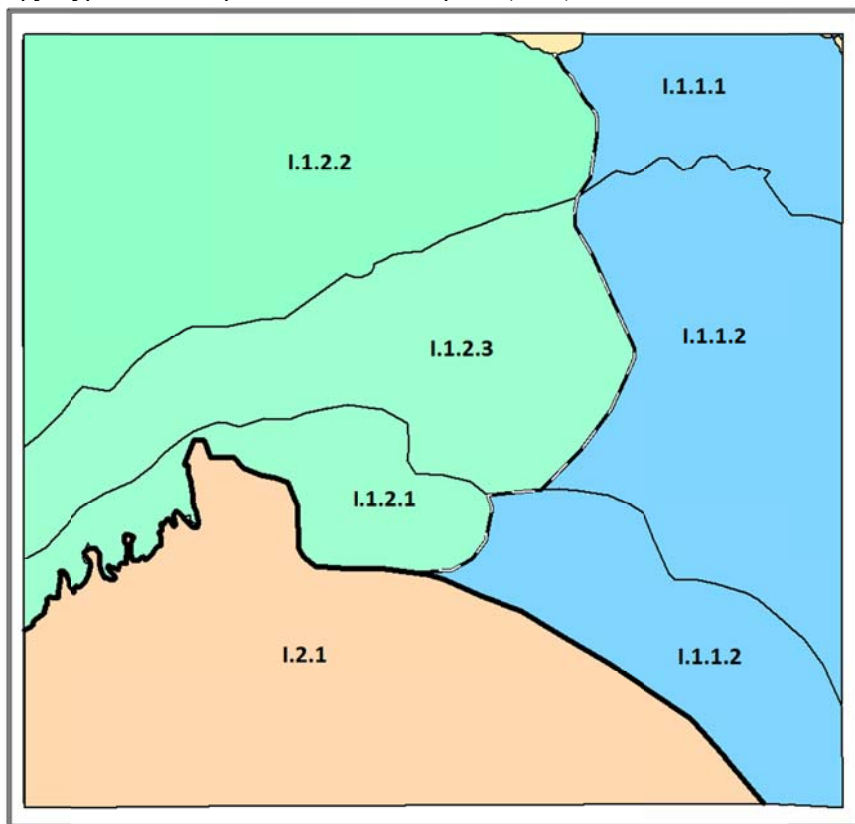


Рисунок. Схема структурно-геоморфологического районирования листа L-36-XXVII: Азово-Черноморская провинция: I – Северо-Черноморская подпровинция, Области: I.1 – шельф северной части Черного моря, I.2 – материковый склон. Подобласти шельфа: I.1.1 – Северо-Западная, I.1.2 – Южнобережно-Каламитская. Подобласти континентального склона и его подножия: I.2.1 – подобласть Западно-Крымского олистострома.

В восточной части листа L-36-XXVII, относящейся к Южнобережно-Каламитской подобласти шельфа, бровка шельфа проходит вдоль уступа в рельефе морского дна, на глубинах от 120 до 180 м. На слабонаклонной шельфовой отмели выделяются районы прибрежного или внутреннего (I.1.1.1), открытого (I.1.1.1) и переуглубленного внешнего (I.1.1.3) шельфа. Переуглубление внешнего шельфа на этом участке, отражает неотектоническое прогибание области Альминской впадины.

В области открытого шельфа и в области внешнего переуглубленного шельфа рельеф структурно-аккумулятивный: полого-наклонная поверхность морского дна, перекрыта чехлом неоген-четвертичных отложений, образующих осадочную призму, нивелирующую рельеф нижнемиоценовой поверхности выравнивания, вовлеченной в некомпенсируемое флексурное погружение ЗЧВ и прогибание области Альминской впадины.

В области внутреннего шельфа основным фактором трансформации первичного рельефа нижнемиоценовой поверхности выравнивания выступают процессы абразии. Берег моря в границах листа абразионный (по классификации В.П. Зенковича).

Материковый склон имеет разное строение в юго-западной и юго-восточной частях площади. Граница проходит, на меридиане г. Николаева, в области каньона, известного, как каньон Днепра или каньон палео-Каланчака, где бровка шельфа меняет направление от ЗЮЗ, на участке, примыкающем к Северо-Западной области шельфа, до ЮВ, на участке, примыкающем к Южнобережно-Каламитской области шельфа. Линия бровки шельфа в верховьях главного русла каньона вдается далеко на север и имеет вид огромного оползневого цирка.

К западу от каньона, в области Западно-Крымского олистострома, склон имеет ступенчатое строение. В верхней части материкового склона, ниже бровки шельфа проходят крутые уступы стенок отрыва оползневых блоков, ниже которых в рельефе склона выделяется серия ступеней, отражающих рельеф оползневых блоков – олистолитов. Средняя и нижняя часть склона на этом участке – наклонная, расчлененная денудацией поверхность перекрывающего склон олистострома. Многочисленные продольные врезы эрозионных долин сети притоков основного русла каньона палео-Каланчака расчленяют поверхность оползневого склона на узкие подводные гряды.

К юго-востоку от каньона, на участке, примыкающем к Южнобережно-Каламитской подобласти шельфа, материковый склон имеет вид пологого откоса. В плане склон имеет ширину 7–9 км, профиль склона выпуклый. В верхней, пологой части склона, до глубин 700–900 м уклоны дна составляют около 1°. Рельеф верхней части материкового склона, примыкающей области внешней части шельфа и открытого шельфа структурно-аккумулятивный: пологонаклонная поверхность морского дна, перекрыта чехлом образующих террасу неоген-четвертичных отложений,

нивелирующих рельеф нижнемиоценовой поверхности выравнивания, вовлеченной в некомпенсируемое флексурное погружение ЗЧВ и прогибание в области Альминской впадины.

Работа выполнялась в рамках контракта с ФГБУ «ВСЕГЕИ» № 15-3/22-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь (с клапаном К-36). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019.
2. Белецкий С.В. и др. Геологічна карта дна північної частини Чорного і західної частини Азовського морів масштабу 1:500 000, аркуші L-35-Г; L-36-А, -Б, -В, -Г; К-36-А (пн. ч.), -Б (пн. ч.); L-37-А (пд.-зх. ч.), -В (зх. ч.); К-37-А (пн.-зх. ч.), (на украинском языке). КП «Южэкогеоцентр», Приченоморское ГРГП. Киев, 2011. Фонды ГБУ РК ТФГИ № 5220.
3. Геологическая съемка масштаба 1:200 000 Прикрымского шельфа Черного моря: отчет по объекту 28/80-Г / ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»; отв. исполн. А.Ю. Глебов. Картохранилище АО «Южморгеология». Геленджик, 1981.

In the course of Geological map sheet L-36-XXVII design, based on the analysis of seismic survey data, a scheme of structural and geomorphological zoning was proposed, according to which the shelf section from Cape Chersoneses to Cape Ureth belongs to the South Crimean – Klamite subdistrict of the shelf. Along the southern border the Northwestern subdistrict of Paleo-Kalanchak avandelta, borders on the substructure of the continental slope. In this area, above the shelf edge, the afront of avandelta enters the rear area of the landslide structures of the West Crimean Olistostrome.

Шельтинг С.К., Глебов А.Ю., Шейков А.А.

(ГНЦ АО «Южморгеология», Геленджик, SheltingSK@rusgeology.ru)

Палеорельеф рiasовых бухт Каламитского залива и лиманов

Shelting S.K., Glebov A.Y., Sheikov A.A.

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

Ria coast paleorelief of the Kalamitsky Gulf and limans

Ключевые слова: Черное море, Каламитский залив, шельф, абразия, береговая линия, типы берегов, лиманы.

В рельефе дна северной части Каламитского залива выражена серия абразионных террас. Равнина на глубинах от 20 до 28 м ограничена на западе песчаным валом бургазской банки, в тылу которой протягивается ложбина бургазской лагуны. Контуры лагуны повторяют контуры погребенных лиманов. Эрозионные врезы лиманов выработаны в глинах тавра в предкарангатское время и в направлении к побережью выходят к устьям расположенных на побережье Каламитского залива лиманов. Таким образом, акваторию Каламитского залива можно рассматривать, как участок переработанного абразией лиманного (риасового) берега.

В составе работ геологической съемки шельфа по объекту 1122, на прикрымском участке Черноморского бассейна, на морской части листов L-36-XXVII, L-36-XXVIII (Западная площадь)».

Каламитский залив вдается в сушу на 13 км, максимальная ширина залива 41 км, глубины до 30 м. С севера залив ограничен мысом Евпаторийский, с юга мысом Лукулл. Дно Каламитского залива в северной части до мыса Лукулл представляет собой плоскую, слабонаклоненную (0,25°) на запад равнину, осложненную незначительными по высоте валообразными возвышениями.

На широкой плоской поверхности дна северной части Каламитского залива до изобаты 50 м выражена серия абразионных и аккумулятивных террас, на уровне 12, 16 и 27 м [1]. От уреза воды до глубины 6–8 м выделяется полоса бенча и аккумулятивная терраса, сложенная современными песчано-гравийными накоплениями. Ширина этой полосы 600–1000 м. Дальше до глубины 12 м простирается абразионная равнина шириной 2–3 км, соответствующая джеметинскому времени, представляющая собой древний бенч, покрытый маломощным слоем илистых и песчаных осадков. Граница этой полосы со стороны моря фиксируется в рельефе останцами подводного вала представляющего собой затопленную пересыпь или бар. За этим валом простирается обширная почти горизонтальная равнина, ограниченная с запада валообразной грядой, протягивающейся от Евпатории до Николаевки. Подножье этой гряды находится на глубине 16–20 м. Гряда четко выражена в рельефе,

представлена цепью из трех разобщенных между собой валообразных возвышенностей, вытянутых вдоль берега, на расстоянии от 5 до 7 км. Возвышенности разделены широкими проходами.

Во внешней части бухты, на глубинах от 18–20 до 25–28 м располагается обширная, почти горизонтальная равнина шириной до 7 км. На западе равнина ограничена третьей грядой, которая простирается почти в 15 км от берега, а в середине разорвана проходом (седловиной) шириной 2 км на глубине 32 м. За третьей грядой в 15–20 км от берега на глубинах 32–44 м протягивается пологий (до 1°) склон, который обозначает абразионный берег новоэвксинского моря.

История развития Каламитского залива, начиная от новоэвксинского времени до современного, а также характеристика условий образования форм современного рельефа шельфа с возрастным их расчленением представлены в работах К.Н. Невесского, выделявшего три этапа: первый – бугазско-витаевский, во время которого была создана, а затем деградирована ограничивавшая бургазский лиман внешняя пересыпь; второй – каламитский, на начальных стадиях которого возникла внутренняя пересыпь, отделявшая каламитский лиман; третий – джеметинский, повлекший за собой затопление внутренней пересыпи и выработку современной акватории [2].

Внешняя банка представляет собой песчаный вал и является реликтом надводной косы или пересыпи, перегораживавшей Каламитский залив при уровне моря на 24–25 м ниже современного. В тылу бургазской банки протягивается ложбина бургазской лагуны. Кровля отложений тавра (N_2tv) в подошве песчаного вала внешней банки залегает на уровне около 28 м, маркирующем поверхность предголоценовой (сурожской?) абразионной равнины во внешней части Каламитской бухты. Поверхность абразионной равнины в работе К.Н. Невесского показана на разрезе против оз. Богайлы (Кичикбель), где описан глинистый бенч, тянущийся от берега до внешней банки, которая выражена менее отчетливо, чем на севере, и представляет собой вал, сложенный сильно литифицированными грубозернистыми наносами, по-видимому, слагавшими древний пляж. Бенч лишь незначительно прикрыт осадками с современной фауной. [2]. В восточной части сурожской абразионной равнины вдоль восточного борта бургазской лагуны в интервале глубин от 25 до 18 м протягивается полоса витаевской абразионной равнины с уклонами до 0.1° [1].

В современном рельефе бургазской лагуны соответствует ложбина на глубине от 25–28 м, контуры которой повторяют контуры соответствующих предкарангатской береговой линии погребенных лиманов, выделяемых по данным интерпретации разрезов НСАП [3, 4]. Палеолиманы образованы в результате затопления морскими водами устьевой части балок, представлявших эрозионные врезы, выработанные в глинах тавра в предкарангатское время и подновленные в эпоху новоэвксинской регрессии.

Неоднородности рельефа эрозионных врезов палеолиманов нивелируются отложениями голоцена.

В направлении к побережью эрозионные врезы выходят к устьям расположенных на побережье Каламитского залива соленых озер (лиманов) Сасык, Сакское, Чайка и Кызыл-Яр и располагаются на морском продолжении структур Альминской впадины, к которым приурочены лиманы (Сакской, Николаевской, Табачной синклиналей, Богалицкого разлома).

Таким образом, данные НСАП позволяют подтвердить мнение К.Н. Невесского, утверждавшего, что в позднем плейстоцене не существовало широкой дуги Каламитского залива. Следовательно, в недалеком прошлом на месте залива существовала суша, которая впоследствии была срезана морем [2]. Линия берега проходила вдоль западной границы залива, вблизи бургазской банки. К побережью выходили лиманы, расположенные в устье рек (балок) выходящих к устьям существующих лиманов Сасык, Сакское, Чайка и Кызыл-Яр. Анализ материалов сейсморазведки и данных промера позволяет рассматривать акваторию Каламитского залива, как участок переработанного абразией лиманного (риасового) берега.

Работа выполнялась в рамках контракта с ФГБУ «ВСЕГЕИ» № 15-3/22-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комплексные гидрогеологические и геофизические исследования шельфа на участке Севастополь-Евпатория за 1973–75 гг. Черное море. Геологический отчет. ГУП РК «Крымгеология»; отв. исполн. В.В. Комаров. Симферополь, 1975
2. Невеский К.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря М.: Наука, 1967. 254 с.
3. Геологическая съемка масштаба 1:200 000 Прикрымского шельфа Черного моря: отчет по объекту 28/80-Г / ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»; отв. исполн. А.Ю. Глебов. Картохранилище АО «Южморгеология». Геленджик, 1981.
4. Геолого-геохимическая съемка в Каламитском заливе Черного моря: отчет по объекту 27/78-Г / ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»; отв. исполн. А.Ю. Глебов. Картохранилище АО «Южморгеология». Геленджик, 1980.

A series of abrasive terraces is expressed in the relief of the bottom of the northern part of the Kalamitsky Bay. The plain at depths from 20 to 28 m is bounded in the west by the sandy rampart of the Burgaz bank, in the rear of which stretches the depression of the Burgaz lagoon. The contours of the lagoon follow the contours of the buried pre-Karangatian estuaries. The erosive incisions of the estuaries were worked out in the Taurus clays and towards the coastline they reach the mouths of the estuaries located on the coast of the Kalamitsky Bay. Thus, the water area of the Kalamitsky Bay can be considered as a section of the estuary (Rias) shore processed by abrasion.

**Romanko A.E.¹, Imamverdiyev N.A.², Vikentev I.V.³,
Heidari M.⁴, Savichev A.T.¹, Poleshchuk A.V.¹, Malykh M.M.³**
(¹Geological Institute RAS, Moscow, Russia, a-romanko@ya.ru; ²Baku State University, Azerbaijan; ³Institute of geology of ore deposits RAS, Moscow, Russia, ⁴University of Isfahan, Iran)

Joint geological analysis of the South Caspian and adjacent structures: some problems

**Романько А.Е.¹, Имамвердиев Н.А.², Викентьев И.В.³,
Хейдари М.⁴, Савичев А.Т.¹, Полещук А.В.¹, Малых М.М.³**
(¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: a-romanko@ya.ru; ²Бакинский Государственный Университет, г. Баку, Азербайджан; ³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, ⁴Университет Исфахана, г. Исфахан, Иран)

Совместный геологический анализ Южного Каспия и сопредельных структур: некоторые проблемы

Keywords: tectonic-magmatic-hydrocarbons (HC, oil-gas) peculiarities, specific anomalous regime, discussion

Alpine tectonic-magmatic- oil-gas correlation of the region studied was studied. Specific anomalous regime in the large region is discussed. Deep component is important.

We present data on Alpine tectonic-magmatic-oil-gas relation/correlation in the South Caspian and adjacent structures. Specific anomalous regime in this unique region is discussed. Role of deep component is important. Such data are noted as:

1. Important North-eastern (NE) tectonic–magmatic–metallogenic–Oil-gas (HC–hydrocarbons) zoning exists in this region, at least, for Miocene–Recent (N1-Q). There is no doubt about mantle component role here (lithosphere root delamination and African superplume activity). This component controls tectonics, intraplate magmatic, and fluid events etc.

2. N1-Q powerful intraplate magma due to mantle component exists with: subalkaline-alkaline rocks – Ca-rich rocks – up to real carbonatites of Hanneshin, Afghanistan. Data about Sr-Ca...input in upper younger sediments from lower older magmatites are noted. We can see such magmatic trend as: Quaternary carbonatites, Hanneshin, Afghanistan – Ca-rich volcanites with CaO 34.8wt% – trachyandesites with CaO 7.1wt%.

3. Pg3-Q subduction-related rocks are antipodes to intraplate ones. Relation with African superplume is not formally necessary, but there are our data about subduction-related rocks with warm melt inclusions in them.

4. Decreasing of earthquakes activity from S- to M- Caspian, at least (Bogdanov et al., 2003). Also there are data on HC resources decreasing from Persian Gulf to N-Caspian.

5. Oil–gas lesser zoning from west to east of Caspian exists too. It could be in relation with NE superplume activity meaning such limit as Caucasus barrier.

6. Other HC north-south zoning is: HC in old rocks, since Devonian up to Paleogene – N-Caspian vs HC in Triassic-Jurassic, Paleogene rocks in M-Caspian, and in N2- South Caspian. It is in agreement with north-eastern (NE) superplume activity decreasing. Fairly rare coal – HC coexisting could be also in agreement with a long degassing in this warm region. It is proposed that age of most Caspian HC is similar or maybe simply one despite regularly older HC-bearing host rocks to the north. Also, giant HC resources in Saudi Arabia – Caspian region could be related with African superplume. Ca.700:1 for Nonorganic or mineral carbon (C) vs organic one (by known MSU chemist N. Rudenko, 2010). HC localization is in agreement with a regional geology. Deep H_2 and C from sediments give CH_4 . Also, deep H_2 , CH_4 , CO etc. could help in economic oil processes too despite traditional biogenic HC genesis (Lisitsyn, 1988 etc.).

7. There is a good correlation: HC detailed structural maps – HC maximum. It is in agreement with young HC localization despite the different age of host rocks. Important that mud volcanoes (using also Kholodov, 2012) – HC (oil-gas) – Salt +/- flora? in the Caspian region is the very ONE system. Submeridional zoning in Caspian Sea region is principal and of economic importance.

We are very grateful to D. Astafiev, M. Rodkin, A. Kuzin, B. Golubov†, M. Goncharov† et al., G. Gogonenkov et al., Yu. Volozh, V. Trifonov, A. Kasimov, V. Slavinsky, E.L. Romanko, N.V.Panasuk etc. etc.

This work was made due to the State program of the Geological Institute RAS.

Совместный анализ обширного региона говорит об участии глубокого компонента во многих событиях. Это связано с прямым или опосредованным влиянием Африканского суперплюма в кайнозое. Набор сильных\сильнейших аномалий (мощная эндогенная активность, геофизические аномалии, гигантские крупнейшие в мире запасы углеводородов (УВ), экономическая металлогения и т.д.) находит в таком случае удовлетворительно объяснение. Аномальный термический режим, наверно, катализировал вызревание углеводородов и т.д.

*Научное издание
Сборник*

ISBN 978-5-6055274-0-4

DOI: <https://doi.ocean.ru/10.29006/978-5-6055274-0-4>

**Геология морей и океанов
Материалы XXVI Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии.**

Том IV.

**Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
2025. – 268 с.**

ISBN 978-5-6055274-0-4



9 785605 527404 >

ISBN 978-5-6055274-0-4